



ΕΥΡΩΠΑΪΚΗ ΕΝΩΣΗ  
ΕΥΡΩΠΑΪΚΟ ΤΑΜΕΙΟ  
ΠΕΡΙΦΕΡΕΙΑΚΗΣ ΑΝΑΠΤΥΞΗΣ



ΕΛΛΗΝΙΚΗ ΔΗΜΟΚΡΑΤΙΑ  
ΥΠΟΥΡΓΕΙΟ ΠΑΙΔΕΙΑΣ  
ΔΙΑ ΒΙΟΥ ΜΑΘΗΣΗΣ  
ΚΑΙ ΘΡΗΣΚΕΥΜΑΤΩΝ

## **ΔΕΥΚΑΛΙΩΝ – Εκτίμηση πλημμυρικών ροών στην Ελλάδα σε συνθήκες υδροκλιματικής μεταβλητότητας: Ανάπτυξη φυσικά εδραιωμένου εννοιολογικού-πιθανοτικού πλαισίου και υπολογιστικών εργαλείων**

### **Συνεργαζόμενοι φορείς:**



ΕΤΜΕ: Πέππας & Συνεργάτες Ε.Ε.



Γραφείο Μαχάιρα Α.Ε.



Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο – Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος



Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών – Ινστιτούτο Ερευνών Περιβάλλοντος και Βιώσιμης Ανάπτυξης

### **Ενότητα Εργασίας 3**

Ανάπτυξη φυσικά εδραιωμένων εργαλείων υδρολογίας πλημμυρών

#### **Παραδοτέο Π3.1**

Βιβλιογραφική επισκόπηση υδρολογίας πλημμυρών και συναφών εργαλείων



## **ΠΕΡΙΛΗΨΗ**

Αντικείμενο της έκθεσης είναι η βιβλιογραφική επισκόπηση του θεωρητικού πλαισίου της υδρολογίας πλημμυρών, η οποία αποτελεί κλάδο της τεχνικής υδρολογίας. Η έρευνα αποσκοπεί σε μια κριτική επισκόπηση της διεθνούς εμπειρίας (σε επίπεδο μεθοδολογιών αλλά και υπολογιστικών εργαλείων), καθώς και των πρακτικών που εφαρμόζονται στις μελέτες υδρολογίας πλημμυρών στην Ελλάδα. Τα θέματα που πραγματεύεται είναι: (α) βασικές έννοιες υδρολογίας πλημμυρών και σχετικές διεργασίες, (β) χαρακτηριστικά υδρολογικά μεγέθη λεκανών απορροής (φυσιογραφικά χαρακτηριστικά, συντελεστής απορροής, χρόνος συγκέντρωσης, αριθμός καμπύλης απορροής, μοναδιαίο υδρογράφημα, ισόχρονες καμπύλες), (γ) πιθανοτική θεώρηση ακραίων υδρολογικών γεγονότων, (δ) μεθοδολογίες εκτίμησης παροχών σχεδιασμού, (ε) μεθοδολογίες εκτίμησης πλημμυρών σχεδιασμού, (στ) μοντέλα διόδευσης πλημμυρών, (ζ) υπολογιστικά εργαλεία, (η) κανονισμοί και πρακτικές στον ελληνικό χώρο.

## **ABSTRACT**

The objective of the research report is the literature review of the theoretical framework of flood hydrology, which is branch of engineering hydrology. The research aims to a critical review of the world experience (in terms of methodologies as well as computer tools), and the practices that are employed within flood hydrology studies in Greece. The topics that are examined are: (a) fundamental concepts of flood hydrology are related processes; (b) characteristic hydrological magnitudes of river basins (physiographic properties, runoff coefficient, time of concentrations, curve number, unit hydrograph, time-area curves); (c) probabilistic assessment of extreme hydrological events; (d) methods for estimating design flows; (e) methods for estimating design hydrographs; (f) flood routing models; (g) computer packages; (h) Greek standards and practices.

# Π Ε Ρ Ι Ε Χ Ο Μ Ε Ν Α

<b>1</b>	<b>Εισαγωγή</b>	<b>8</b>
1.1	Αντικείμενο του τεύχους - Ιστορικό .....	8
1.2	Διάρθρωση του τεύχους.....	9
<b>2</b>	<b>Υδρολογία πλημμυρών και σχετικές διεργασίες</b>	<b>11</b>
2.1	Θεμελιώδεις έννοιες υδρολογίας πλημμυρών .....	11
2.2	Μηχανισμοί γέννησης καταιγίδων.....	12
2.2.1	Φυσικό πλαίσιο .....	12
2.2.2	Μετεωρολογικό πλαίσιο .....	13
2.3	Υδρολογικά ελλείμματα .....	14
2.3.1	Οι έννοιες των υδρολογικών απωλειών και ελλειμμάτων.....	14
2.3.2	Κατακράτηση.....	15
2.3.3	Διήθηση .....	16
2.3.4	Η έννοια της ενεργού βροχόπτωσης.....	17
2.4	Επιφανειακή απορροή.....	17
2.4.1	Ορισμός επιφανειακής απορροής .....	17
2.4.2	Άμεση κατακρήμνιση .....	18
2.4.3	Επίγεια ροή .....	18
2.4.4	Υποδερμική ροή .....	21
2.4.5	Υπόγεια ροή.....	21
2.5	Υδρογραφήματα πλημμυρών.....	22
2.5.1	Οι έννοιες της άμεσης και βασικής απορροής.....	22
2.5.2	Χαρακτηριστικά υδρογραφήματος .....	22
2.5.3	Χρονικά μεγέθη πλημμυρικού επεισοδίου .....	24
2.5.4	Ανάλυση πλημμυρικού επεισοδίου .....	24
<b>3</b>	<b>Χαρακτηριστικά μεγέθη υδρολογικών λεκανών</b>	<b>26</b>
3.1	Φυσιογραφικά χαρακτηριστικά και η επίδραση τους στην πλημμύρα.....	26
3.1.1	Κατηγορίες φυσιογραφικών χαρακτηριστικών λεκάνης .....	26
3.1.2	Μορφολογικά χαρακτηριστικά .....	27
3.1.3	Εδαφολογικά χαρακτηριστικά .....	29
3.1.4	Χρήσεις γης και φυτοκάλυψη.....	29
3.2	Συντελεστής απορροής .....	29
3.2.1	Γενικός ορισμός.....	29
3.2.2	Υπολογισμός συντελεστή απορροής παροχής αιχμής.....	30
3.3	Χρόνος συγκέντρωσης.....	32
3.3.1	Ορισμός .....	32
3.3.2	Γραφικές μέθοδοι εκτίμησης και συναφείς ορισμοί.....	34
3.3.3	Εμπειρικές σχέσεις υπολογισμού .....	34
3.3.4	Εκτίμηση χρόνου συγκέντρωσης με χρήση ΣΓΠ .....	37

3.4	Αριθμός καμπύλης απορροής .....	37
3.5	Μοναδιαίο υδρογράφημα.....	39
3.5.1	Ορισμός και ιδιότητες.....	39
3.5.2	Μαθηματικό υπόβαθρο.....	42
3.5.3	Υπολογισμός ΜΥ από παρατηρημένα υδρογραφήματα μέσω βελτιστοποίησης .....	43
3.5.4	Η έννοια του παραμετρικού ΜΥ .....	43
3.5.5	Κατάρτιση ΜΥ σε λεκάνες χωρίς μετρήσεις – Συνθετικά μοναδιαία υδρογραφήματα .....	45
3.5.6	Εννοιολογικές προσεγγίσεις .....	45
3.5.7	Εμπειρικά συνθετικά μοναδιαία υδρογραφήματα .....	46
3.5.8	Το γεωμορφολογικό στιγμιαίο μοναδιαίο υδρογράφημα .....	49
3.6	Η μέθοδος των ισόχρονων .....	50
3.6.1	Αρχική μέθοδος ιστογράμματος έκτασης – χρόνου .....	50
3.6.2	Τροποποίηση της μεθόδου με χρήση ΣΓΠ.....	52
<b>4</b>	<b>Πιθανοτική θεώρηση ακραίων υδρολογικών γεγονότων</b>	<b>53</b>
4.1	Βασικές έννοιες στατιστικής ανάλυσης ακροτάτων .....	53
4.1.1	Ανελίζεις ακροτάτων .....	53
4.1.2	Η έννοια της περιόδου επαναφοράς .....	54
4.1.3	Ασυμπτωτικές κατανομές ακροτάτων .....	54
4.1.4	Η σημασία των κατανομών ακροτάτων στην τεχνική υδρολογία .....	55
4.2	Τυπικές κατανομές μεγίστων στην υδρολογία .....	55
4.2.1	Κατανομή Gumbel μεγίστων .....	55
4.2.2	Γενική Ακραίων Τιμών.....	56
4.3	Λοιπές κατανομές για την περιγραφή υδρολογικών μεγίστων.....	58
4.3.1	Λογαριθμοκανονική κατανομή δύο και τριών παραμέτρων .....	58
4.3.2	Κατανομή γάμα τριών παραμέτρων (Pearson III).....	59
4.3.3	Κατανομή Log-Pearson III .....	59
4.3.4	Γενικευμένη κατανομή Pareto .....	60
<b>5</b>	<b>Ανάλυση ισχυρών καταιγίδων</b>	<b>61</b>
5.1	Όμβριες καμπύλες.....	61
5.1.1	Γενική μεθοδολογία.....	61
5.1.2	Δεδομένα που χρησιμοποιούνται.....	61
5.1.3	Συμβατική μέθοδος κατάρτισης όμβριων καμπυλών .....	62
5.1.4	Γενικευμένη μαθηματική έκφραση όμβριων καμπυλών .....	63
5.1.5	Επιλογή συνάρτησης κατανομής.....	63
5.1.6	Τελική εξίσωση όμβριων καμπυλών .....	64
5.1.7	Εκτίμηση παραμέτρων.....	64
5.2	Επιφανειακή αναγωγή σημειακών υψών βροχής .....	66
5.2.1	Τοποθέτηση του προβλήματος .....	66
5.2.2	Συντελεστής επιφανειακής αναγωγής .....	66
5.3	Η μέθοδος της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης.....	67

5.3.1	Ορισμός .....	67
5.3.2	Στατιστική εκτίμηση ΠΜΚ - Μέθοδος Hershfield.....	68
5.3.3	Υδρομετεωρολογική εκτίμηση ΠΜΚ.....	68
5.4	Στοχαστικές προσεγγίσεις.....	70
<b>6</b>	<b>Μεθοδολογίες εκτίμησης παροχών σχεδιασμού</b>	<b>72</b>
6.1	Η έννοια της παροχής σχεδιασμού .....	72
6.2	Στατιστικές προσεγγίσεις.....	73
6.3	Ορθολογική μέθοδος.....	75
6.3.1	Μαθηματική διατύπωση και παραδοχές.....	75
6.3.2	Υπολογισμός κρίσιμης έντασης βροχής.....	76
6.3.3	Εκτίμηση συντελεστή απορροής.....	77
6.4	Άλλες εμπειρικές σχέσεις .....	77
<b>7</b>	<b>Μεθοδολογίες εκτίμησης πλημμυρών σχεδιασμού</b>	<b>78</b>
7.1	Γενική υπολογιστική διαδικασία .....	78
7.2	Καταιγίδα σχεδιασμού .....	79
7.3	Εκτίμηση ελλειμμάτων .....	80
7.3.1	Τοποθέτηση του προβλήματος .....	80
7.3.2	Η μέθοδος του δείκτη φ .....	80
7.3.3	Η μέθοδος SCS-CN .....	81
7.4	Υπολογισμός υδρογραφήματος σχεδιασμού .....	82
7.4.1	Σχηματισμός εμπειρικών υδρογραφημάτων.....	82
7.4.2	Εφαρμογή θεωρίας μοναδιαίου υδρογραφήματος.....	84
7.4.3	Υπολογισμός βασικής ροής.....	84
7.4.4	Τυπική υπολογιστική διαδικασία .....	85
7.5	Μοντέλα υδρολογικής προσομοίωσης.....	86
7.5.1	Γενικά .....	86
7.5.2	Μοντέλα γεγονότος .....	87
7.5.3	Μοντέλα συνεχούς προσομοίωσης.....	87
7.5.4	Λογισμικά υδρολογίας πλημμυρών .....	88
<b>8</b>	<b>Διόδευση πλημμυρών</b>	<b>92</b>
8.1	Θεωρητικό πλαίσιο .....	92
8.2	Μοντέλο κύματος διάχυσης (Muskingum).....	94
8.3	Μοντέλο κινηματικού κύματος.....	97
<b>9</b>	<b>Υπολογιστικά εργαλεία υδραυλικής προσομοίωσης</b>	<b>98</b>
9.1	Κατηγορίες μοντέλων .....	98
9.2	Μονοδιάστατα μοντέλα .....	98

9.3	Δισδιάστατα μοντέλα.....	99
9.4	Ψευδο-δισδιάστατα μοντέλα.....	100
9.5	Τρισδιάστατα μοντέλα.....	101
<b>10</b>	<b>Θεσμικό πλαίσιο</b>	<b>102</b>
10.1	Ελληνική νομοθεσία και πρακτικές.....	102
10.2	Οδηγία-Πλαίσιο 2007/60/ΕΚ.....	103
10.2.1	Ιστορικό – Σκοπός.....	103
10.2.2	Θεμελιώδεις ορισμοί.....	103
10.2.3	Προκαταρκτική αξιολόγηση κινδύνων πλημμύρας.....	104
10.2.4	Χάρτες πλημμυρικής επικινδυνότητας και διακινδύνευσης.....	104
10.2.5	Σχέδια διαχείρισης των κινδύνων πλημμύρας.....	105
	<b>Αναφορές</b>	<b>107</b>

# 1 Εισαγωγή

---

## 1.1 Αντικείμενο του τεύχους - Ιστορικό

Στα πλαίσια της Δράσης «Συνεργασία» του ΕΣΠΑ 2007-2013, η Γενική Γραμματεία Έρευνας και Τεχνολογίας ανέθεσε στη σύμπραξη τεσσάρων φορέων (ΕΤΜΕ: Πέππας & Συνεργάτες, Γραφείο Μαχαίρα, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, και Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών) το ερευνητικό έργο “*ΔΕΥΚΑΛΙΩΝ – Εκτίμηση πλημμυρικών ροών στην Ελλάδα σε συνθήκες υδροκλιματικής μεταβλητότητας: Ανάπτυξη φυσικά εδραιωμένου εννοιολογικού-πιθανοτικού πλαισίου και υπολογιστικών εργαλείων*”. Το έργο αποσκοπεί στην ανάπτυξη φυσικά εδραιωμένων μεθοδολογιών μοντελοποίησης και πρόγνωσης των ισχυρών καταιγίδων και των επαγόμενων πλημμυρικών φαινομένων, προσαρμοσμένων στις ιδιαιτερότητες των ελληνικών υδροκλιματικών και γεωμορφολογικών συνθηκών. Στα πλαίσια του έργου προβλέπεται η ανάπτυξη ενός δικτύου ερευνητικών λεκανών, υφιστάμενων και νέων, στην Ελλάδα και την Κύπρο. Από την ανάλυση των δεδομένων πεδίου (υδρολογικών, μετεωρολογικών, γεωγραφικών) των εν λόγω λεκανών θα εξαχθούν φυσικά τεκμηριωμένες περιοχικές σχέσεις για την εκτίμηση χαρακτηριστικών υδρολογικών μεγεθών σχεδιασμού. Ακόμη, θα αναπτυχθούν υδρολογικά-υδραυλικά μοντέλα που θα ολοκληρωθούν σε ένα επιχειρησιακό σύστημα υδρομετεωρολογικής πρόγνωσης. Τέλος, προβλέπεται ακόμη η προετοιμασία (υπό μορφή προσχεδίου για επιστημονική συζήτηση) ενός πλαισίου κριτηρίων σχεδιασμού και μεθοδολογιών εκπόνησης μελετών υδρολογίας αντιπλημμυρικών έργων.

Σκοπός της Ενότητας Εργασίας 3 με τίτλο “*Ανάπτυξη φυσικά εδραιωμένων εργαλείων υδρολογίας πλημμυρών*” είναι η αξιοποίηση των ιστορικών πληροφοριών και των δεδομένων πεδίου που θα συλλεχθούν από το νέο μετρητικό δίκτυο, για την διατύπωση ενός φυσικά εδραιωμένου μεθοδολογικού πλαισίου, το οποίο αφορά στη μοντελοποίηση των πλημμυρών, προσαρμοσμένου στις ελληνικές συνθήκες. Το πλαίσιο αυτό περιλαμβάνει ένα φάσμα μεθοδολογικών προσεγγίσεων, από στοιχειώδεις εμπειρικές σχέσεις έως προχωρημένα μοντέλα προσομοίωσης, τα οποία θα ελεγχθούν στις πιλοτικές περιοχές του έργου και θα συγκριθούν με κοινές πρακτικές των μελετητών και καταξιωμένα υπολογιστικά εργαλεία της βιβλιογραφίας.

Η πρώτη φάση της έρευνας, που αποτελεί αντικείμενο της παρούσας τεχνικής έκθεσης, αναφέρεται στη βιβλιογραφική επισκόπηση του θεωρητικού πλαισίου της υδρολογίας πλημμυρών, η οποία αποτελεί κλάδο της τεχνικής υδρολογίας. Σύμφωνα με το Τεχνικό Παράρτημα της Σύμβασης, η έκθεση αποσκοπεί σε μια κριτική επισκόπηση της διεθνούς εμπειρίας (σε επίπεδο μεθοδολογιών αλλά και υπολογιστικών εργαλείων), καθώς και των πρακτικών που εφαρμόζονται στις μελέτες υδρολογίας πλημμυρών στην Ελλάδα.

Η επισκόπηση των θεωρητικών εννοιών και των μεθοδολογιών (Κεφάλαια 2-7) βασίζεται, σε σημαντικό βαθμό, στο εκπαιδευτικό υλικό που διανέμεται στα πλαίσια των συναφών προπτυχιακών και μεταπτυχιακών μαθημάτων «*Τεχνική Υδρολογία*», «*Αστικά Υδραυλικά Έργα*», «*Στοχαστικές Μέθοδοι στους Υδατικούς Πόρους*», «*Προχωρημένη Υδρολογία*» και «*Πλημμύρες και Αντιπλημμυρικά Έργα*», που διδάσκονται στη Σχολή Πολιτικών Μηχανικών του ΕΜΠ. Το υλικό αυτό προέρχεται κυρίως από τα εγχειρίδια τεχνικής υδρολογίας των Κουτσογιάννη και Ξανθόπουλου (1999), στατιστικής υδρολογίας του Κουτσογιάννη (1999)



και σχεδιασμού αστικών δικτύων αποχέτευσης του Κουτσογιάννη (2011). Το υλικό αυτό έχει επικαιροποιηθεί και εμπλουτιστεί με τις πλέον πρόσφατες εξελίξεις στο χώρο της υδρολογίας πλημμυρών, ώστε να καλύπτει με όσο το δυνατόν μεγαλύτερη επάρκεια την τρέχουσα εμπειρία, ελληνική και διεθνή, στο συγκεκριμένο αντικείμενο.

Η ομάδα εκπόνησης του παρόντος τεύχους είναι:

- Ανδρέας Ευστρατιάδης, Δρ. Πολιτικός Μηχανικός
- Δημήτρης Κουτσογιάννης, Καθηγητής ΕΜΠ
- Νίκος Μαμάσης, Λέκτορας ΕΜΠ
- Παναγιώτης Δημητριάδης, Πολιτικός Μηχανικός, MSc, Υποψ. Δρ.
- Αλέξανδρος Μαχαίρας, Πολιτικός Μηχανικός, MSc

Συντονιστής του συνόλου των εργασιών της Ενότητας Εργασίας 3 είναι ο Δ. Κουτσογιάννης, Καθηγητής ΕΜΠ.

## 1.2 Διάρθρωση του τεύχους

Το τεύχος διαρθρώνεται, μαζί με την παρούσα εισαγωγή (Κεφάλαιο 1), σε δέκα κεφάλαια.

Στο **Κεφάλαιο 2** δίνονται οι θεμελιώδεις έννοιες της υδρολογίας πλημμυρών, περιγράφονται οι διεργασίες που λαμβάνουν χώρα κατά την παραγωγή του πλημμυρικού γεγονότος και αναλύονται οι συνιστώσες του πλημμυρικού υδρογραφήματος.

Στο **Κεφάλαιο 3** περιγράφονται τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της υδρολογικής λεκάνης, τα οποία σχετίζονται με την παραγωγή της πλημμυρικής απορροής, και τα χαρακτηριστικά υδρολογικά μεγέθη που χρησιμοποιούνται στα μοντέλα πλημμυρών (συντελεστής απορροής, χρόνος συγκέντρωσης, αριθμός καμπύλης απορροής, μοναδιαίο υδρογράφημα, ισόχρονες καμπύλες).

Στο **Κεφάλαιο 4** παρουσιάζεται το πιθανοθεωρητικό πλαίσιο περιγραφής των ακραίων υδρολογικών γεγονότων και δίνονται οι κυριότερες στατιστικές κατανομές μεγίστων που χρησιμοποιούνται στην υδρολογία πλημμυρών.

Στο **Κεφάλαιο 5** περιγράφεται η μεθοδολογία ανάλυσης των ισχυρών καταιγίδων, που κυρίως βασίζεται στη χρήση όμβριων καμπυλών (σημειακών, επιφανειακών) και σπανιότερα στη χρήση συνθετικών βροχοπτώσεων που παράγονται από στοχαστικά μοντέλα. Ακόμα εξηγείται η μέθοδος της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης, η οποία εφαρμόζεται για τον σχεδιασμό έργων με εξαιρετικά μεγάλη περίοδο επαναφοράς.

Στο **Κεφάλαιο 6** περιγράφονται οι μέθοδοι εκτίμησης των παροχών σχεδιασμού. Αυτές βασίζονται είτε στη στατιστική ανάλυση παρατηρημένων παροχών αιχμής είτε σε εμπειρικές προσεγγίσεις, με γνωστότερη όλων την ορθολογική μέθοδο.

Στο **Κεφάλαιο 7** περιγράφονται οι πιο σύνθετες μεθοδολογίες, οι οποίες αποσκοπούν στην περιγραφή του πλήρους πλημμυρογραφήματος, ξεκινώντας από το νετόγραμμα σχεδιασμού. Ακόμη γίνεται συνοπτική επισκόπηση των μοντέλων υδρολογικής προσομοίωσης, που αναπαριστούν όλες τις συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου, και κατά κανόνα προϋποθέτουν την ύπαρξη ιστορικών χρονοσειρών παροχών για τη βαθμονόμηση των παραμέτρων τους.

Στο **Κεφάλαιο 8** περιγράφονται τα μοντέλα διόδευσης πλημμυρών κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου της λεκάνης, με έμφαση στις υδρολογικές μεθόδους (κινηματικό κύμα, Muskingum).

Στο **Κεφάλαιο 9** γίνεται συνοπτική επισκόπηση των υπολογιστικών εργαλείων υδραυλικής ανάλυσης, τα οποία διαχωρίζονται σε μονοδιάστατα, δισδιάστατα και τρισδιάστατα.

Στο **Κεφάλαιο 10** περιγράφεται το θεσμικό πλαίσιο και οι πρακτικές που εφαρμόζονται στις μελέτες αντιπλημμυρικών έργων στην Ελλάδα, και επιπλέον δίνονται τα βασικά σημεία της πρόσφατης Οδηγίας-Πλαίσιο 2007/60/EK για την εκτίμηση και διαχείριση της πλημμυρικής διακινδύνευσης.

## 2 Υδρολογία πλημμυρών και σχετικές διεργασίες

---

### 2.1 Θεμελιώδεις έννοιες υδρολογίας πλημμυρών

Ως *υδρολογία πλημμυρών* (flood hydrology) νοείται ο κλάδος της τεχνικής (engineering) υδρολογίας που εστιάζει στις διεργασίες που λαμβάνουν χώρα από την έναρξη μιας ισχυρής καταιγίδας μέχρι το πέρας της απορροής που οφείλεται στο συγκεκριμένο επεισόδιο βροχής. Η θεμελιώδης διαφορά σε σχέση με το ευρύτερο πεδίο έρευνας της υδρολογίας αφορά στη χρονική κλίμακα μελέτης, η οποία ταυτίζεται με τη διάρκεια εξέλιξης του επεισοδίου. Ανάλογα με το μέγεθος της λεκάνης απορροής, η διάρκεια αυτή μπορεί να κυμαίνεται από λίγα λεπτά έως μερικές ημέρες. Στην κλίμακα αυτή, δεν ενδιαφέρουν βασικές διεργασίες του υδρολογικού κύκλου, όπως η εξατμοδιαπνοή και οι διεργασίες της κορεσμένης ζώνης του εδάφους (υδροφορέας), καθώς οι ταχύτητες ροής του υπόγειου νερού και οι σχετικές μεταβολές όγκου είναι πολύ μικρές σε σχέση με τις επιφανειακές ροές.

Στην υδρολογία πλημμυρών, η έμφαση δίνεται στην επιφανειακή απορροή, η οποία έχει ως συνέπεια την απότομη και, κατά κανόνα, εντυπωσιακή αύξηση της διερχόμενης παροχής. Σε σύγκριση με τη συνήθη παροχή ενός ποταμού που οφείλεται κυρίως στην εκφόρτιση των υπόγειων νερών (βασική απορροή), η πλημμυρική παροχή, ιδιαίτερα στην αιχμή της, μπορεί να είναι δύο ως τρεις τάξεις μεγέθους μεγαλύτερη. Ειδικά στα υδατορεύματα εφήμερης ροής, η απορροή παράγεται μόνο κατά τη διάρκεια πλημμυρικών επεισοδίων, ενώ το μεγαλύτερο διάστημα του χρόνου η κοίτη τους είναι ξερή.

Η εξέλιξη μιας πλημμύρας στο χώρο και το χρόνο εξαρτάται από τρεις παράγοντες:

- τη χωροχρονική εξέλιξη του επεισοδίου βροχής·
- τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής·
- τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του υδρογραφικού δικτύου.

Σε αντίθεση τους υδρολογικούς μηχανισμούς που εξετάζονται σε σχετικά μεγάλες χρονικές κλίμακες, στην κλίμακα αναφοράς των πλημμυρών παίζουν πολύ σημαντικό ρόλο φαινόμενα χρονικής υστέρησης και ανασχέσεων της απορροής (π.χ. φαινόμενα διόδευσης), που στις μεγαλύτερες κλίμακες έχουν αμελητέα επίδραση στο υδατικό ισοζύγιο. Από την σκοπιά της υδραυλικής, η χωροχρονική εξέλιξη της πλημμυρικής απορροής σε ένα υδατόρευμα διέπεται από τους νόμους μη μόνιμης ροής, που προϋποθέτουν ειδική αντιμετώπιση. Για το λόγο αυτό, η ανάλυση των πλημμυρών περιλαμβάνει δύο, κατά κανόνα, συνιστώσες: (α) την *υδρολογική ανάλυση*, που αποσκοπεί στην εκτίμηση των πλημμυρικών παροχών (υδρογραφήματα) που παράγονται από χαρακτηριστικά επεισόδια βροχής (καταιγίδες σχεδιασμού) στη λεκάνη, και (β) την *υδραυλική ανάλυση*, που με είσοδο τα υδρογραφήματα που έχουν υπολογιστεί από την υδρολογική ανάλυση, περιγράφει την εξέλιξη των υδραυλικών χαρακτηριστικών της ροής κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου και, σε ειδικές περιπτώσεις, σε μια ζώνη εκατέρωθεν του δικτύου, εφόσον πραγματοποιείται κατάκλυση του πλημμυρικού πεδίου. Συνεπώς, ενώ ο χώρος αναφοράς της υδρολογικής ανάλυσης είναι η συνολική λεκάνη απορροής, η τυπική χωρική κλίμακα της υδραυλικής ανάλυσης είναι το υδρογραφικό δίκτυο, είτε ως γραμμικό στοιχείο είτε ως επιφανειακό στοιχείο (κυρίως δίκτυο και πλημμυρική κοίτη). Σε κάθε περίπτωση, τα υδρολογικά και υδραυλικά μεγέθη που κυρίως ενδιαφέρουν είναι:

- η παροχή αιχμής (και η αντίστοιχη στάθμη στο υδατόρευμα).
- ο χρόνος εμφάνισης της αιχμής.
- η συνολική απορροή που παράγεται κατά την πλημμύρα.
- η χρονική διάρκεια εξέλιξης του φαινομένου.
- το μέγιστο βάθος και οι ταχύτητες ροής που αναπτύσσονται κατά μήκος και εγκάρσια του υδατορεύματος.
- η κατακλύσιμη έκταση και οι συναφείς επιπτώσεις.

Θεμελιώδες χαρακτηριστικό της υδρολογίας πλημμυρών είναι η αδήριτη συσχέτισή της με τη θεωρία πιθανοτήτων. Οι πλημμύρες (όπως και οι ισχυρές καταιγίδες που τις προκαλούν) εξετάζονται ως μεμονωμένα γεγονότα, που από στατιστική σκοπιά χαρακτηρίζονται ως *ακραία* (extremes). Από την άλλη πλευρά, το επίπεδο προστασίας των έργων και μέτρων αντιμετώπισης του πλημμυρικού κινδύνου εξαρτάται από τη σημασία του έργου (ή μέτρου) και τις δυνητικές επιπτώσεις ενδεχόμενης αστοχίας του. Η ποσοτικοποίηση των παραπάνω μεγεθών γίνεται μέσω στατιστικών (ή στοχαστικών) προσεγγίσεων, με τις οποίες είναι δυνατή η εκτίμηση των χαρακτηριστικών μιας υποθετικής πλημμύρας σχεδιασμού, που αντιστοιχεί σε συγκεκριμένη πιθανότητα εμφάνισης.

Το τυπικό πεδίο εφαρμογής των μεθοδολογιών υδρολογίας πλημμυρών είναι ο σχεδιασμός των έργων *αντιπλημμυρικής προστασίας*, που καλύπτει ένα ευρύτατο φάσμα κατασκευών, από μικρούς οδικούς οχετούς μέχρι υπερχειλιστές φραγμάτων. Ωστόσο, μετά τη θεσμοθέτηση της Ευρωπαϊκής Οδηγίας 2007/60, μια σύνοψη της οποίας δίνεται στο υποκεφάλαιο 10.2, το εν λόγω πεδίο εφαρμογής έχει διευθυνθεί σημαντικά, καθώς εκτός από τα κατασκευαστικά μέτρα (δηλαδή τα αντιπλημμυρικά έργα), δίνεται πλέον πολύ μεγάλη έμφαση στην έννοια της *διαχείρισης της πλημμυρικής διακινδύνευσης* (flood risk management), που κυρίως εστιάζει στη λήψη μη κατασκευαστικών μέτρων. Άλλο πεδίο εφαρμογής, που ακόμα βρίσκεται σε μάλλον πειραματικό στάδιο ανάπτυξης, είναι η *υδρομετεωρολογική πρόγνωση*, δηλαδή ο συνδυασμός της βραχυπρόθεσμης μετεωρολογικής πρόγνωσης σχετικά με την αναμενόμενη εξέλιξη μιας επερχόμενης καταιγίδας, και της υδρολογικής και υδραυλικής προσομοίωσης, με σκοπό τη λήψη κατάλληλων μέτρων προστασίας, σε πραγματικό χρόνο.

Στη συνέχεια περιγράφονται οι βασικές υδρολογικές διεργασίες που σχετίζονται με την παραγωγή της πλημμύρας, καθώς και οι συνιστώσες της πλημμυρικής απορροής. Συνοπτική επισκόπηση της υδραυλικής των πλημμυρών γίνεται στο Κεφάλαιο 8.

## 2.2 Μηχανισμοί γέννησης καταιγίδων

### 2.2.1 Φυσικό πλαίσιο

Πρώτο βήμα για τη γένεση των κατακρημνισμάτων είναι η δημιουργία θερμοδυναμικής κατάστασης κορεσμού των υδρατμών (συνθήκες υγροποίησης). Σχεδόν πάντα έρχεται ως αποτέλεσμα της διόγκωσης και ψύξης του εμπλουτισμένου σε υγρασία αέρα κατά την ανοδική πορεία του, η οποία προκαλείται από διαφορές θερμοκρασίας και πίεσης που επάγουν κινήσεις του αέρα (πεδία ανέμων). Ειδικότερα η ανοδική κίνηση ευνοείται σε συνθήκες ασταθούς ατμόσφαιρας, δηλαδή σε συνθήκες απότομης μείωσης της θερμοκρασίας του αέρα όσο μεγαλώνει το υψόμετρο.

Το δεύτερο βήμα είναι η συμπύκνωση των υδρατμών σε λεπτά σταγονίδια, ενδεικτικής μέσης διαμέτρου 10-30 μm, ή μικρούς κρυστάλλους (ανάλογα με τη θερμοκρασία που επικρατεί). Η

υγροποίηση των υδρατμών απαιτεί τη δημιουργία μιας διεπιφάνειας μεταξύ της υγρής και της αέριας φάσης, που προϋποθέτει την ύπαρξη υγροσκοπικών πυρήνων. Στην ατμόσφαιρα κυκλοφορούν σε επαρκείς ποσότητες στερεοί πυρήνες συμπύκνωσης διάφορων προελεύσεων (σκόνη εδαφικού υλικού, προϊόντα καύσης, κρύσταλλοι άλατος από το θαλάσσιο νερό, κτλ.), τυπικής διαμέτρου μικρότερης του 1 μm, οι οποίοι ευνοούν την ετερογενή πυρηνοποίηση.

Η έναρξη της κατακρήμνισης προϋποθέτει ένα τρίτο βήμα, κατά το οποίο παρατηρείται εντυπωσιακή αύξηση της μάζας των σταγόνων (ή των κρυστάλλων πάγου) σε μεγέθη κατακρημνίσιμα, δηλαδή μέχρις ότου οι δυνάμεις βαρύτητας της μεμονωμένης σταγόνας υπερνικήσουν την αιώρηση που της δημιουργεί η τυρβώδης διάχυση. Για να πραγματοποιηθεί ο πολλαπλασιασμός της μάζας των σταγονιδίων πρέπει να προχωρήσουν οι διεργασίες σύμφυσης των σταγονιδίων με τις επαφές που δημιουργούν οι μεταξύ τους συγκρούσεις ή/και ανάπτυξης των παγοκρυστάλλων, οι οποίοι συμπυκνώνουν γύρω τους κατά προτίμηση τους εναπομένοντες υδρατμούς, απορροφώντας ταυτόχρονα μόρια νερού από τα υγρά σταγονίδια που συνυπάρχουν στην περιοχή (Ahrens, 1993, σσ. 114-118).

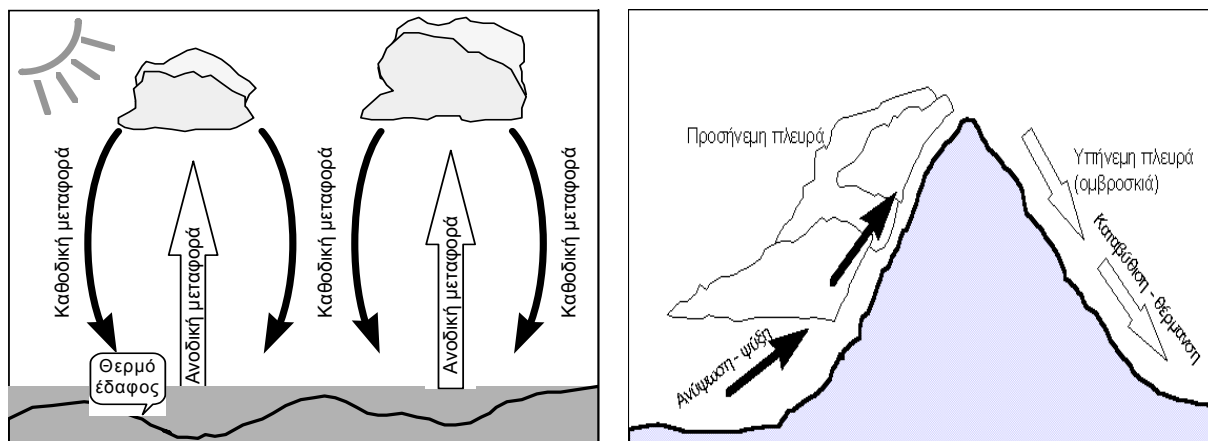
Επισημαίνεται ότι, αν και η πραγματοποίηση των δύο πρώτων βημάτων που δημιουργούν τα σταγονίδια είναι συνηθέστατη, αυτό δεν ακολουθείται συχνά και από το τρίτο βήμα, καθώς το σύννεφο, θερμαινόμενο από τις διάφορες ακτινοβολίες ή από τυχόν καθοδική κίνησή του, βαθμιαία διαλύεται, με επανεξάτμιση των σταγονιδίων.

Το τελευταίο βήμα για την πραγματοποίηση υδρολογικά σημαντικών κατακρημνίσεων είναι η συνεχής τροφοδότηση της ατμόσφαιρας με νέους υδρατμούς, ώστε να συντηρηθούν επί αρκετό χρόνο οι διεργασίες των τριών προηγούμενων βημάτων.

### **2.2.2 Μετεωρολογικό πλαίσιο**

Γενικά οι μετεωρολογικές συνθήκες χαρακτηρίζονται από τη σχετική κυριαρχία ενός από τους δύο βασικούς μετεωρολογικούς μηχανισμούς κατακρήμνισης: του *μεταγωγικού* (ή κατακόρυφης μεταφοράς: convective) και του *διαστρωματικού* (stratiform). Στον μεταγωγικό μηχανισμό κυριαρχεί η κατακόρυφη κίνηση του αέρα και η δημιουργία της κατακρήμνισης είναι ταχύτατη, με τυπικό χρόνο ανάπτυξης 45 min, που ξεκινά από τη βάση του σύννεφου. Αντίθετα, στο διαστρωματικό μηχανισμό η κατακόρυφη κίνηση του αέρα είναι ασθενής, οι χρόνοι δημιουργίας μπορεί να είναι αρκετές ώρες, ενώ η ανάπτυξη ξεκινά από το πάνω μέρος του σύννεφου (Smith, 1993, σ. 3.10). Άλλος μηχανισμός είναι ο *ορογραφικός* (orographic), που συνδέεται με τη μεταφορά αέριων μαζών πάνω από όρη και συνδυάζει μεταγωγικές και διαστρωματικές συνιστώσες. Στο Σχήμα 2.1 απεικονίζονται οι μηχανισμοί δημιουργίας των μεταγωγικών και ορογραφικών κατακρημνίσεων, που είναι οι συνηθέστερες στην Ελλάδα.

Οι *μεταγωγικές κατακρημνίσεις* παρατηρούνται κυρίως την άνοιξη και το φθινόπωρο, κατά τις μεσημεριανές και πρώτες απογευματινές ώρες, λόγω των ευνοϊκών συνθηκών δημιουργίας ατμοσφαιρικής αστάθειας και των σχετικά υψηλών θερμοκρασιών που επικρατούν μέχρι το μεσημέρι. Από τις πρωινές ώρες, το έδαφος θερμαίνεται από την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας και, συνακόλουθα, θερμαίνει τον αέρα που βρίσκεται σε επαφή. Η κατακόρυφη θερμοκρασιακή διαφορά προκαλεί ανοδική κίνησή του αέρα, που ανερχόμενος διαστέλλεται και ψύχεται, ενώ λόγω της ατμοσφαιρικής αστάθειας δημιουργούνται σύννεφα. Παράλληλα, σε αντικατάσταση του αέρα που ανέρχεται, δημιουργούνται ρεύματα καθοδικής μεταφοράς ψυχρού αέρα, με συνέπεια η όλη δομή της ατμοσφαιρικής κίνησης να ευνοεί το σχηματισμό μεταγωγικών κυττάρων, που παράγουν τις χαρακτηριστικές μεσημεριανές καταιγίδες.



Σχήμα 2.1: Μηχανισμοί δημιουργίας μεταγωγικών (αριστερά) και ορογραφικών (δεξιά) κατακρημνίσεων (Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 85, 89).

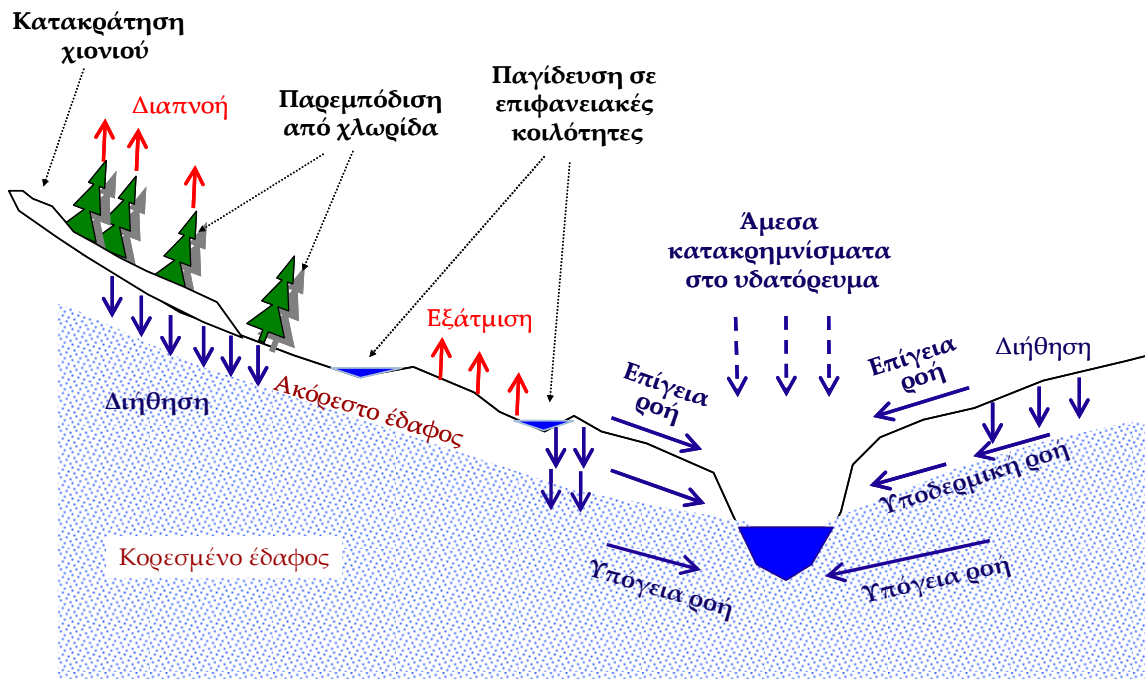
Στις *ορογραφικές κατακρημνίσεις*, ο αέρας που κινείται οριζόντια, όταν συναντήσει έναν ορεινό όγκο, αναγκάζεται να ανυψωθεί. Η ανύψωση αυτή έχει συνέπεια την ψύξη του αέρα, το σχηματισμό σύννεφων και δυνητικά την κατακρήμιση. Τα σύννεφα σχηματίζονται στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού όγκου, ενώ στην υπήνεμη πλευρά η καθοδική κίνηση του αέρα έχει συνέπεια τη θέρμανση και τη διάλυση των σύννεφων, κάτι που είναι γνωστό ως ομβροσκιά. Η ορογραφία δεν είναι από μόνη της ικανή για τη δημιουργία κατακρήμισης, αλλά χρειάζεται να συντρέχουν και κατάλληλες μετεωρολογικές συνθήκες, όπως μεταγωγικές ή κυκλωνικές κινήσεις ή ατμοσφαιρική αστάθεια. Στις περιπτώσεις αυτές, η ορογραφική επίδραση ενισχύει την κατακρήμιση στην προσήνεμη πλευρά, έτσι που τελικά το ύψος της αυξάνεται με την αύξηση του υψομέτρου. Στην Ελλάδα, το τοπογραφικό ανάγλυφο που κυριαρχείται από την οροσειρά της Πίνδου στα δυτικά, επηρεάζει καθοριστικά το ύψος των κατακρημνισμάτων, μέσω της ορογραφικής επίδρασης. Για το λόγο αυτό, ενώ σε ορισμένες περιοχές της Πίνδου, το μέσο ετήσιο ύψος βροχής ξεπερνά τα 2000 mm, σε περιοχές της Ανατολικής Ελλάδας και στα νησιά των Κυκλάδων (ομβροσκιά) δεν ξεπερνά τα 400 mm.

## 2.3 Υδρολογικά ελλείμματα

### 2.3.1 Οι έννοιες των υδρολογικών απωλειών και ελλειμμάτων

Σε μεγάλες χρονικές κλίμακες (ετήσια ή υπερετήσια), η διαφορά ανάμεσα στη βροχοπτώση και την απορροή μιας λεκάνης χαρακτηρίζεται ως *υδρολογική απώλεια* και περιλαμβάνει, κατά κύριο λόγο, τη μετατροπή του νερού σε υδρατμούς, μέσω των διεργασιών εξάτμισης και διαπνοής. Σε ορισμένες περιπτώσεις, μπορεί να περιλαμβάνει και μεταφορές νερού εκτός της λεκάνης, λόγω υπόγειων διαφυγών ή ανθρωπογενών παρεμβάσεων (έργα εκτροπής).

Στη χρονική κλίμακα της πλημμύρας, π.χ. ώρας ή ημέρας, οι ποσοτικές διαφορές ανάμεσα στα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα και την επιφανειακή απορροή περιλαμβάνουν, ως επί το πλείστον, άλλες συνιστώσες, όπως διάφορες μορφές κατακράτησης και την εδαφική διήθηση. Οι ποσότητες αυτές, στη λεπτή χρονική κλίμακα που εξετάζονται, θεωρούνται κατ' αρχήν ως *υδρολογικά ελλείμματα* (abstractions). Σε μεγαλύτερη χρονική κλίμακα, ένα μέρος τους μετατρέπεται σε υδρολογικές απώλειες, δηλαδή σε εξάτμιση και διαπνοή, και το υπόλοιπο σε απορροή, επιφανειακή και υπόγεια. Μια αναπαράσταση όλων των υδρολογικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα κατά τη διάρκεια μιας πλημμύρας δίνεται στο Σχήμα 2.2.



Σχήμα 2.2: Αναπαράσταση των υδρολογικών διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στη διάρκεια μιας πλημμύρας.

### 2.3.2 Κατακράτηση

Ο όρος *κατακράτηση* (retention) αναφέρεται, κυρίως, (α) στην *παρεμπόδιση* (interception) τμήματος της βροχής να φθάσει στο έδαφος λόγω παρεμβολής της χλωρίδας, και (β) στην *επιφανειακή παγίδευση* (depression) της επιφανειακής απορροής από τις μικροκοιλότητες του εδαφικού ανάγλυφου. Συγκεκριμένα:

Το τμήμα της βροχής που παρεμποδίζεται είτε εξατμίζεται είτε απορροφάται από τη χλωρίδα είτε, τελικά, καταλήγει στο έδαφος. Συνεπώς, η διεργασία της παρεμπόδισης περιλαμβάνει τρεις συνιστώσες (Ward and Robinson, 1989, σ. 54· Smith, 1993, σ. 3.17):

- τη *διάπτωση* (throughfall), δηλαδή τη ροή που καταλήγει στο έδαφος μέσω των κενών της φυτοκάλυψης ή στάζοντας από το φύλλωμα·
- την *κορμοροή* (stemflow), δηλαδή τη ροή κατά μήκος των κλαδιών και του κορμού, που καταλήγει τελικά στο έδαφος·
- την *απώλεια παρεμπόδισης* (interception loss), που συγκρατείται στη χλωρίδα και τελικά εξατμίζεται ή απορροφάται από αυτή.

Στην υδρολογία πλημμυρών ενδιαφέρει ιδιαίτερα η τελευταία συνιστώσα, η οποία εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά τόσο της χλωρίδας, όσο και της βροχόπτωσης και τις μετεωρολογικές συνθήκες που καθορίζουν το ρυθμό εξάτμισης. Στην αρχή του επεισοδίου βροχής, η απώλεια αυτή πραγματοποιείται με μεγάλο ρυθμό, ενώ στη συνέχεια, αφού κορεστεί η χωρητικότητα παρεμπόδισης των φυλλωμάτων, ο ρυθμός της μειώνεται.

Από τη βροχή που φτάνει στο έδαφος ή ρέει επιφανειακά, ένα τμήμα του ανακόπτεται εξαιτίας της επιφανειακής παγίδευσης, λόγω εγκλωβισμού του στις μικροκοιλότητες του τοπογραφικού αναγλύφου. Ένα τμήμα του παγιδευμένου νερού διηθείται στο έδαφος, ενώ το υπόλοιπο εξατμίζεται. Η αποθηκευτική ικανότητα επιφανειακής παγίδευσης του εδάφους κυμαίνεται από 10 έως 50 mm (Linsley *et al.*, 1975).

Ως ειδική μορφή κατακράτησης θεωρείται και η *κατακράτηση χιονιού* (interception of snow), που πραγματοποιείται όταν το έδαφος και η χλωρίδα καλύπτονται από χιόνι. Η διαφορά με τις προηγούμενες διεργασίες οφείλεται στο γεγονός ότι η τήξη και η επαναφορά στο έδαφος της ποσότητας που κατακρατείται γίνεται με μεγάλη χρονική υστέρηση. Από την ποσότητα αυτή, πολύ μικρό ποσοστό εξατμίζεται (~5%), ενώ σημαντικό ποσοστό μπορεί να εμφανιστεί ως πλημμυρική απορροή λόγω της τήξης του χιονιού, ιδιαίτερα όταν συνδυάζεται με έντονη βροχόπτωση.

### 2.3.3 Διήθηση

*Διήθηση* (infiltration) είναι η φυσική διεργασία της εισχώρησης στο έδαφος του νερού που προέρχεται από τη βροχόπτωση, την τήξη του χιονιού ή την άρδευση (Rawls *et al.*, 1993, σ. 5.1). Η διεργασία αυτή συναρτάται άμεσα με την κίνηση νερού στο έδαφος σε τρόπο ώστε ο ρυθμός διήθησης να εξαρτάται τόσο από τη διαθεσιμότητα νερού για διήθηση, όσο και από τις ιδιότητες του εδάφους ως προς τη δυνατότητα κίνησης του νερού σε αυτό.

Η κίνηση του νερού που συνοδεύει τη διεργασία της διήθησης πραγματοποιείται κάτω από την επίδραση δύο πεδίων δυνάμεων, διαφορετικής προέλευσης. Η πρώτη είναι η δύναμη της βαρύτητας, η οποία αποκτά κυρίαρχο ρόλο όταν οι πόροι του εδάφους κορεστούν από νερό. Ωστόσο, όταν οι εδαφικοί πόροι είναι μερικώς κορεσμένοι από νερό και μερικώς από αέρα, δηλαδή στην ακόρεστη ροή, κυριαρχούν οι λεγόμενες *δυνάμεις μύζησης* (tension, suction), που ισοδυναμούν με αρνητική πίεση σε σχέση με την ατμοσφαιρική και έχουν ως αποτέλεσμα τη συγκράτηση νερού στο έδαφος, ακόμη και μετά από μακρά περίοδο ξηρασίας. Οι κύριες δυνάμεις αυτού του τύπου οφείλονται στους μηχανισμούς *προσρόφησης*, *τριχοειδών* και *ώσμωσης* (Ward and Robinson, 1990, σ. 132).

Με την έναρξη μιας βροχής μετά από μακρά περίοδο ξηρασίας, αρχικά πραγματοποιείται υγροσκοπική διαβροχή του εδάφους υπό την επίδραση της προσρόφησης. Μετά την κάλυψη των αναγκών σε υγροσκοπικό νερό, το διηθούμενο νερό κινείται υπό την επίδραση της βαρύτητας και των τριχοειδών, τα οποία στη φάση αυτή δρουν προσθετικά, δηλαδή το νερό κατέρχεται στο έδαφος λόγω του βάρους του και συγχρόνως αναρροφάται από τις ελκτικές τάσεις που αναπτύσσει το τριχοειδές της αέριας φάσης. Η διπλή αυτή επίδραση οδηγεί σε υψηλή αρχική τιμή του ρυθμού διήθησης, η οποία με την πάροδο του χρόνου μειώνεται, αφού το πεδίο των τριχοειδών, από προσθετικό στην αρχή της βροχής, μηδενίζεται με τον κορεσμό του εδάφους.

Αν η βροχόπτωση έχει ικανή ένταση, τότε πραγματοποιείται κορεσμός του εδάφους μετά από ένα ορισμένο χρονικό διάστημα που είναι γνωστό ως *χρόνος κατάκλυσης* (ponding time). Στην περίπτωση αυτή, ένα λεπτό στρώμα εδάφους της τάξης του 1 cm κοντά στην επιφάνεια διατηρείται κορεσμένο (ζώνη κορεσμού), ενώ σε μια ζώνη κάτω από αυτό, η περιεκτικότητα σε νερό μειώνεται έντονα (μεταβατική ζώνη). Μια άλλη κατώτερη ζώνη (ζώνη μεταφοράς) χαρακτηρίζεται από σταθερή περιεκτικότητα σε νερό, ενώ ακόμη πιο κάτω υπάρχει η τελευταία ζώνη (ζώνη διαβροχής), η οποία καταλήγει στο λεγόμενο μέτωπο διαβροχής. Το μέτωπο διαβροχής προχωρεί, διεισδύοντας όλο και πιο βαθιά, μέχρι να συναντήσει είτε ένα σχετικά αδιαπέρατο στρώμα είτε το υπόγειο υδροφόρο στρώμα (Ward and Robinson, 1990, σ. 151). Αν η ένταση της βροχής είναι μικρότερη από τη διηθητική ικανότητα του εδάφους, τότε σε κανένα σημείο δεν δημιουργούνται συνθήκες κορεσμού, αλλά και πάλι σχηματίζεται το χαρακτηριστικό μέτωπο διαβροχής, το οποίο προχωρεί συνεχώς προς τα κάτω.

Μετά το τέλος της βροχόπτωσης, η διήθηση στην επιφάνεια του εδάφους σταματά, αλλά η κίνηση του νερού κάτω από αυτή εξακολουθεί για μακρό διάστημα. Η καθοδική κίνηση του



νερού, που οδηγείται από τη βαρύτητα, επιβραδύνεται. Εξάλλου, ένα τμήμα της εδαφικής υγρασίας του ανώτερου εδαφικού στρώματος εξατμίζεται ή διαπνέεται μέσω των φυτών, πράγμα που έχει ως αποτέλεσμα την αντιστροφή του προφίλ της περιεκτικότητας σε νερό του εδάφους, με μικρότερες τιμές προς τα πάνω και μεγαλύτερες προς τα κάτω. Κατά συνέπεια, οι δυνάμεις τριχοειδών αλλάζουν φορά και κατευθύνονται προς τα πάνω, με αποτέλεσμα να δημιουργείται πάνω από τον υπόγειο ορίζοντα μια ζώνη τριχοειδούς ανύψωσης του νερού και, πάνω από αυτή, μια ζώνη υγροσκοπικής διαβροχής. Η συνεχής μείωση της σχετικής υγρασίας στην επιφάνεια του εδάφους δημιουργεί μια συνεχή ανοδική μεταφορά νερού από τη ζώνη τριχοειδούς ανύψωσης προς την υγροσκοπική ζώνη, ώσπου να αποκατασταθεί η υγροσκοπική ισορροπία. Με το μηχανισμό αυτό, το υδροφόρο στρώμα καλύπτει εν μέρει τις απώλειες εξάτμισης στην επιφάνεια του εδάφους. Βεβαίως, η τριχοειδής ανύψωση νερού μπορεί να φτάσει σε μικρά μόνο ύψη πάνω από τον υπόγειο ορίζοντα (της τάξης του εκατοστόμετρου έως μέτρου, ανάλογα με τα χαρακτηριστικά του εδάφους).

Η ημιεμπειρική περιγραφή του φαινομένου βασίζεται στη χρήση απλών παραμετρικών σχέσεων εξέλιξης του ρυθμού διήθησης συναρτήσει του χρόνου (π.χ. εξίσωση Horton, 1931), ενώ η πληρέστερη θεωρητική περιγραφή του βασίζεται στην επίλυση των διαφορικών εξισώσεων ακόρεστης ροής σε πορώδες μέσο (εξίσωση Richards, 1932). Οι εξισώσεις αυτές είναι γενικά δύσχρηστες, αλλά επιδέχονται απλοποιήσεις (π.χ. μέθοδος Green & Ampt, 1911, και εξίσωση Philip, 1957). Ωστόσο, όλες οι παραπάνω προσεγγίσεις προσκρούουν στο πρόβλημα της ισχυρής ανισοτροπίας και ανομογένειας των εδαφών, που καθιστούν αδύνατη την εφαρμογή τους σε μεγάλες χωρικές κλίμακες, όπως μιας λεκάνης απορροής. Για το λόγο αυτό, γενικά τα υδρολογικά ελλείμματα αντιμετωπίζονται ενιαία, με την εισαγωγή της έννοιας της ενεργού βροχόπτωσης.

### 2.3.4 Η έννοια της ενεργού βροχόπτωσης

Το τμήμα της ολικής βροχόπτωσης που μετατρέπεται σε απορροή είναι γνωστό ως *ενεργός βροχόπτωση* (effective rainfall) ή *πλεόνασμα βροχόπτωσης* (rainfall excess). Η ενεργός ένταση βροχής συμβολίζεται με  $i_e$  και ορίζεται ως η διαφορά:

$$i_e = i - i_a \quad (2.1)$$

όπου  $i$  η ολική (πραγματική) ένταση βροχής και  $i_a$  η ένταση όλων των ελλειμμάτων αδιακρίτως, δηλαδή:

$$i_a = i_l + i_D + f \quad (2.2)$$

όπου  $i_l$ ,  $i_D$  και  $f$  την ένταση των απωλειών παρεμπόδισης, της παγίδευσης και της διήθησης, αντίστοιχα. Οι τυπικές μέθοδοι προσδιορισμού των συνολικών ελλειμμάτων αδιακρίτως είναι εμπειρικές ή ημιεμπειρικές, αφού δεν κάνουν ακριβή θεώρηση των μηχανισμών που τα δημιουργούν. Τα βασικά τους όμως πλεονεκτήματα είναι η εύκολη χρήση και ο μικρός αριθμός παραμέτρων που χρησιμοποιούν.

## 2.4 Επιφανειακή απορροή

### 2.4.1 Ορισμός επιφανειακής απορροής

Με τον όρο *επιφανειακή απορροή* (surface runoff, streamflow) εννοούμε τη ροή του νερού, υπό την επίδραση της βαρύτητας, κατά μήκος των φυσικών *υδατορευμάτων* (streams) και περιλαμβάνεται όλο το φάσμα τους, από την κλίμακα του μικρού, ακαθόριστων ορίων, ρυακιού ή ρεματιάς, μέχρι την κλίμακα του ποταμού (Ward and Robinson, 1989).

Σε κάθε διατομή  $A$  ενός υδατορεύματος ορίζεται η αντίστοιχη *λεκάνη απορροής* ή *υδρολογική λεκάνη* (watershed, catchment, drainage basin, river basin), ως εκείνη και μόνο η γεωγραφική περιοχή  $S_A$  που τα νερά της συνεισφέρουν στην απορροή που περνά από τη δεδομένη διατομή  $A$  του υδατορεύματος (Dingman, 1994, σ. 14). Η υδρολογική λεκάνη αποτελεί το φυσικό υποδοχέα των ατμοσφαιρικών κατακρημνισμάτων, τα οποία δέχεται ως *είσοδο* ή *φόρτιση*, και λειτουργώντας ως ένα σύστημα μη γραμμικού μετασχηματισμού, δίνει ως *έξοδο* ή *απόκριση* την (επιφανειακή) απορροή στη θέση  $A$ .

Σε ορισμένες περιπτώσεις, που ωστόσο είναι αρκετά συνηθισμένες στις ελληνικές συνθήκες, μέρος της απορροής που εμφανίζεται ως επιφανειακή, προέρχεται από την εκφόρτιση πηγών που τροφοδοτούνται από μια ευρύτερη *υδρογεωλογική λεκάνη*. Αυτό καθιστά εξαιρετικά δύσκολη τη μοντελοποίηση της περιοχής και την κατάρτιση του υδατικού της ισοζυγίου, καθώς δεν είναι καθόλου σαφή τα όρια της υδρογεωλογικής λεκάνης. Πάντως, στις μελέτες υδρολογίας πλημμυρών, σπάνια προκύπτει η ανάγκη πλήρους περιγραφής των διεργασιών της συγκεκριμένης συνιστώσας της απορροής, καθώς ο συντριπτικά μεγαλύτερος όγκος της πλημμύρας αναμένεται να προέρχεται από την επιφανειακή ροή του νερού.

Στο Σχήμα 2.2 απεικονίζεται μια σχηματοποίηση των διαφορετικών προελεύσεων του νερού της επιφανειακής απορροής, που καταλήγει στη διατομή του υδατορεύματος. Παρατηρούμε ότι υπάρχουν τέσσερις διαφορετικές διαδρομές για να φτάσει το νερό στο υδατόρευμα:

- άμεσα κατακρημνίσματα στο υδατόρευμα (channel precipitation,  $Q_p$ ).
- επίγεια ροή (overland flow,  $Q_o$ ).
- υποδερμική ροή (interflow, throughflow, subsurface stormflow,  $Q_i$ ).
- υπόγεια ροή (groundwater flow,  $Q_g$ ).

Οι διαδρομές αυτές, οι όροι και μηχανισμοί πραγματοποίησής τους, και οι τύποι ροής που αυτές συνεπάγονται περιγράφονται, συνοπτικά, στα εδάφια που ακολουθούν.

#### 2.4.2 Άμεση κατακρήμνιση

Τα κατακρημνίσματα που πέφτουν στην επιφάνεια του υδρογραφικού δικτύου μετατρέπονται άμεσα σε επιφανειακή απορροή, όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.2. Η άμεση τροφοδοσία της απορροής από κατακρημνίσματα στο υδρογραφικό δίκτυο πραγματοποιείται για κάθε μορφή κατακρήμνισης (βροχόπτωση, χιονόπτωση), αλλά κανόνα η συμμετοχή της στη συνολική επιφανειακή απορροή είναι αμελητέα, επειδή η επιφάνεια του υδρογραφικού δικτύου είναι ασήμαντο ποσοστό της έκτασης της λεκάνης απορροής. Εξάιρεση αποτελούν οι λεκάνες με εκτεταμένες εμφανίσεις ελωδών περιοχών ή εμφανίσεις λιμνών.

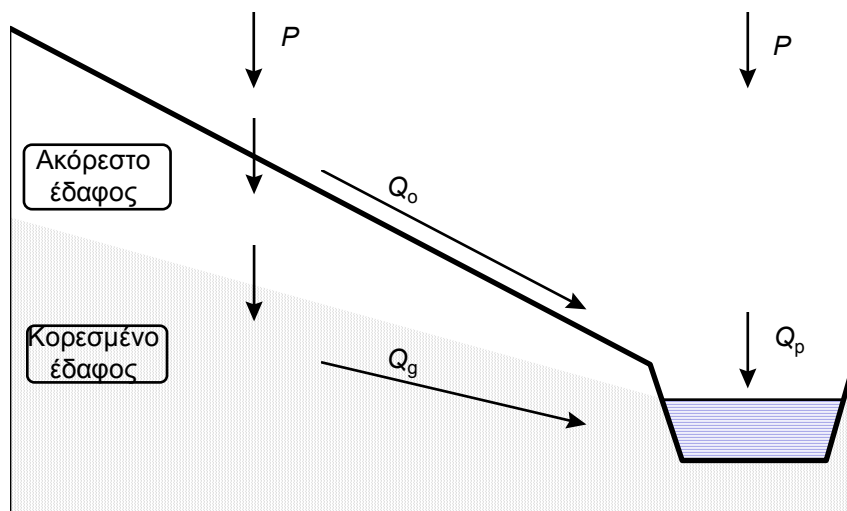
#### 2.4.3 Επίγεια ροή

Ο όρος *επίγεια ροή* (overland flow) αναφέρεται στη διδιάστατη ροή που πραγματοποιείται στην επιφάνεια του εδάφους. Ο μηχανισμός που προκαλεί την επίγεια ροή είναι εύκολα κατανοητός, στην περίπτωση που η επιφάνεια είναι τελείως αδιαπέρατη (π.χ. οδοστρώματα ή στέγες κτηρίων σε αστικές λεκάνες), αλλά όχι τόσο προφανής στην περίπτωση διαπερατού φυσικού εδάφους. Σχετικά διακρίνουμε δύο περιπτώσεις επίγειας ροής που προκαλούνται από διαφορετικούς μηχανισμούς: (α) τη *επίγεια ροή Horton* (Hortonian overland flow), και (β) την *επίγεια ροή λόγω κορεσμού* (saturation overland flow).

Ο Horton στη δεκαετία του 1930 μετά από συστηματικές έρευνες της διήθησης των εδαφών κατέληξε στο συμπέρασμα (που αναφέρεται ως υπόθεση Horton) ότι, όταν η ένταση βροχής ξεπεράσει τη διηθητική ικανότητα του εδάφους  $f$ , δημιουργούνται συνθήκες κατάκλυσης του

εδάφους, και με την προϋπόθεση ότι το έδαφος έχει μη μηδενική κλίση, ξεκινά η επίγεια ροή. Όπως εξηγήθηκε στο εδάφιο 2.3.3, οι συνθήκες κατάκλυσης οδηγούν σε κορεσμό του επιφανειακού καλύμματος, ενώ στα βαθύτερα στρώματα το έδαφος παραμένει ακόρεστο. Για το λόγο αυτό, η επίγεια ροή Horton είναι γνωστή και με τον όρο *επίγεια ροή λόγω κορεσμού από πάνω* (overland flow saturated from above). Σύμφωνα με την υπόθεση Horton, ένα τμήμα των κατακρημνισμάτων  $P$  διηθείται τροφοδοτώντας τους υπόγειους υδροφορείς, ενώ το υπόλοιπο τμήμα ρέει ως επίγεια ροή  $Q_o$ , όπως απεικονίζεται στο Σχήμα 2.3. Παράλληλα, οι υπόγειοι υδροφορείς τροφοδοτούν και αυτοί την επιφανειακή απορροή, αλλά με πολύ βραδύτερο ρυθμό απόκρισης, μέσω της υπόγειας ροής  $Q_g$ .

Παρά το γεγονός ότι η υπόθεση Horton φαίνεται εύλογη και έχει επιβεβαιωθεί εργαστηριακά, στην πραγματικότητα η ροή Horton δεν παρατηρείται σε περιοχές με φυτική κάλυψη, επειδή σ' αυτές το επιφανειακό εδαφικό κάλυμμα έχει αρκετά μεγάλη διαπερατότητα, η οποία υπερβαίνει την ένταση βροχής, ακόμη και σε ισχυρά επεισόδια. Συνεπώς, η υπόθεση Horton είναι εφαρμόσιμη μόνο σε περιοχές με πολύ αραιή βλάστηση και σε άνυδρα κλίματα (Ward and Robinson, 1990, σ. 223).

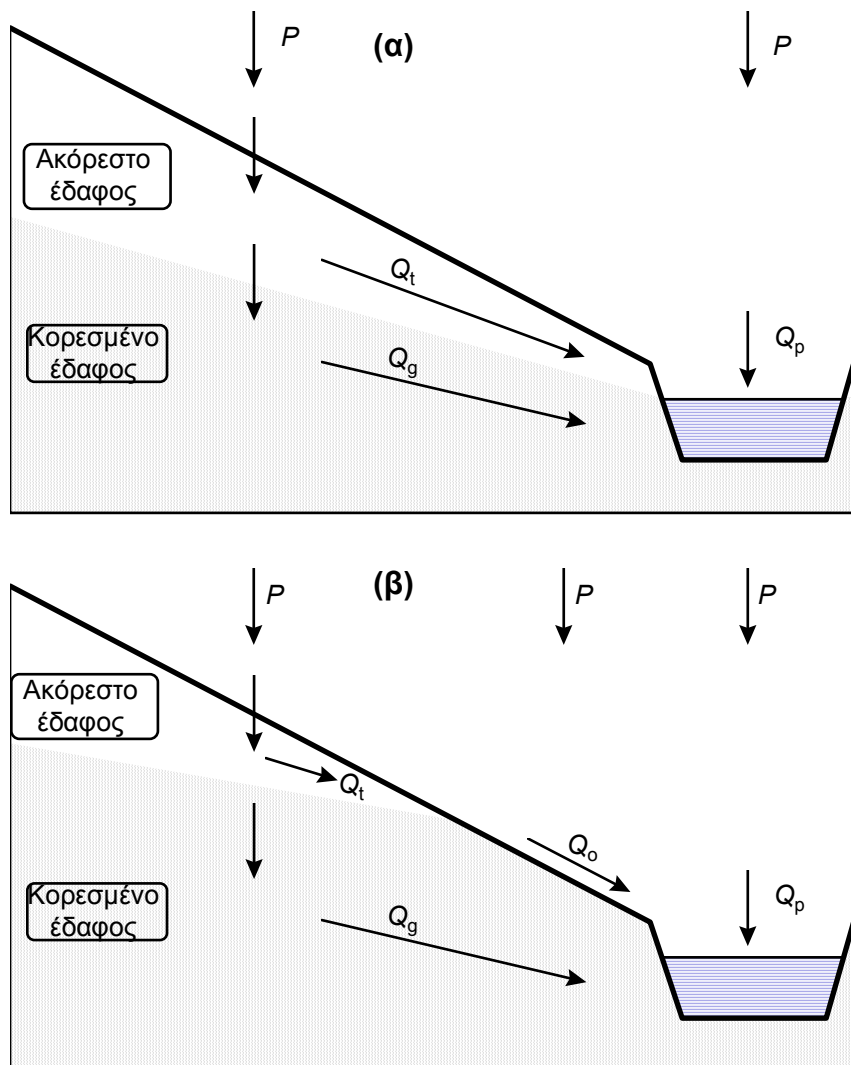


Σχήμα 2.3: Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου κίνησης του νερού σύμφωνα με την υπόθεση Horton (Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 285).

Το περιορισμένο εύρος ισχύος της υπόθεσης Horton, ώθησε την Αμερικανική Δασολογική Υπηρεσία να διατυπώσει μια εναλλακτική ερμηνεία του φαινομένου της επίγειας ροής, πιο εμπειριστατωμένη με παρατηρήσεις και μετρήσεις πεδίου, γνωστή ως *υπόθεση Hewlett* (Hewlett, 1961· Hewlett and Hibbert, 1967· Hewlett *et al.*, 1977, 1984· Ward and Robinson, 1990, σ. 224). Σύμφωνα με αυτή, η διαπερατότητα του ανώτερου στρώματος του εδάφους, στο μεγαλύτερο μέρος μιας λεκάνης απορροής, είναι αρκετά μεγάλη ώστε να μην επιτρέπει τον κορεσμό του από πάνω, άρα και την κατάκλυση, ακόμη και σε ισχυρές και παρατεταμένες καταγίδες. Έτσι, στο αρχικό στάδιο ενός επεισοδίου βροχής, η βροχόπτωση διηθείται στο σύνολό της, χωρίς να πραγματοποιείται επίγεια ροή (Σχήμα 2.4α). Κάτω από το έδαφος, ωστόσο, πραγματοποιείται πλευρική ροή τόσο στην κορεσμένη περιοχή του εδάφους, η οποία εμφανίζεται ως βασική ροή  $Q_b$ , όσο και στην ακόρεστη, η οποία εμφανίζεται ως υποδερμική ροή  $Q_i$ . Η σύγκλιση αυτών των δύο ροών στις κατάντη περιοχές έχει αποτέλεσμα την ανύψωση του φρεάτιου ορίζοντα (δηλαδή της διαχωριστικής επιφάνειας μεταξύ του κορεσμένου και ακόρεστου εδάφους) μέχρι που, σε ένα κατάντη τμήμα, ο φρεάτιος ορίζοντας να φτάσει στην επιφάνεια του εδάφους. Στο τμήμα αυτό δεν είναι πλέον δυνατή η διήθηση,

οπότε όλη η βροχόπτωση μετατρέπεται σε επίγεια ροή, γνωστή ως *επίγεια ροή λόγω κορεσμού από κάτω* (return flow), ενώ ταυτόχρονα ενδέχεται να πραγματοποιηθεί *ανάβλυση υπόγειου νερού* (Σχήμα 2.4β). Το ίδιο αποτέλεσμα προκύπτει όταν αναπτύσσεται κάποιος αδιαπέρατος γεωλογικός σχηματισμός, ακόμα και σε σχετικά μικρό βάθος κάτω από την επιφάνεια. Στην περίπτωση αυτή, καθώς εξελίσσονται η βροχόπτωση και η διήθηση, στη λεπτή στρώση του διαπερατού εδάφους κοντά στην επιφάνεια δημιουργείται προσωρινός υπόγειος ορίζοντας που σταδιακά ανεβαίνει, οπότε φτάνοντας στην επιφάνεια ξεκινά η επίγεια ροή.

Γενικά, η επίγεια ροή κατά Horton μοιάζει με την υδραυλική λειτουργία ενός φίλτρου, όπου η υπερχειλίση συμβαίνει όταν η φόρτισή του ξεπεράσει τη διηθητική του ικανότητα. Αντίθετα, η επίγεια ροή κατά Hewlett μοιάζει με τη λειτουργία μιας δεξαμενής, που αρχικά γεμίζει και στη συνέχεια υπερχειλίζει. Η υπόθεση Hewlett αποτελεί την εννοιολογική βάση ενός μεγάλου φάσματος υδρολογικών μοντέλων, που προσομοιώνουν τις κύριες υδρολογικές διεργασίες της λεκάνης απορροής, αναπαριστώντας την ακόρεστη ζώνη του εδάφους ως μια δεξαμενή πεπερασμένης χωρητικότητας, η οποία αποτελεί τυπική παράμετρο του μοντέλου (βλ. 7.5.1).



Σχήμα 2.4: Σχηματικό διάγραμμα του τρόπου κίνησης του νερού σύμφωνα με την υπόθεση Hewlett: (α) αρχικό στάδιο, και (β) προχωρημένο στάδιο (Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 286).

#### 2.4.4 Υποδερμική ροή

Ο όρος *υποδερμική ροή* (interflow, throughflow, subsurface stormflow) χρησιμοποιείται για να περιγράψει μαζικά διάφορους τύπους πλευρικών υπεδάφινων ροών που πραγματοποιούνται με σχετικά ταχείς ρυθμούς κατά τη διάρκεια ισχυρών βροχοπτώσεων, και συμβάλλουν στην επιφανειακή απορροή. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 2.4, η υποδερμική ροή πραγματοποιείται σε μια ζώνη κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, η οποία βρίσκεται σε ακόρεστη κατάσταση, χωρίς να αποκλείεται η ροή σε συνθήκες κορεσμού από πάνω.

Οι κυριότεροι παράγοντες που ευνοούν τη δημιουργία υποδερμικής ροής είναι η ανισοτροπία και η ανομογένεια των εδαφών ως προς υδραυλική αγωγιμότητα, και ιδίως των επιφανειακών εδαφικών στρώσεων (Ward and Robinson, 1990, σ. 220). Έχει παρατηρηθεί ότι οι τελευταίες παρουσιάζουν μεγαλύτερη υδραυλική αγωγιμότητα σε διεύθυνση παράλληλη με την εδαφική επιφάνεια, παρά σε κατακόρυφη διεύθυνση, που χαρακτηρίζεται ως ανισοτροπία του εδάφους. Αποτέλεσμα αυτής της ανισοτροπίας είναι ότι το νερό που εισχωρεί στο έδαφος τείνει να κινηθεί πλευρικά και όχι κατακόρυφα. Ακόμη, έχει παρατηρηθεί ότι η υδραυλική αγωγιμότητα τείνει να είναι μεγαλύτερη στα εδαφικά στρώματα που βρίσκονται αμέσως κάτω από την επιφάνεια και μικρότερη στα βαθύτερα στρώματα, που χαρακτηρίζεται ως ανομογένεια του εδάφους. Αυτό συντείνει στη δημιουργία υποδερμικής ροής, επειδή το νερό τείνει να διαφύγει πλευρικά παρά να διεισδύσει βαθύτερα, όπου συναντά μεγαλύτερη αντίσταση.

Γενικά, υπάρχουν διάφορα επίπεδα στα οποία συμβαίνει η υποδερμική ροή και διαδρομές που αυτή ακολουθεί, τα οποία αντιστοιχούν στα επίπεδα αλλαγής δομής του επιφανειακού εδάφους και στη διεπιφάνεια μεταξύ του εξαλλοιωμένου από αποσάθρωση επιφανειακού μανδύα και του μητρικού πετρώματος. Ακόμη, διαδρομές υποδερμικής ροής δημιουργούν οι λεγόμενοι μακροπόροι, δηλαδή επιφανειακοί πόροι μέσα στο έδαφος με πολύ μεγαλύτερες διαστάσεις από τους συνήθεις πόρους ανάμεσα στους εδαφικούς κόκκους (Ward and Robinson, 1990, σ. 221). Οι μακροπόροι δημιουργούνται από την δράση του παγώματος του νερού, από ρίζες φυτών που έχουν αποσυντεθεί, από διάφορα ζώα που διανοίγουν οπές, και γενικώς από διάφορες βιολογικές δραστηριότητες, και διαδραματίζουν σημαντικό ρόλο στη γένεση της απορροής (Dingman, 1994, σσ. 236, 423).

Σε αντίθεση με την επίγεια ροή, η οποία εξελίσσεται γρήγορα, η υποδερμική ροή διατηρείται για αρκετά μεγάλο χρονικό διάστημα (τάξη μεγέθους έως λίγων ημερών) μετά τη λήξη της βροχόπτωσης, καθώς η ταχύτητα ροής διαμέσου της ακόρεστης ζώνης είναι προφανώς πολύ χαμηλότερη σε σχέση με τη ροή στην επιφάνεια του εδάφους και, βεβαίως, το υδρογραφικό δίκτυο. Από την άλλη πλευρά, η ταχύτητα της υποδερμικής ροής είναι πολύ μεγαλύτερη σε σχέση με την ταχύτητα κίνησης του υπόγειου νερού, που έχει ως συνέπεια τη διατήρηση υπόγειας ροής για πολύ μεγάλο χρονικό διάστημα μετά την περίοδο των βροχοπτώσεων.

#### 2.4.5 Υπόγεια ροή

Το νερό που διηθείται προς τα κατώτερα εδαφικά στρώματα φτάνει στη ζώνη όπου το έδαφος βρίσκεται σε κατάσταση κορεσμού, οδηγώντας στο σχηματισμό των υπόγειων υδροφορέων. Κάτω από την επίδραση των χωρικών μεταβολών της πιεζομετρίας, το νερό των υδροφορέων κινείται ως *υπόγεια ροή* (groundwater flow) και ξαναβγαίνει στο έδαφος, είτε με τη μορφή σημειακών πηγών (κυρίως καρστικών), είτε κατά μήκος των υδατορευμάτων που βρίσκονται σε επαφή με τους υδροφορείς. Όπως προαναφέρθηκε, στη χρονική κλίμακα της πλημμύρας, η υπόγεια ροή έχει δευτερεύουσα σημασία, αφενός λόγω της μικρής, γενικά, συμβολής της στην επιφανειακή απορροή, και αφετέρου λόγω του πολύ αργού ρυθμού εξέλιξης της.

## 2.5 Υδρογραφήματα πλημμυρών

### 2.5.1 Οι έννοιες της άμεσης και βασικής απορροής

Στη διάρκεια των έντονων επεισοδίων βροχής, είναι εμφανής η άμεση απόκριση της ροής των υδατορευμάτων, η οποία οφείλεται στο γεγονός ότι ένα τμήμα των κατακρημνισμάτων ακολουθεί μια γρήγορη πορεία, επίγεια και υπεδάφια, προς τα υδατορεύματα. Εξάλλου, σε πολλά υδατορεύματα, παρατηρείται συνεχής ροή, η οποία δεν σχετίζεται έντονα με το ρυθμό των κατακρημνισμάτων, αφού είναι ορατή ακόμη και σε παρατεταμένες περιόδους ξηρασίας, πράγμα που δείχνει ότι ένα μέρος των κατακρημνισμάτων ακολουθεί μια πολύ αργή πορεία προς τα υδατορεύματα, σε μια υπόγεια διαδρομή. Με το σκεπτικό αυτό, η επιφανειακή απορροή διακρίνεται σε δύο συνιστώσες: (α) *άμεση ή ταχεία ή πλημμυρική απορροή* (direct runoff, quickflow), και (β) *βασική ή βραδεία απορροή* (baseflow, base runoff, slowflow).

Η πρώτη συνιστώσα περιλαμβάνει την άμεση κατακρήμνιση, την επίγεια και υποδερμική ροή και, υπό προϋποθέσεις, μέρος της υπόγειας ροής<sup>1</sup>. Ουσιαστικά η άμεση απορροή αποτελεί μετασηματισμό της ενεργού βροχής, που χαρακτηρίζεται αφενός από μια χρονική υστέρηση, λόγω του χρόνου που απαιτεί η διαδρομή του νερού μέχρι να φτάσει στην έξοδο της λεκάνης, και αφετέρου από τη διατήρηση του συνολικού όγκου της ενεργού βροχόπτωσης, ο οποίος θεωρείται ότι ταυτίζεται με τον όγκο της άμεσης απορροής.

Αντίθετα, η βασική απορροή οφείλεται σχεδόν αποκλειστικά στο μηχανισμό της υπόγειας ροής, και γι' αυτό δεν επηρεάζεται αισθητά κατά τη διάρκεια των πλημμυρών. Ανάλογα με το χαρακτήρα της βασικής απορροής σε μια συγκεκριμένη λεκάνη, η δίαυτη απορροής σε αυτή χαρακτηρίζεται ως *διαρκής* (perennial), όταν η απορροή δεν παύει καθόλου στη διάρκεια του έτους, *διακοπόμενη* (intermittent), όταν η απορροή παρατηρείται μόνο κατά την υγρή περίοδο και εξαφανίζεται κατά την ξηρή περίοδο, και *εφήμερη ή χειμαρρική* (ephemeral) όταν δεν υπάρχει βασική απορροή και το υδατόρευμα παρουσιάζει ροή μόνο μετά από ισχυρές καταιγίδες (Mosley and McKerchar, 1993, σ. 8.1).

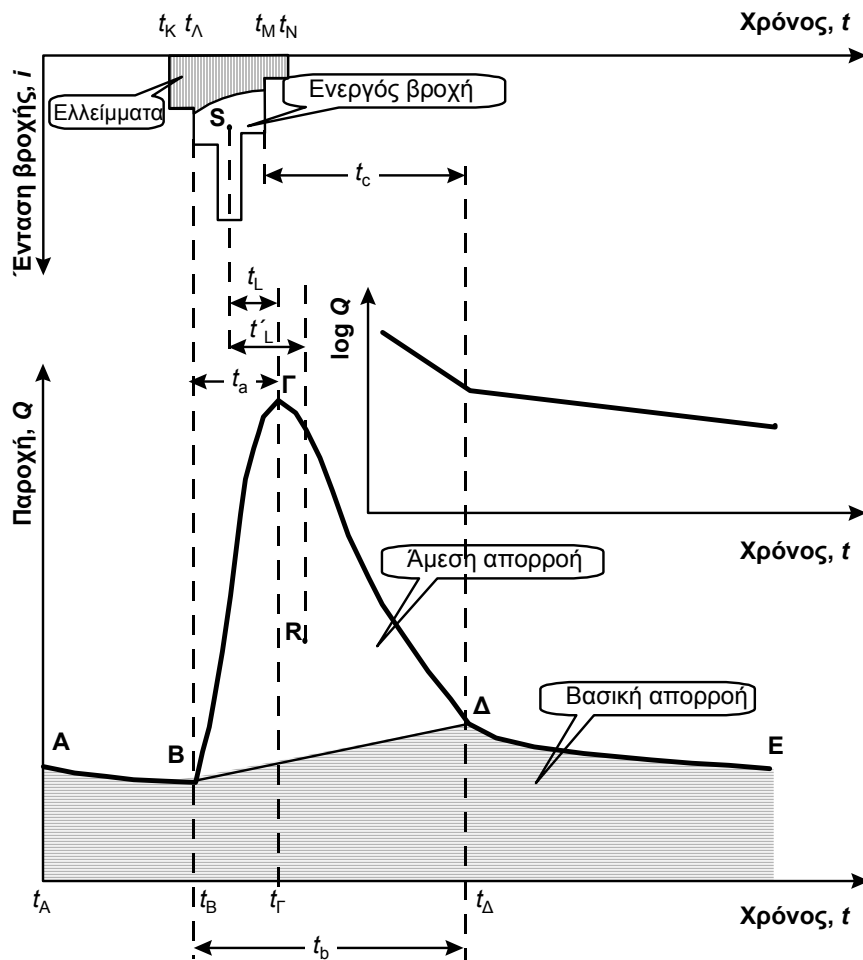
### 2.5.2 Χαρακτηριστικά υδρογραφήματος

Τα καταγραμμένα υδρογραφήματα (χρονοσειρές παροχής) κατά τη διάρκεια πλημμυρών, σε συνδυασμό με τα αντίστοιχα υετογραφήματα (χρονοσειρές ύψους ή έντασης βροχής) που τις προκάλεσαν, περιέχουν σημαντικές πληροφορίες σχετικά με τον τρόπο που εξελίσσεται μια πλημμύρα στη συγκεκριμένη λεκάνη. Το υδρογράφημα άμεσης απορροής συχνά αναφέρεται και ως πλημμυρογράφημα.

Στο Σχήμα 2.5 φαίνεται ένα τυπικό υδρογράφημα, μαζί με το υετογράφημα της βροχής που προκάλεσε την πλημμύρα. Το υετογράφημα έχει σχετικά απλή δομή, δημιουργώντας έτσι ένα εξίσου απλής δομής υδρογράφημα. Ακόμη, υποτίθεται ότι η βροχόπτωση έχει ικανοποιητική χωρική ομογένεια στο σύνολο της λεκάνης, έτσι ώστε η ένταση βροχής που απεικονίζεται στο υετογράφημα να αντιπροσωπεύει την επιφανειακή μέση τιμή για κάθε χρονικό διάστημα  $\Delta t$ . Το υετογράφημα δείχνει ότι στο χρόνο  $t_K$  ξεκινά ένα επεισόδιο βροχής, και σύντομα, στο χρόνο  $t_A$ , μετά από ένα αρχικό έλλειμμα, ξεκινά η ενεργός βροχή, η οποία μετατρέπεται σε άμεση απορροή. Η βροχή λήγει στο χρόνο  $t_N$ , ενώ η ενεργός βροχή είτε λήγει και αυτή στον ίδιο χρόνο  $t_N$  ή σε προηγούμενο χρόνο  $t_M$ , εφόσον η ένταση στο τέλος του επεισοδίου είναι αρκετά μικρή και δεν έχει εξαντληθεί η διθητική ικανότητα του εδάφους.

---

<sup>1</sup> Αυτό ισχύει στην περίπτωση καρστικών συστημάτων που έχουν πολύ γρήγορη απόκριση, συμβάλλοντας έτσι, μέσω της εκφόρτισης των πηγών τους, στην παραγωγή της πλημμύρας.



Σχήμα 2.5: Σκαρίφημα απλού πλημμυρικού υδρογραφήματος με το αντίστοιχο νετογράφημα και χαρακτηριστικά χρονικά μεγέθη (Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 292).

Πριν την έναρξη της ενεργούς βροχόπτωσης, η παροχή είναι ελαφρώς φθίνουσα συνάρτηση του χρόνου. Ο κλάδος AB του υδρογραφήματος αντιπροσωπεύει τη βασική ροή του ποταμού, που στα διαστήματα μεταξύ των πλημμυρικών επεισοδίων μειώνεται με πολύ ήπιο (πρακτικά ανεπαίσθητο) ρυθμό. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η επιφανειακή εκφόρτιση των υπόγειων υδροφορέων συνοδεύεται από ταπείνωση της στάθμης τους και, συνακόλουθα, μείωση του ρυθμού εκφόρτισης. Ο κλάδος AB καλείται *κλάδος στείρευσης* της βασικής ροής, και μπορεί να περιγραφεί μαθηματικά από μια σχέση εκθετικής μείωσης της παροχής ως προς το χρόνο.

Στο χρόνο  $t_{\lambda} \equiv t_B$  που ξεκινά η ενεργός βροχόπτωση, η παροχή του υδατορεύματος αρχίζει να αυξάνεται με έντονο ρυθμό, μέχρι που η παροχή φτάνει στη μέγιστη τιμή της στο χρόνο  $t_{\Gamma}$ . Ο χρόνος αυτός, για σχετικά σύντομα και απλής δομής επεισόδια βροχής, συνήθως έπεται της λήξης της ενεργούς βροχής, ενώ για μεγαλύτερης διάρκειας και απλής δομής επεισόδια μπορεί να ταυτίζεται με το χρόνο λήξης της ενεργούς βροχής  $t_M$ . Ο κλάδος BΓ του υδρογραφήματος ονομάζεται *ανοδικός κλάδος*, το σημείο Γ ονομάζεται *αιχμή του υδρογραφήματος* και η παροχή στο χρόνο  $t_{\Gamma}$  *παροχή αιχμής*. Στη συνέχεια, η παροχή μειώνεται, όπως απεικονίζεται στον *καθοδικό κλάδο* ΓΔ. Στο χρόνο  $t_{\Delta}$  παύει η άμεση απορροή, συνεχίζει όμως η βασική απορροή, σχηματίζοντας έναν νέο, πολύ πιο ήπιο, κλάδο στείρευσης, τον κλάδο ΔΕ. Κατά συνέπεια, η άμεση απορροή πραγματοποιείται μόνο στο χρονικό διάστημα  $(t_B, t_{\Delta})$ , ενώ η βασική απορροή είναι διαρκής.

### 2.5.3 Χρονικά μεγέθη πλημμυρικού επεισοδίου

Με βάση το Σχήμα 2.5, τα χαρακτηριστικά χρονικά μεγέθη της πλημμύρας είναι:

- η διάρκεια πλημμύρας ή χρόνος βάσης,  $t_b := t_\Delta - t_B$
- ο χρόνος ανόδου,  $t_a := t_T - t_B$
- ο χρόνος υστέρησης (ακριβέστερα, ο χρόνος υστέρησης της αιχμής),  $t_L := t_T - t_S$
- ο κεντροβαρικός χρόνος υστέρησης,  $t_L' := t_R - t_S$
- ο χρόνος συγκέντρωσης ή χρόνος συρροής,  $t_c := t_\Delta - t_M$

όπου  $t_S$  ο χρόνος που αντιστοιχεί στο κέντρο βάρους S του ενεργού υετογραφήματος και  $t_R$  ο χρόνος που αντιστοιχεί στο κέντρο βάρους R του υδρογραφήματος άμεσης απορροής.

Σύμφωνα με τον Nash (1959), ο κεντροβαρικός χρόνος υστέρησης  $t_L'$ , κάτω από ορισμένες συνθήκες που αφορούν στην υδρολογική συμπεριφορά της λεκάνης, αποτελεί αναλλοίωτη του μετασχηματισμού της ενεργού βροχής σε άμεση απορροή στη συγκεκριμένη λεκάνη. Κατά συνέπεια, η ποσότητα  $t_L'$  είναι χαρακτηριστικό χρονικό μέγεθος της λεκάνης και όχι του μεμονωμένου πλημμυρικού επεισοδίου (Koutsoyiannis and Xanthopoulos, 1989). Όμως, για λόγους ευκολίας έχει επικρατήσει, αντί του  $t_L'$  να χρησιμοποιείται στις αναλύσεις το μέγεθος  $t_L$ , παρόλο που το τελευταίο δεν μπορεί να θεωρηθεί ως σταθερά της λεκάνης, αφού εξαρτάται εξ ορισμού και από τη μορφή του υετογραφήματος (Dingman, 1994, σ. 401).

Ο χρόνος συγκέντρωσης ορίζεται, θεωρητικά, ως ο χρόνος που απαιτείται για να φθάσει το νερό που συμβάλλει στην άμεση απορροή, από το υδραυλικά πιο απομακρυσμένο σημείο της λεκάνης στη διατομή εξόδου (βλ. 3.3.1). Το μέγεθος αυτό αντιστοιχεί στη χρονική απόσταση από τη λήξη της ενεργού βροχής μέχρι τη λήξη της άμεσης απορροής. Παραδοσιακά, ο χρόνος συγκέντρωσης αντιμετωπίζεται επίσης ως αναλλοίωτη διάρκεια, η οποία θεωρείται χαρακτηριστικό της λεκάνης. Όπως συζητείται στο εδάφιο 3.3.2, η παραδοχή αυτή είναι εξαιρετικά χονδροειδής, καθώς έχει αποδειχθεί τόσο θεωρητικά όσο και πειραματικά, μέσα από την ανάλυση πληθώρας επεισοδίων πλημμυρών, ότι ο χρόνος συγκέντρωσης παρουσιάζει έντονη μεταβλητότητα και είναι αντιστρόφως ανάλογος της παροχής (Grimaldi *et al.*, 2012b).

Στη βιβλιογραφία αναφέρονται διάφορες εμπειρικές προσεγγίσεις που αποσκοπούν στη συσχέτιση των θεμελιωδών χρονικών μεγεθών της λεκάνης, κυρίως του χρόνου υστέρησης  $t_L$  και του χρόνου συγκέντρωσης  $t_c$ . Μια ευρέως χρησιμοποιούμενη σχέση είναι (NRCS, 1986):

$$t_L = 0.6 t_c \quad (2.3)$$

Η παραπάνω εμπειρική σχέση έχει προταθεί από την Soil Conservation Service των ΗΠΑ (SCS) και αναφέρεται στις μέσες συνθήκες μιας φυσικής (αδιατάρακτης) λεκάνης, στην οποία η απορροή κατανέμεται κατά το δυνατόν πιο ομοιόμορφα.

### 2.5.4 Ανάλυση πλημμυρικού επεισοδίου

Η ανάλυση ενός πλημμυρικού επεισοδίου περιλαμβάνει:

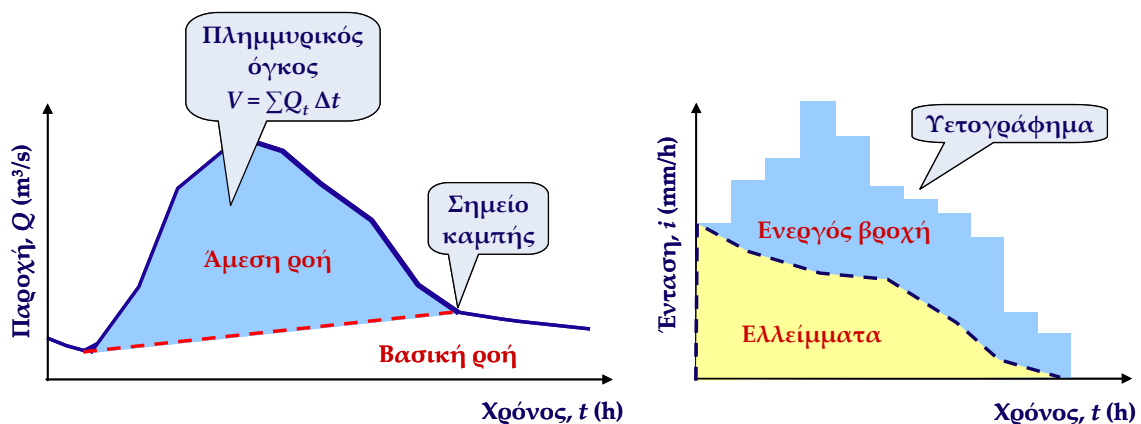
- τον διαχωρισμό της βασικής ροής από το συνολικό υδρογράφημα, ώστε να εξαχθεί το καθαρό πλημμυρογράφημα της λεκάνης (Σχήμα 2.6, αριστερά).
- τον διαχωρισμό των υδρολογικών ελλειμμάτων από τη συνολική βροχόπτωση, ώστε να εξαχθεί το ενεργό υετογράφημα που προκάλεσε την πλημμύρα (Σχήμα 2.6, δεξιά).

Για τον διαχωρισμό της βασικής από τη συνολική απορροή, απαιτείται ο προσδιορισμός του χρόνου έναρξης και λήξης της πλημμύρας, οπότε η διάκριση των ροών γίνεται με βάση το ευθύγραμμο τμήμα που ενώνει τα δύο σημεία. Ο χρόνος έναρξης την πλημμύρας εντοπίζεται



πολύ εύκολα, ως το σημείο που παρατηρείται θετική μεταβολή της παροχής. Είναι προφανές ότι στο μεσοδιάστημα μεταξύ δύο διαδοχικών πλημμυρικών γεγονότων η παροχή, η οποία οφείλεται στην εκφόρτιση των υπόγειων νερών, είτε είναι σταθερή είτε (συνήθως) μειώνεται με αργό ρυθμό. Με τη συμβολή της άμεσης απορροής (που προφανώς εμφανίζεται με κάποια υστέρηση, σε σχέση με την έναρξη της βροχής), η παροχή αυξάνει, και μάλιστα απότομα, στις περισσότερες περιπτώσεις. Αντίθετα, η λήξη της πλημμύρας είναι πιο δύσκολο να προσδιοριστεί, καθώς στον καθοδικό κλάδο συμβάλλουν τόσο η βασική ροή όσο και η υποδερμική που, συμβατικά, θεωρείται συνιστώσα της άμεσης απορροής. Κατά τη διάρκεια της πλημμύρας, η διάκριση μεταξύ των δύο αυτών τύπων ροής είναι εξαιρετικά ασαφής. Πράγματι, σύμφωνα με την υπόθεση Hewlett, η υποδερμική ροή δημιουργεί κορεσμό του εδάφους από κάτω, με αποτέλεσμα την ανύψωση του υδροφόρου ορίζοντα μέχρι την επιφάνεια του εδάφους και, συνακόλουθα, την ανάβλυση όχι μόνο επιφανειακού αλλά και υπόγειου νερού. Λόγω της πολυπλοκότητας του φαινομένου, αντί της φυσικής ερμηνείας, ο προσδιορισμός του χρόνου λήξης της πλημμύρας βασίζεται σε μαθηματικές προσεγγίσεις, σύμφωνα με τις οποίες εντοπίζεται το *σημείο καμπής* (inflection point) του υδρογραφήματος, μετά το οποίο σταματά η παραγωγή άμεσης απορροής.

Όσον αφορά στον διαχωρισμό των υδρολογικών ελλειμμάτων από τη συνολική βροχόπτωση, αποτελεί μια ιδιαίτερα σύνθετη διαδικασία, αν και στην πράξη αντιμετωπίζεται με απλές εννοιολογικές προσεγγίσεις. Εφόσον έχει απομονωθεί η άμεση από τη συνολική απορροή, είναι δυνατή η εκτίμηση του όγκου της πλημμύρας, που εξ ορισμού είναι ίσος με τον όγκο της ενεργού βροχόπτωσης. Με τον τρόπο αυτό μπορούν να εκτιμηθεί ο συνολικός όγκος των ελλειμμάτων που παράγονται στη διάρκεια του επεισοδίου, όχι όμως και η χρονική κατανομή τους, η οποία προϋποθέτει την εφαρμογή μοντέλων. Τα γνωστότερα μοντέλα εκτίμησης των ελλειμμάτων παρουσιάζονται στο υποκεφάλαιο 7.3.



Σχήμα 2.6: Παραδείγματα διαχωρισμού της βασικής από τη συνολική απορροή (αριστερά) και της ενεργού από τη συνολική βροχόπτωση (δεξιά).

## 3 Χαρακτηριστικά μεγέθη υδρολογικών λεκανών

---

### 3.1 Φυσιογραφικά χαρακτηριστικά και η επίδραση τους στην πλημμύρα

#### 3.1.1 Κατηγορίες φυσιογραφικών χαρακτηριστικών λεκάνης

Η λεκάνη απορροής παρουσιάζει ορισμένα ειδικά φυσικά γνωρίσματα (ή ιδιότητες) που επηρεάζουν τόσο τη διαδικασία του μετασχηματισμού των κατακρημνισμάτων σε απορροή όσο και το τελικό της αποτέλεσμα, δηλαδή το υδρογράφημα στην έξοδο της λεκάνης. Τα γνωρίσματα αυτά ονομάζονται *φυσιογραφικά χαρακτηριστικά* της λεκάνης απορροής και μπορούν να καταταγούν στις ακόλουθες τρεις κατηγορίες:

- μορφολογικά χαρακτηριστικά (μορφή, ανάγλυφο, υδρογραφικό δίκτυο)·
- εδαφολογικά χαρακτηριστικά (μηχανικές ιδιότητες, χημική σύσταση)·
- χρήσεις γης και φυτοκάλυψη (είδη χλωρίδας και χωρική διάταξή της).

Τα παραπάνω αποτελούν χωρικά κατανεμημένη πληροφορία, που χαρακτηρίζεται από έντονη ετερογένεια, τέτοια ώστε να είναι πρακτικά αδύνατη η κατάρτιση φυσικών νόμων που να λαμβάνουν υπόψη τη μεταβολή των ιδιοτήτων της λεκάνης σε τόσο μικρές χωρικές κλίμακες. Κάτι τέτοιο θα απαιτούσε αφενός την πραγματοποίηση εξαντλητικών μετρήσεων πεδίου, ώστε να αποτυπωθεί με κάθε λεπτομέρεια η χωρική ετερογένεια των ιδιοτήτων της λεκάνης, και αφετέρου την ακριβή γνώση των φυσικών νόμων που διέπουν τους μηχανισμούς κίνησης του νερού. Τις δύο τελευταίες δεκαετίες, η διάδοση των λεγόμενων μοντέλων φυσικής βάσης δημιούργησε την εσφαλμένη εντύπωση ότι είναι εφικτή η αναπαράσταση των υδρολογικών διεργασιών σε μικρές χωρικές κλίμακες, αξιοποιώντας τις δυνατότητες που προσφέρουν τα συστήματα γεωγραφικής πληροφορίας. Η προσέγγιση αυτή έχει δεχθεί έντονη κριτική (βλ. σχετική συζήτηση των Nalbantis *et al.*, 2011), και ειδικά στα μοντέλα των πλημμυρών, η περιγραφή των ιδιοτήτων της λεκάνης και των υδρολογικών μηχανισμών εξακολουθεί να γίνεται, ως επί το πλείστον, μακροσκοπικά, μέσω εννοιολογικών προσεγγίσεων.

Στη συνέχεια εξηγούνται οι επιμέρους κατηγορίες των φυσιογραφικών χαρακτηριστικών των υδρολογικών λεκανών και ερμηνεύεται η επίδρασή τους στην παραγωγή πλημμυρών. Εκτός από τις παραπάνω γενικές ιδιότητες, υπάρχουν και ορισμένα ειδικά χαρακτηριστικά, που σχετίζονται αποκλειστικά με τα πλημμυρικά φαινόμενα και χρησιμοποιούνται στα σχετικά μοντέλα. Τα κυριότερα είναι:

- ο συντελεστής απορροής·
- ο χρόνος συγκέντρωσης·
- ο αριθμός καμπύλης απορροής·
- το μοναδιαίο υδρογράφημα.

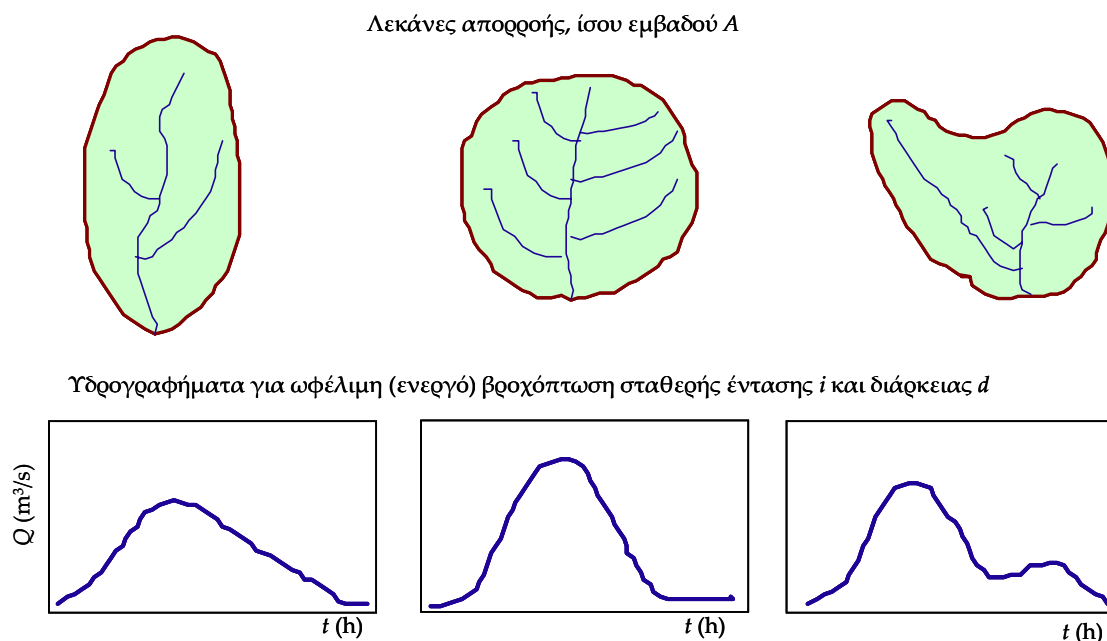
Τα εν λόγω χαρακτηριστικά αναλύονται στα επόμενα υποκεφάλαια.

### 3.1.2 Μορφολογικά χαρακτηριστικά

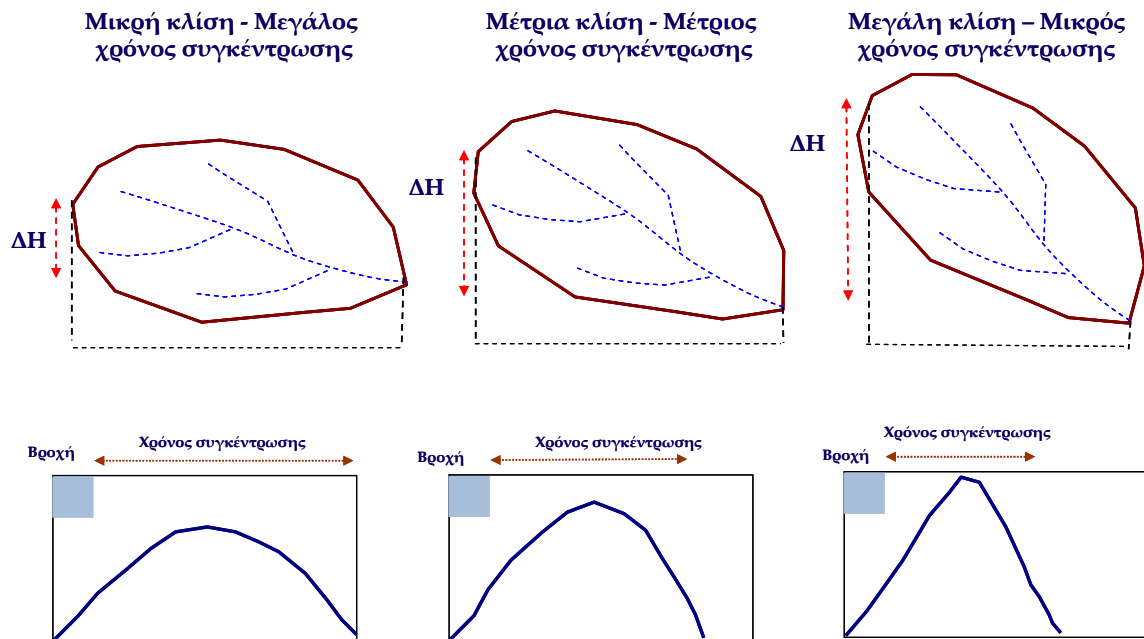
Τα μορφολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης αναφέρονται στη γεωμετρία, το ανάγλυφο και το υδρογραφικό δίκτυο.

Το θεμελιώδες γεωμετρικό μέγεθος της λεκάνης είναι το εμβαδό,  $A$ . Το σχήμα της λεκάνης είναι εξαιρετικά πολύπλοκο, και προφανώς δεν μπορεί να περιγραφεί με ακρίβεια από μικρό αριθμό παραμέτρων, αν και στη βιβλιογραφία χρησιμοποιούνται κάποιοι απλοί γεωμετρικοί δείκτες (π.χ. δείκτης κυκλικότητας), που παρέχουν μια αδρομερή εικόνα. Είναι ωστόσο σαφές ότι το σχήμα και οι λοιπές μορφολογικές ιδιότητες επηρεάζουν την υδρολογική απόκριση της λεκάνης, και ειδικότερα τον μετασχηματισμό της ωφέλιμης βροχόπτωσης σε απορροή. Το γεγονός αυτό έχει ωθήσει τους ερευνητές στη αναζήτηση ποσοτικών συσχετίσεων, μέσω των λεγόμενων *περιοχικών* (regional) προσεγγίσεων (π.χ., Rinaldo and Rodriguez-Iturbe, 1996· Cudennec *et al.*, 2004· McGuire *et al.*, 2005· Gupta *et al.*, 2007· Di Lazzaro, 2008).

Στο Σχήμα 3.1 απεικονίζονται τρία υποθετικά παραδείγματα λεκανών ίσου εμβαδού αλλά εμφανώς διαφορετικού σχήματος, οι οποίες θεωρείται ότι δέχονται ωφέλιμη βροχή σταθερής έντασης, με τα αντίστοιχα υδρογραφήματά τους. Τα υδρογραφήματα, που προφανώς έχουν ίδιο όγκο πλημμύρας, παρουσιάζουν ουσιαστικές διαφορές, για τις οποίες μπορεί να δοθεί κάποια ποιοτική ερμηνεία. Συγκεκριμένα, η πρώτη λεκάνη είναι επιμήκης, με μέτρια ανεπτυγμένο υδρογραφικό δίκτυο (ένας κύριος κλάδος και δύο παραπόταμοι). Εξαιτίας τόσο λόγω της μεγαλύτερης διαδρομής κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου, όσο και της καθυστέρησης στην άφιξη της ροής στο δίκτυο, που οφείλεται στις χαμηλές ταχύτητες ροής στις πλαγιές, πραγματοποιείται ανάσχεση της απορροής, με συνέπεια τη διαμόρφωση ενός πεπλατυσμένου υδρογραφήματος. Η δεύτερη λεκάνη έχει σχεδόν κυκλικό σχήμα και καλά, ανεπτυγμένο δίκτυο, τα οποία ευνοούν την επιτάχυνση της ροής, και συνεπώς την παραγωγή ενός πιο απότομου υδρογραφήματος. Τέλος, η τρίτη λεκάνη έχει ακανόνιστο σχήμα, όπου διαμορφώνονται δύο υπολεκάνες. Οι υπολεκάνες αποκρίνονται με διαφορετικό τρόπο στη βροχόπτωση, και για το λόγο αυτό διαμορφώνεται ένα σύνθετο υδρογράφημα, στο οποίο οι αιχμές των επιμέρους υπολεκανών εμφανίζονται σε διαφορετικούς χρόνους.



Σχήμα 3.1: Παραδείγματα επίδρασης της μορφολογίας μιας υδρολογικής λεκάνης στο σχήμα του πλημμυρογραφήματος.



Σχήμα 3.2: Παραδείγματα επίδρασης της κλίσης και του χρόνου συγκέντρωσης μιας υδρολογικής λεκάνης στο σχήμα του πλημμυρογραφήματος.

Η γενική εικόνα του αναγλύφου της λεκάνης αποδίδεται από την *υψομετρική καμπύλη*, δηλαδή την καμπύλη που σε κάθε δεδομένη τιμή του τοπογραφικού υψόμετρου αντιστοιχίζει το ποσοστό της επιφάνειας της λεκάνης που έχει υψόμετρο μεγαλύτερο ή ίσο της δεδομένης τιμής. Άλλα μεγέθη που αποτελούν χαρακτηριστικά του είναι το μέγιστο, ελάχιστο και μέσο υψόμετρο της λεκάνης, η μέση κλίση της συνολικής λεκάνης ή αντιπροσωπευτικού τμήματος αυτής, κτλ.

Το ανάγλυφο, και ειδικότερα οι κλίσεις της λεκάνης, επηρεάζουν σημαντικά τη μορφή του υδρογραφήματος, καθώς σχετίζονται άμεσα με το χρόνο συγκέντρωσης της απορροής. Κατά συνέπεια, σε μια λεκάνη με ήπιες κλίσεις, ο χρόνος συγκέντρωσης είναι σχετικά μεγάλος, οι ταχύτητες ροής μικρές και η απόκριση στην πλημμύρα πιο εξομαλυσμένη, σε σχέση με μια λεκάνη με έντονες κλίσεις, μικρό χρόνο συγκέντρωσης, υψηλές ταχύτητες ροής και, συνεπώς, γρήγορη απόκριση. Μάλιστα, όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.2, όσο επιταχύνεται η απόκριση, τόσο περιορίζεται ο χρόνος βάσης του υδρογραφήματος, ενώ αυξάνει η παροχή αιχμής του.

Τα χαρακτηριστικά του υδρογραφικού δικτύου της λεκάνης έχουν επίσης ουσιώδη ρόλο στη χωροχρονική κατανομή της απορροής. Ένα από τα βασικότερα μεγέθη είναι το μήκος του κύριου υδατορεύματος, που συσχετίζεται εμπειρικά με το χρόνο συγκέντρωσης της λεκάνης (βλ. 3.3.3). Άλλη παράμετρος χρήσιμη στις υδρολογικές αναλύσεις είναι η πυκνότητα του υδρογραφικού δικτύου, που ορίζεται ως ο λόγος του συνολικού μήκους του δικτύου προς την επιφάνεια της λεκάνης. Γενικά, έχει μεγάλη σημασία η διάκριση του δικτύου σε κύριο και δευτερεύον, όπου το κύριο δίκτυο αναφέρεται σε καλά διαμορφωμένα φυσικά υδατορεύματα, που συχνά διατηρούν μόνιμη ροή, ενώ το δευτερεύον σε ρεματιές, χαράδρες και μισγάγγειες, που κατεβάζουν νερό από τις “πλαγιές” αποκλειστικά κατά τη διάρκεια της πλημμύρας. Στη βιβλιογραφία, οι παραπάνω κατηγορίες χαρακτηρίζονται ως *channel* και *hillslope*, αντίστοιχα. Τα επιμέρους μήκη των δύο αυτών δικτύων επηρεάζουν ουσιωδώς την υδρολογική απόκριση της λεκάνης, γεγονός που πρωτίστως αποδίδεται στις διαφορετικές συνθήκες ροής κάθε δικτύου (π.χ., Mesa *et al.*, 1986· Robinson *et al.*, 1995· D’ Odorico, 2003· Di Lazzaro, 2008).

### 3.1.3 Εδαφολογικά χαρακτηριστικά

Σε αντίθεση με τα μορφολογικά χαρακτηριστικά, που κυρίως επηρεάζουν το μετασχηματισμό της ενεργού βροχόπτωσης σε απορροή, η σύσταση των εδαφών της λεκάνης απορροής επηρεάζει κυρίως τα υδρολογικά ελλείμματα, δηλαδή το διαχωρισμό της ενεργού από την ολική βροχόπτωση. Ειδικότερα, οι μηχανικές ιδιότητες του εδάφους (υδατοπερατότητα, υδραυλική αγωγιμότητα κατά την οριζόντια και κατακόρυφη διεύθυνση) επιδρούν άμεσα το ρυθμό διήθησης, ενώ η χημική σύσταση των εδαφών, σε συνδυασμό με τις μηχανικές τους ιδιότητες, καθορίζει τη φυτοκάλυψη και τους επικρατούντες τύπους χλωρίδας, που επηρεάζουν τόσο την κατακράτηση όσο και τη διήθηση.

### 3.1.4 Χρήσεις γης και φυτοκάλυψη

Οι χρήσεις γης, γενικά, και ειδικά η φυτοκάλυψη, επηρεάζουν με πολλαπλούς τρόπους την απορροή. Όπως εξηγήθηκε στο εδάφιο 2.3.2, ο μηχανισμός παρεμπόδισης της χλωρίδας έχει ως συνέπεια τη μείωση του όγκου απορροής κατά την ποσότητα που κατακρατείται από τη χλωρίδα και τελικά εξατμίζεται ή απορροφάται απ' αυτή. Ο ίδιος μηχανισμός είναι υπεύθυνος και για τη χρονική υστέρηση της απορροής. Στη χρονική υστέρηση συντείνει και η αύξηση της τραχύτητας των εδαφών που προκαλεί η φυτοκάλυψη, ενώ αντίθετα η δημιουργία λείων επιφανειών, π.χ. λόγω της αστικοποίησης και της ανάπτυξης του οδικού δικτύου, επιταχύνει την απορροή. Μια άλλη δράση της χλωρίδας, που λειτουργεί προστατευτικά στην πλημμύρα, έχει σχέση με τη μεταβολή των χαρακτηριστικών του επιφανειακού εδαφικού στρώματος (από τη δράση των ριζών αλλά και των φυλλωμάτων που πέφτουν), σε τρόπο ώστε να αυξάνεται η διηθητική ικανότητα του εδάφους και συνακόλουθα να μειώνεται η απορροή.

Γενικά, η φυτοκάλυψη δρα προς την κατεύθυνση της μείωσης του όγκου άμεσης απορροής, και της επιβράδυνσης και εξομάλυνσης των ρυθμών της, με τελική συνέπεια τη μείωση των αιχμών των πλημμυρικών υδρογραφημάτων. Για τους ίδιους λόγους, όταν καταστρέφεται η χλωρίδα, π.χ. από πυρκαγιές ή εκχέρσωση, αλλάζει η υδρολογική συμπεριφορά της λεκάνης και συγκεκριμένα επιταχύνονται και ισχυροποιούνται τα φαινόμενα των πλημμυρών. Επιπλέον, η πυκνή κάλυψη με χλωρίδα, επιβραδύνοντας την απορροή, προστατεύει το έδαφος από την κινητική ενέργεια της βροχής, αλλά και δημιουργώντας συνεκτικό ιστό των εδαφικών κόκκων, συγκρατεί το εδαφικό υλικό, περιορίζοντας τη διάβρωση της λεκάνης και όλες τις καταστρεπτικές της συνέπειες.

## 3.2 Συντελεστής απορροής

### 3.2.1 Γενικός ορισμός

Ο *συντελεστής απορροής* ορίζεται, γενικά, ως ο λόγος του όγκου απορροής προς τον αντίστοιχο όγκο βροχόπτωσης που προσπίπτει σε μια δεδομένη επιφάνεια στο αντίστοιχο χρονικό διάστημα, και είναι συνεπώς άμεσα εξαρτώμενος από τη χρονική κλίμακα. Στην ετήσια κλίμακα, ο λόγος αυτός είναι πάντοτε μικρότερος της μονάδας, ενώ σε άλλες κλίμακες (π.χ. μηνιαία) μπορεί να υπερβεί το 100%, καθώς σε αρκετές περιπτώσεις η απορροή μπορεί να εμφανίζεται με σημαντική χρονική υστέρηση σε σχέση με τη βροχόπτωση, π.χ. λόγω της εκφόρτισης πηγών ή της τήξης του χιονιού.

Στις ελληνικές συνθήκες, ο υπερετήσιος συντελεστής απορροής κυμαίνεται από 5-10% για ημιάνυδρες λεκάνες της Ανατολικής, κυρίως Ελλάδας, χειμαρρικής διαίτας, έως 60-70% σε λεκάνες της Δυτικής Ελλάδας, που χαρακτηρίζονται από εξαιρετικά πλούσια υδροφορία, τόσο λόγω των βροχοπτώσεων όσο και λόγω της κυριαρχίας των αδιαπέρατων γεωλογικών

σχηματισμών. Στην κλίμακα αυτή, μέσω του συντελεστή απορροής επιγράφονται οι ετήσιες υδρολογικές απώλειες μιας λεκάνης, στις οποίες περιλαμβάνονται:

- οι απώλειες εξατμοδιαπνοής·
- οι υπόγειες διαφυγές σε γειτονικές λεκάνες ή τη θάλασσα·
- οι απολήψεις και εκτροπές νερού προς γειτονικές λεκάνες.

Στην υδρολογική ανάλυση των πλημμυρών, η χρονική κλίμακα ενδιαφέροντος περιορίζεται στο διάστημα που μεσολαβεί από την έναρξη της βροχής μέχρι τη λήξη της πλημμυρικής απορροής. Στην περίπτωση αυτή, ο συντελεστής απορροής του επεισοδίου υπολογίζεται ως ο όγκος του καθαρού πλημμυρογραφήματος προς τον όγκο του υετογραφήματος (ή, ισοδύναμα, ο όγκος της ενεργού βροχόπτωσης προς τον όγκο της συνολικής βροχόπτωσης).

Στον υδρολογικό σχεδιασμό, ο συντελεστής απορροής αντιμετωπίζεται, κατά κανόνα, ως χαρακτηριστικό μέγεθος της λεκάνης και όχι ως μεταβλητή. Θεωρώντας ότι ενσωματώνει το σύνολο των υδρολογικών ελλειμμάτων, στα οποία περιλαμβάνονται:

- οι απώλειες κατακράτησης από τη χλωρίδα·
- οι απώλειες επιφανειακής παγίδευσης στις κοιλότητες του εδάφους·
- οι απώλειες διήθησης σε περατά εδάφη·
- οι απώλειες εξατμοδιαπνοής, οι οποίες πάντως είναι ασήμαντες στην χρονική κλίμακα των πλημμυρικών επεισοδίων.

Στην πραγματικότητα, ο συντελεστής απορροής είναι τυχαία μεταβλητή που αναφέρεται στο εκάστοτε πλημμυρικό επεισόδιο, και εξαρτάται από τη χρονική κατανομή της βροχόπτωσης, την απόσταση από το προηγούμενο επεισόδιο και από τις συνθήκες υγρασίας του εδάφους κατά την έναρξη της βροχής.

### 3.2.2 Υπολογισμός συντελεστή απορροής παροχής αιχμής

Στις συνήθειες υδρολογικές μελέτες πλημμυρών χρησιμοποιούνται τυποποιημένες μέσες τιμές των συντελεστών απορροής, ανεξάρτητες της διάρκειας βροχής και των άλλων συνθηκών. Οι ελληνικές προδιαγραφές που ισχύουν γενικά για υδραυλικά έργα (ΠΔ 696, 1974) συνιστούν τις τιμές του Πίνακα 3.1, που κατά βάση αναφέρονται σε μη αστικές περιοχές. Οι προδιαγραφές συμπληρώνουν ότι, για αστικές περιοχές, οι συντελεστές απορροής που εφαρμόζονται πρέπει να είναι τουλάχιστον ίσοι με τους αντίστοιχους που δίνονται για τις μη αστικές περιοχές. Πληρέστερες είναι οι προδιαγραφές των Οδηγιών Μελετών Οδικών Έργων του ΥΠΕΧΩΔΕ (ΟΜΟΕ, 2002), σύμφωνα με τις οποίες ο συντελεστής απορροής εκτιμάται ως άθροισμα τεσσάρων συνιστωσών,  $C_1, \dots, C_4$ , που αναφέρονται στο ανάγλυφο, τη διηθητικότητα του εδάφους, το είδος της βλάστησης και τις δυνατότητες αποστράγγισης του εδάφους (Πίνακας 3.2).

Πίνακας 3.1: Συντελεστής απορροής, σύμφωνα με τις ελληνικές προδιαγραφές αποχετεύσεων (ΠΔ 696, 1974).

Ανάγλυφο	Συντελεστής απορροής
Ορεινό	0.60
Λοφώδες	0.50
Πεδινό	0.30

Πίνακας 3.2: Εκτίμηση επιμέρους συντελεστών απορροής κατά ΟΜΟΕ (2002).

$C_1$	0.28–0.35: Επικλινές ανάγλυφο, ανώμαλες επιφάνειες μέσες κλίσεις >30%	0.20–0.28: Λοφώδες ανάγλυφο, μέσες κλίσεις 10-30%	0.14–0.20: Κυματώδες ανάγλυφο, μέσες κλίσεις 5-10%	0.08–0.14: Σχετικά επίπεδο ανάγλυφο, μέσες κλίσεις 0-5%
$C_2$	0.12–0.16: Μη επηρεαζόμενο κάλυμμα εδάφους, είτε βραχώδες είτε μανδύας λεπτόκκοκου εδάφους αμελητέας διηθητικότητας	0.08–0.12: Βραδεία διηθητικότητα, άργιλοι ή αβαθή παχιά εδάφη χαμηλής διηθητικότητας, ατελώς ή πολύ μικρής αποστραγγιστικότητας	0.06–0.08: Κανονική διηθητικότητα, καλά αποστραγγιζόμενα μικρής ή μεσαίας μακροϋφής εδάφη, αμμώδη παχιά εδάφη, ίλυες και ιλυώδη εδάφη	0.04–0.06: Υψηλή διηθητικότητα, βαθιά άμμος ή άλλο έδαφος που απορροφά νερό, πολύ ελαφριά καλά αποστραγγιζόμενα εδάφη
$C_3$	0.12–0.16: Βλάστηση που δεν επηρεάζει την απορροή, γυμνό έδαφος ή πολύ αραιά κάλυψη	0.08–0.12: Πτωχή ως μέτρια βλάστηση, καθαρές καλλιέργειες ή πτωχής φυσικής κάλυψης, <20% επιφάνειας με καλή κάλυψη	0.06–0.08: Μέτρια ως καλή βλάστηση, ~50% επιφάνειας είναι καλή φυτική γη ή δασώδες, <50% επιφάνειες είναι καλλιέργειες	0.04–0.06: Καλή ως άριστη βλάστηση, ~90% της επιφάνειας είναι καλή φυτική γη, δασώδες ή ισοδύναμης κάλυψης
$C_4$	0.10–0.12: Αμελητέες ταπεινώσεις εδάφους και αβαθείς, μικροί διάδρομοι αποστράγγισης, καθόλου τέλματα	0.08–0.10: Χαμηλή αποθηκευτικότητα, καλά οριζόμενο σύστημα διαδρόμων αποστράγγισης, όχι λιμνάζοντα νερά ή τέλματα	0.06–0.08: Κανονική αποθηκευτικότητα, σημαντικές επιφανειακές ταπεινώσεις, λιμνάζοντα νερά και τέλματα	0.04–0.06: Υψηλή αποθηκευτικότητα, σύστημα αποστράγγισης όχι καλά οριζόμενο, μεγάλος αριθμός πλημμυριζόμενων επιφανειών ή τελμάτων

Ειδικά για αστικές περιοχές, οι Αμερικανικές WPCF & ASCE (1976) συνιστούν τις τιμές του Πίνακα 3.3. Οι ίδιες ενώσεις δίνουν και τιμές για συγκεκριμένους τύπους επιφανειών π.χ. για δρόμους, στέγες κτλ. (Πίνακας 3.4), βάσει των οποίων μπορεί να εκτιμηθεί ο συντελεστής απορροής μιας σύνθετης έκτασης, αφού αυτή αναλυθεί σε επιμέρους επιφάνειες. Ο μέσος συντελεστής απορροής μιας επιφάνειας δίνεται από τη σχέση:

$$C = \sum_i C_i A_i / \sum_i A_i \quad (3.1)$$

όπου  $C_i$  οι επιμέρους συντελεστές των επιμέρους εκτάσεων  $A_i$ .

Στη βιβλιογραφία αναφέρονται και διάφορες εμπειρικές σχέσεις έκφρασης της χρονικής μεταβολής του συντελεστή απορροής, κατά τη διάρκεια μιας καταιγίδας (Steel, 1960· WPCF & ASCE, 1976). Ενδεικτικά παρατίθενται οι ακόλουθες:

$$C = 0.175 t^{1/3} \quad (\text{σχέση Gregory, 3.2})$$

$$C = t / (8 + t) \quad (\text{σχέση Hoard & McGee, 3.3})$$

$$C = 0.3 t / (20 + t) \quad (\text{σχέση Hoard & McGee, 3.4})$$

όπου  $t$  είναι ο χρόνος σε min. Από αυτές, οι (3.2) και (3.3) αναφέρονται σε αδιαπέρατες επιφάνειες και η (3.4) σε περατές επιφάνειες.

Πίνακας 3.3: Μέσοι συντελεστές απορροής για αστικές περιοχές, ανάλογα με τα γενικά χαρακτηριστικά τους, σύμφωνα με τις αμερικανικές ενώσεις WPCF & ASCE (1976).

Περιγραφή περιοχής	Συντελεστής απορροής
Εμπορική, κέντρο	0.70-0.95
Εμπορική, περιφέρεια	0.50-0.70
Μονοκατοικίες	0.30-0.50
Πολυκατοικίες, σε πανταχόθεν ελεύθερο σύστημα	0.40-0.60
Πολυκατοικίες, σε συνεχές σύστημα	0.60-0.75
Οικιστική, υποαστική	0.25-0.40
Βιομηχανική (ελαφρά)	0.50-0.80
Βιομηχανική (βαριά)	0.60-0.90
Μη ανεπτυγμένη περιοχή	0.10-0.30
Πάρκα, νεκροταφεία	0.10-0.25
Γήπεδα	0.20-0.35

Πίνακας 3.4: Συντελεστής απορροής για συγκεκριμένες επιφάνειες, σύμφωνα με τις Αμερικανικές ενώσεις WPCF & ASCE (1976).

Περιγραφή περιοχής	Συντελεστής απορροής
Πεζοδρόμια δρόμοι	
Σκυρόδεμα, ασφαλτοσκυρόδεμα	0.70-0.95
Πλίνθοι	0.70-0.85
Στέγες	0.75-0.95
Αγροί, αμμώδη εδάφη	
Ήπια κλίση, 2%	0.05-0.10
Μέση κλίση, 2% μέχρι 7%	0.10-0.15
Απότομη κλίση, 7%	0.15-0.20
Αγροί, βαριά εδάφη	
Ήπια κλίση, 2%	0.13-0.17
Μέση κλίση, 2% μέχρι 7%	0.18-0.22
Απότομη κλίση, 7%	0.25-0.35

### 3.3 Χρόνος συγκέντρωσης

#### 3.3.1 Ορισμός

Ο *χρόνος συγκέντρωσης* (ή χρόνος συρροής) αποτελεί χαρακτηριστική χρονική παράμετρο της λεκάνης και ορίζεται, θεωρητικά, ως ο χρόνος που απαιτείται για να φθάσει το νερό που απορρέει επιφανειακά από το υδραυλικά πιο απομακρυσμένο σημείο της λεκάνης μέχρι τη διατομή εξόδου (Dingman, 1994, σ. 397). Ο McCuen (2009) αναφέρει και μια διαφορετική θεωρητική ερμηνεία, ορίζοντας ως χρόνο συγκέντρωσης τη χρονική απόσταση από το πέρας της ενεργού βροχόπτωσης (δηλαδή του τμήματος της βροχής που μετατρέπεται σε άμεση ή επιφανειακή απορροή) μέχρι το πέρας της επιφανειακής απορροής.



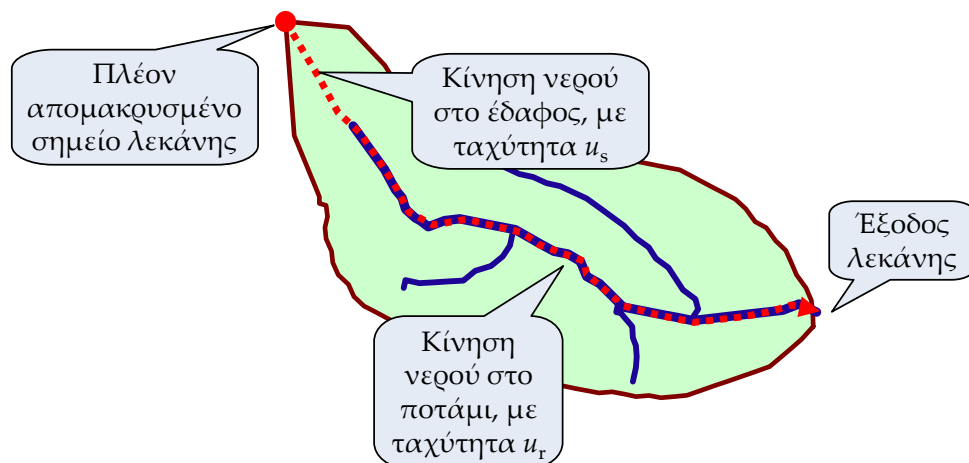
Σύμφωνα με τον πρώτο, και πλέον διαδεδομένο ορισμό, ο χρόνος συγκέντρωσης ισούται με το πηλίκιο:

$$t_c = L_{\max} / \bar{u} \quad (3.5)$$

όπου  $L_{\max}$  το μέγιστο μήκος διαδρομής του νερού στη λεκάνη και  $\bar{u}$  η μέση ταχύτητα ροής. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 3.3, η διαδρομή του νερού περιλαμβάνει δύο συνιστώσες:

- τη ροή πάνω στην επιφάνεια του εδάφους (επίγεια απορροή)·
- τη ροή στο υδρογραφικό δίκτυο.

Η ροή πάνω στην επιφάνεια του εδάφους (ακριβέστερα, στις μη διαμορφωμένες πλαγιές του εδάφους και μισγάγγειες) πραγματοποιείται με μέση ταχύτητα  $u_h$ , ενώ η ροή κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου πραγματοποιείται με μέση ταχύτητα  $u_c$  (κατά κανόνα ισχύει  $u_h \ll u_c$ ). Για δεδομένη παροχή και δεδομένα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του δικτύου, η συνιστώσα  $u_c$  υπολογίζεται με σχετική ακρίβεια, θεωρώντας μονοδιάστατη ανάλυση και χρησιμοποιώντας γνωστούς νόμους της υδραυλικής. Αντίθετα, η επιφανειακή ροή στις πλαγιές της λεκάνης, διέπεται από πολύπλοκους φυσικούς νόμους, μη καθορισμένη γεωμετρία και παραμέτρους που παρουσιάζουν έντονη ετερογένεια σε όλες τις κλίμακες (π.χ. συντελεστές τραχύτητας), οπότε η αναλυτική εκτίμηση της ταχύτητας  $u_s$  καθίσταται εξαιρετικά δυσχερής.



Σχήμα 3.3: Ερμηνεία του χρόνου συγκέντρωσης, ως ο χρόνος που απαιτείται για τη διαδρομή του νερού από το πιο απομακρυσμένο σημείο της λεκάνης μέχρι την έξοδο.

Είναι προφανές ότι ο χρόνος συγκέντρωσης εξαρτάται από πληθώρα παραγόντων, όπως:

- το σχήμα και η έκταση της λεκάνης απορροής·
- το μήκος και η πυκνότητα του υδρογραφικού δικτύου·
- η κλίση του εδάφους·
- τα χαρακτηριστικά που σχετίζονται με την τραχύτητα του εδάφους (π.χ. φυτοκάλυψη)·
- τα γεωμετρικά και υδραυλικά χαρακτηριστικά υδρογραφικού δικτύου.

Ο χρόνος συγκέντρωσης αποτελεί τυπική παράμετρο εισόδου των περισσότερων μεθόδων υδρολογικής ανάλυσης. Προφανώς, λόγω της πολυπλοκότητας του φαινομένου, δεν είναι δυνατός ο υπολογισμός του στη βάση των φυσικών νόμων. Για το λόγο αυτό, στις εφαρμογές της πράξης εφαρμόζονται συνήθως απλές εμπειρικές σχέσεις της βιβλιογραφίας, οι οποίες εκτιμούν τον χρόνο συγκέντρωσης, συναρτήσει χαρακτηριστικών γεωμετρικών μεγεθών της λεκάνης (επιφάνεια, κλίση, κτλ.). Κοινό χαρακτηριστικό των παραπάνω μεθόδων είναι η

παλαιότητα τους αλλά και η εξάρτησή τους από τις τοπικές συνθήκες αναφοράς. Πράγματι, οι περισσότερες σχέσεις έχουν εξαχθεί με βάση δείγματα υδρολογικών παρατηρήσεων σε πειραματικές λεκάνες, με συγκεκριμένα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά. Για το λόγο αυτό, οι αποκλίσεις μεταξύ των επιμέρους μεθόδων είναι συχνά εντυπωσιακές, γεγονός που καθιστά ιδιαίτερα επισφαλή τη γενίκευσή τους. Για το λόγο αυτό, η έρευνα πλέον έχει στραφεί στην αναλυτική εκτίμηση του χρόνου συγκέντρωσης, με χρήση καταναμημένων μοντέλων υλοποιημένων σε περιβάλλον συστημάτων γεωγραφικής πληροφορίας (ΓΣΠ). Στην περίπτωση αυτή, ο χρόνος ροής υπολογίζεται σε κάθε στοιχειώδη χωρική επιφάνεια (φατνίο ή κύτταρο), λαμβάνοντας υπόψη τα χαρακτηριστικά μεγέθη της μικροκλίμακας.

### 3.3.2 Γραφικές μέθοδοι εκτίμησης και συναφείς ορισμοί

Εφόσον είναι γνωστά τα υδρολογικά μεγέθη ενός πλημμυρικού επεισοδίου, δηλαδή το πλήρες υετογράφημα και το αντίστοιχο υδρογράφημα, ο χρόνος συγκέντρωσης μπορεί να υπολογιστεί γραφικά. Σύμφωνα με τον McCuen (2009), υπάρχουν έξι διαφορετικά χρονικά μεγέθη, τα οποία χρησιμοποιούνται για τον ορισμό του χρόνου συγκέντρωσης με βάση τα παρατηρημένα υετογραφήματα και υδρογραφήματα, ως εξής (βλ. και Grimaldi *et al.*, 2012b):

1. Το χρονικό διάστημα από το πέρας της ωφέλιμης βροχής μέχρι το σημείο καμπής του ολικού υδρογραφήματος.
2. Το χρονικό διάστημα από το κέντρο βάρους της ωφέλιμης βροχής μέχρι το κέντρο βάρους του επιφανειακού υδρογραφήματος.
3. Το χρονικό διάστημα από την αιχμή της έντασης της βροχής μέχρι την παροχή αιχμής.
4. Το χρονικό διάστημα από το κέντρο βάρους της ωφέλιμης βροχής μέχρι την αιχμή του επιφανειακού υδρογραφήματος.
5. Το χρονικό διάστημα από το κέντρο βάρους της ωφέλιμης βροχής μέχρι την αιχμή του ολικού υδρογραφήματος.
6. Το χρονικό διάστημα από την έναρξη της ολικής απορροής μέχρι την αιχμή του ολικού υδρογραφήματος.

Παρατηρείται ότι η δεύτερος ορισμός ταυτίζει τον χρόνο συγκέντρωσης με την κλασική έννοια του χρόνου υστέρησης. Ωστόσο, η εν λόγω παράμετρος αντανάκλα την αποθηκευτική ικανότητα της λεκάνης, η οποία δεν έχει απολύτως καμία σχέση με τη λογική του χρόνου συγκέντρωσης (Grimaldi *et al.*, 2012b).

### 3.3.3 Εμπειρικές σχέσεις υπολογισμού

Οι εμπειρικές προσεγγίσεις εκτιμούν το χρόνο συγκέντρωσης της λεκάνης απορροής, χωρίς, κατά κανόνα, να κάνουν διάκριση μεταξύ του χρόνου επίγειας ροής και του χρόνου ροής στο υδρογραφικό δίκτυο. Η γενική σχέση υπολογισμού είναι της μορφής:

$$t_c = f(i, L, S, A) \quad (3.6)$$

όπου  $i$  ένα χαρακτηριστικό μέγεθος που σχετίζεται με την απορροή (π.χ. ένταση βροχής),  $L$  ένα χαρακτηριστικό μήκος διαδρομής του νερού στη λεκάνη,  $S$  μια χαρακτηριστική κλίση του εδάφους, και  $A$  το εμβαδό της λεκάνης. Στις περισσότερες περιπτώσεις, στον υπολογισμό του χρόνου συγκέντρωσης δεν εισάγεται η παράμετρος της απορροής, δημιουργώντας την εσφαλμένη εντύπωση ότι ο χρόνος συγκέντρωσης είναι σταθερός, ενώ στην πραγματικότητα αποτελεί τυχαία μεταβλητή, εξαρτώμενη από την παροχή (Grimaldi *et al.*, 2012b).

Στη συνέχεια δίνονται οι γνωστότερες σχέσεις υπολογισμού που εφαρμόζονται στις μελέτες πλημμυρών. Επισημαίνεται ότι, για λόγους ομοιομορφίας, σε όλες τις παρακάτω σχέσεις, ο χρόνος  $t_c$  δίνεται σε h.

Η απλούστερη σχέση είναι του Viparelli (1964), που εφαρμόζει μια σχέση της μορφής (3.5), όπου ο όρος μήκους στον αριθμητή ορίζεται ως η απόσταση από το μέσον της λεκάνης έως την έξοδο, ενώ ο όρος ταχύτητας στον παρονομαστή εκφράζει μια μέση ταχύτητα ροής, με προτεινόμενες τιμές από 1.0 ως 1.5 m/s.

Άλλες εμπειρικές σχέσεις υπολογισμού είναι:

Η σχέση του Giandotti (1934):

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1.5L}{0.8\sqrt{\Delta z}} \quad (3.7)$$

όπου  $t_c$  ο χρόνος συγκέντρωσης της λεκάνης ( $h$ ),  $A$  η επιφάνεια της λεκάνης ( $\text{km}^2$ ),  $L$  το μήκος της κύριας μισγάγγειας (km) και  $\Delta z$  η υψομετρική διαφορά του μέσου υψομέτρου της λεκάνης από το υψόμετρο της εξόδου της (m). Η σχέση (3.7) έχει παραχθεί με ανάλυση δεδομένων σε 12 λεκάνες, με εύρος μεγεθών από 170 έως 70 000  $\text{km}^2$ . Πρόκειται για την πλέον διαδεδομένη προσέγγιση στην ελληνική πρακτική, και είναι αυτή μάλιστα που συστήνεται από τις προδιαγραφές των υδραυλικών έργων (ΠΔ 696, 1974). Από εκτεταμένες αναλύσεις πλημμυρικών δεδομένων στην Κύπρο, φαίνεται ότι η συγκεκριμένη μέθοδος είναι η μοναδική που αναπαράγει με ικανοποιητική ακρίβεια τις παρατηρημένες παροχές αιχμής, μέσω της ορθολογικής μεθόδου (Γαλιούνα, 2011).

Η σχέση του Kirpich (1940):

$$t_c = 0.0667 L^{0.77} / S^{0.385} \quad (3.8)$$

όπου  $L$  το μήκος της κύριας μισγάγγειας (km) και  $S$  η μέση κλίση (m/m), αναπτύχθηκε το 1940 από δεδομένα της Αμερικανικής Soil Conservation Service (SCS) (βλ. και Wanielista, 1990, σ. 211). Τα δεδομένα στα οποία στηρίχτηκε προέρχονται από τις περιοχές Tennessee και Pennsylvania των ΗΠΑ, και αναφέρονται σε μικρές αγροτικές λεκάνες έκτασης από 0.5 ως 45 ha, με ισχυρές κλίσεις 3-10%, φυτοκάλυψη 0-56% και με καλά σχηματισμένο υδρογραφικό δίκτυο. Για αστικές λεκάνες, με επιφάνειες ασφαλτικές ή από σκυρόδεμα, η τιμή του  $t_c$  μειώνεται στο 40%.

Ουσιαστικά ίδια (ισοδύναμη) είναι και η σχέση της California Culvert Practice (1995):

$$t_c = 0.95 L^{1.155} / H^{0.385} \quad (3.9)$$

στην οποία η κλίση  $S$  έχει αντικατασταθεί με το λόγο  $L / H$ , όπου  $L$  είναι το μήκος της κύριας μισγάγγειας (km) και το  $H$  είναι η υψομετρική διαφορά μεταξύ του πιο ανάντη σημείου της μισγάγγειας και της εξόδου της (m). Η σχέση αναπτύχθηκε το 1942 για μικρές ορεινές λεκάνες της Καλιφόρνια.

Η σχέση του Izzard:

$$t_c = 3.46 \frac{(0.0007i + c_r) L^{1/3}}{S^{1/3} i^{2/3}} \quad (3.10)$$

όπου  $L$  το μήκος της διαδρομής της ροής (km),  $S$  η μέση κλίση της διαδρομής (m/m),  $i$  η ένταση βροχής (mm/h) και  $c_r$  συντελεστής επιβράδυνσης. Η σχέση αναπτύχθηκε το 1946 από το Αμερικανικό Bureau of Public Roads, με βάση εργαστηριακά πειράματα. Αναφέρεται σε εκτάσεις που καλύπτονται από δρόμους ή πράσινο, χωρίς ανεπτυγμένο υδρογραφικό δίκτυο. Ο συντελεστής επιβράδυνσης παίρνει τιμές 0.007 για λείες ασφαλτικές επιφάνειες, 0.012 για επιφάνειες σκυροδέματος, 0.046 για γαίες, ενώ και φτάνει μέχρι 0.06 για επιφάνειες πυκνού πρασίνου. Η σχέση ισχύει για συνθήκες στρωτής ροής, όπου  $i L < 3.87$ .

Η σχέση της *Federal Aviation Administration*:

$$t_c = 0.37 (1.1 - C) L^{1/2} / S^{1/3} \quad (3.11)$$

όπου  $L$  το μήκος της διαδρομής της ροής (km),  $S$  η μέση κλίση της επιφάνειας (m/m), και  $C$  συντελεστής απορροής που αναπτύχθηκε το 1970 για προβλήματα αποχέτευσης ομβρίων σε αεροδρόμια, αλλά έχει χρησιμοποιηθεί και για αστικές λεκάνες.

Η σχέση της *Soil Conservation Service* (SCS):

$$t_c = 0.057 L^{0.8} (1000 / CN - 9)^{0.70} / S^{1/2} \quad (3.12)$$

όπου  $L$  το μήκος της κύριας μισγάγγειας (km),  $S$  η μέση κλίση της λεκάνης (m/m), και CN η παράμετρος απορροής (curve number) της μεθόδου SCS (βλ. 3.4). Η μέθοδος αναπτύχθηκε από την SCS το 1973, και θεωρείται κατάλληλη για μικρές αστικές λεκάνες κάτω των 800 ha. Η σχέση βασίστηκε στην υπόθεση  $t_L = 0.6 t_c$ , όπου  $t_L$  ο χρόνος υστέρησης (βλ. 2.5.3).

Η σχέση της *Natural Resources Conservation Service* (NRCS, 1986):

$$t_c = \frac{L}{k S^{1/2}} \quad (3.13)$$

όπου  $L$  το μήκος της επίγειας διαδρομής του νερού,  $k$  συντελεστής παρεμπόδισης που εκφράζεται σε όρους ταχύτητας (m/s), και  $S$  η κλίση της επιφάνειας (m/m). Η σχέση (3.13), ευρύτερα γνωστή ως TR-55, αναφέρεται μόνο στην επίγεια ροή (δεν περιλαμβάνεται η ροή στο υδατόρευμα), η οποία διαχωρίζεται σε κατανεμημένη (διδιάστατη ροή σε μη διαμορφωμένο έδαφος) και συγκεντρωμένη (αβαθής ροή σε στοιχειωδώς διαμορφωμένες υδατικές διαδρομές, όπως χαράδρες, ρεματιές, κτλ.). Ο συντελεστής  $k$  εκτιμάται με βάση τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της περιοχής (Haan *et al.*, 1994). Τυπικές τιμές του  $k$  δίνονται στον Πίνακα 3.5.

Πίνακας 3.5: Συντελεστής παρεμπόδισης επίγειας απορροής (Πηγή: Chin, 2006, σ. 411).

Κάλυψη γης	Καθεστώς ροής	$k$ (m/s)
Δάση με πυκνή εδαφική κάλυψη, λιβάδια	Επίγεια, κατανεμημένη	0.76
Αγροτικές εκτάσεις σε αγρανάπαυση ή με ελάχιστο όργωμα ή με εγκάρσιο όργωμα, δάση	Επίγεια, κατανεμημένη	1.52
Βοσκότοποι με χαμηλή βλάστηση	Επίγεια, κατανεμημένη	2.13
Καλλιέργειες οργωμένες κατά μήκος της ροής	Επίγεια, κατανεμημένη	2.74
Σχεδόν γυμνό έδαφος	Επίγεια, κατανεμημένη	3.05
Ρεματιές με χαμηλή βλάστηση (γρασίδι)	Αβαθής, συγκεντρωμένη	4.57
Ρεματιές χωρίς βλάστηση	Αβαθής, συγκεντρωμένη	4.91
Διαμορφωμένες ρεματιές	Αβαθής, συγκεντρωμένη	6.19

Η σχέση του κινηματικού κύματος (ASCE, 1992):

$$t_c = 6.99 \frac{(nL)^{0.6}}{S^{0.3} i^{0.4}} \quad (3.14)$$

όπου  $L$  το μήκος της διαδρομής της επιφανειακής ροής (km),  $S$  η μέση κλίση της επιφάνειας (m/m),  $n$  ο συντελεστής τραχύτητας Manning και  $i$  η ένταση της ενεργού βροχόπτωσης (mm/h), προτάθηκε από διάφορους ερευνητές την περίοδο 1965-1975. Η σχέση αναπτύχθηκε μετά από ανάλυση μέσω των εξισώσεων του κινηματικού κύματος για επιφανειακή ροή σε

ανεπτυγμένες περιοχές, και είναι από τις ελάχιστες που συναρτούν το χρόνο συγκέντρωσης με κάποιο μέγεθος απορροής. Ο συντελεστής τραχύτητας δίνεται από πίνακες, και κυμαίνεται από 0.01 για λείες επιφάνειες από σκυρόδεμα έως 0.80 για πυκνά δάση (Chin, 2006, σ. 409).

### 3.3.4 Εκτίμηση χρόνου συγκέντρωσης με χρήση ΣΓΠ

Με την ευρεία διάδοση των συστημάτων γεωγραφικής πληροφορίας (ΣΓΠ), η έρευνα έχει στραφεί στη χρήση εργαλείων υδρολογικής ανάλυσης που βασίζονται στην κατανεμημένη πληροφορία, αναπαριστώντας τις διεργασίες στη χωρική κλίμακα του φατνίου (κυττάρου) ενός κανάβου. Με τον τρόπο αυτό, ο συνολικός χρόνος συγκέντρωσης της λεκάνης προκύπτει ως άθροισμα των επιμέρους χρόνων όλων των κυττάρων που διαμορφώνουν τη μέγιστη διαδρομή του νερού στη λεκάνη.

Σύμφωνα με τις Αμερικανικές προδιαγραφές TR-55 της NRCS (1986), διαμορφώνεται ένα ψηφιακό μοντέλο υψομέτρων της λεκάνης, με βάση το οποίο χαράσσεται η διαδρομή του νερού. Κάθε κύτταρο κατά μήκος της διαδρομής προσδιορίζεται είτε ως “πλαγιά” (hillslope) είτε ως “αγωγός” (channel). Η ταχύτητα στα κύτταρα τύπου “πλαγιά”, δηλαδή η ταχύτητα επίγειας ροής, εκτιμάται από τη σχέση (3.13), ως το γινόμενο  $k S^{1/2}$ , όπου  $S$  η κλίση του κυττάρου, που υπολογίζεται μέσω του ΣΓΠ, και  $k$  ο συντελεστής παρεμπόδισης (Πίνακα 3.5). Η ταχύτητα στα κύτταρα τύπου “αγωγός” εκτιμάται από τη σχέση του Manning, με βάση τα χαρακτηριστικά του συγκεκριμένου τμήματος του υδρογραφικού δικτύου (συντελεστής τραχύτητας, υδραυλική ακτίνα, κλίση).

Αν η κλίση του κυττάρου υπερβαίνει το 4%, προκειμένου να αποφευχθεί η υπερεκτίμηση της ταχύτητας, εφαρμόζεται η ακόλουθη διόρθωση:

$$S' = 0.05247 + 0.06363S - 0.182 e^{-62.38S} \quad (3.15)$$

Η προσέγγιση αυτή, αν και βασίζεται σε ένα σαφώς πληρέστερο θεωρητικό πλαίσιο σε σύγκριση με τις εμπειρικές σχέσεις, έχει δεχθεί ισχυρή κριτική, καθώς εξαρτάται σημαντικά από την ακρίβεια του ψηφιακού μοντέλου, αλλά και τις πάσης φύσεως αβεβαιότητες και σφάλματα της διαδικασίας αυτόματης χάραξης του υδρογραφικού δικτύου. Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι η τιμή του χρόνου συγκέντρωσης αυξάνει, όσο βελτιώνεται η ανάλυση του ψηφιακού μοντέλου (Pavlovic and Moglen, 2008).

## 3.4 Αριθμός καμπύλης απορροής

Ο αριθμός καμπύλης απορροής (curve number, CN) είναι μια χαρακτηριστική παράμετρος της λεκάνης απορροής, που προτάθηκε από την Αμερικανική Soil Conservation Service (SCS, 1972) προκειμένου να συμπυκνώσει τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της λεκάνης σε μια μοναδική αντιπροσωπευτική τιμή. Η παράμετρος αυτή χρησιμοποιείται στον υπολογισμό μιας σειράς υδρολογικών μεγεθών που εισάγονται στα υδρολογικά μοντέλα πλημμυρών, με τυπικότερη περίπτωση τη μέθοδο SCS, με την οποία εκτιμώνται τα υδρολογικά ελλείμματα που προκύπτουν από ένα δεδομένο επεισόδιο βροχής (βλ. εδάφιο 7.3.3).

Η παράμετρος CN παίρνει τιμές από 0 μέχρι 100, και επηρεάζεται από τις συνθήκες εδάφους, τις χρήσεις γης, και τις προηγούμενες συνθήκες εδαφικής υγρασίας στη λεκάνη απορροής. Αρχικά, η SCS κατατάσσει τα εδάφη σε τέσσερις ομάδες, ανάλογα με τη διαπερατότητά τους:

Ομάδα Α: Εδάφη με μεγάλους ρυθμούς διήθησης, π.χ. αμμώδη και χαλικώδη με πολύ μικρό ποσοστό ιλύος και αργίλου.

Ομάδα Β: Εδάφη με μέσους ρυθμούς διήθησης, π.χ. αμμώδης πηλός.

Ομάδα C: Εδάφη με μικρούς ρυθμούς διήθησης, π.χ. εδάφη από αργιλοπηλό, εδάφη με σημαντικό ποσοστό αργίλου, εδάφη φτωχά σε οργανικό υλικό.

Ομάδα D: Εδάφη με πολύ μικρούς ρυθμούς διήθησης, π.χ. εδάφη που διογκώνονται σημαντικά όταν διαβραχούν, πλαστικές άργιλοι, εδάφη μικρού βάθους με σχεδόν αδιαπέρατους ορίζοντες κοντά στην επιφάνεια.

Στη συνέχεια, ορίζει τρεις τύπους προηγούμενων συνθηκών υγρασίας:

Τύπος I: Ξηρές συνθήκες (εδάφη ξηρά, αλλά πάνω από το σημείο μαρασμού), που αντιστοιχούν στην περίπτωση που η βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών είναι μικρότερη από 13 mm (ή μικρότερη των 35 mm, για φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).

Τύπος II: Μέσες συνθήκες, που αντιστοιχούν σε βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών μεταξύ 13 και 38 mm (ή μεταξύ 35 και 53 mm, για φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).

Τύπος III: Υγρές συνθήκες (εδάφη σχεδόν κορεσμένα), που αντιστοιχούν σε βροχόπτωση των προηγούμενων 5 ημερών μεγαλύτερη των 38 mm (ή μεγαλύτερη των 53 mm, για φυτοκάλυψη σε συνθήκες ανάπτυξης).

Πίνακας 3.6: Τυπικές τιμές του αριθμού καμπύλης απορροής (CN) κατά SCS για αγροτικές, ημιαστικές και αστικές περιοχές και για προηγούμενες συνθήκες υγρασίας τύπου II (Πηγή: Κουτσογιάννης, 2011, σ. 126).

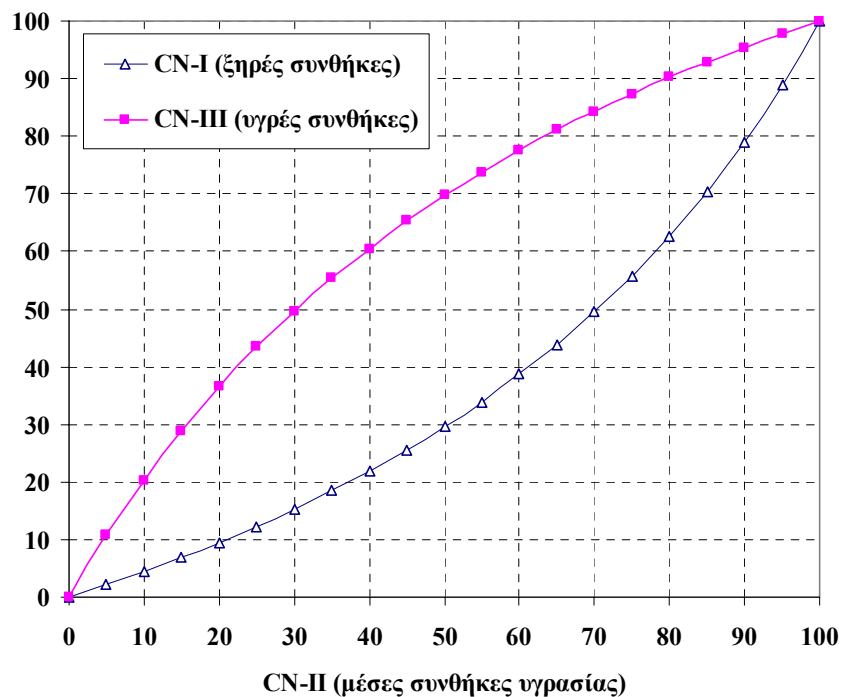
Περιγραφή χρήσης γης		Υδρολογικός τύπος εδάφους			
		A	B	C	D
Καλλιεργημένες εκτάσεις		62-72	71-81	78-88	81-91
Λιβάδια, βοσκότοποι		30-68	58-79	71-86	78-89
Δάση		25-45	55-66	70-77	77-83
Ανοιχτοί χώροι, πάρκα, νεκροταφεία κτλ.					
με κάλυψη από πράσινο > 75%		39	61	74	80
με κάλυψη από πράσινο < 75%		49	69	79	84
Εμπορικές περιοχές		89	92	94	95
Βιομηχανικές περιοχές (72% αδιαπέρατες)		81	88	91	93
Οικιστικές περιοχές					
Μέσο μέγεθος οικοπέδου (στρ.)	Ποσοστό αδιαπέρατης επιφάνειας (%)				
≤ 0.5	65	77	85	90	92
1.0	38	61	75	83	87
1.5	30	57	72	81	86
2.0	25	54	70	80	85
4.0	20	51	68	79	84
Δρόμοι					
με οδόστρωμα και αγωγούς ομβρίων		98	98	98	98
χαλικόστρωτοι		76	85	89	91
χωματόδρομοι		72	82	87	89

Για τις συνθήκες υγρασίας τύπου II, η SCS δίνει αναλυτικούς πίνακες με τιμές του CN για κάθε υδρολογική ομάδα εδαφών και για διάφορες χρήσεις γης (π.χ. Chow *et al.*, 1988, σ. 150). Ένα μικρό υποσύνολο των πινάκων αυτών δίνει ο Πίνακας 3.6. Για τις άλλες συνθήκες προηγούμενης υγρασίας, εφαρμόζονται οι ακόλουθες σχέσεις αναγωγής:  $10 - 0.058$

$$CN_I = \frac{4.2 CN_{II}}{10 - 0.058 CN_{II}} \quad (3.16)$$

$$CN_{III} = \frac{23 CN_{II}}{10 + 0.13 CN_{II}} \quad (3.17)$$

Από τις παραπάνω σχέσεις είναι εμφανής η μεταβλητότητα της παραμέτρου CN, συναρτήσει των συνθηκών αρχικής υγρασίας (Σχήμα 3.4).

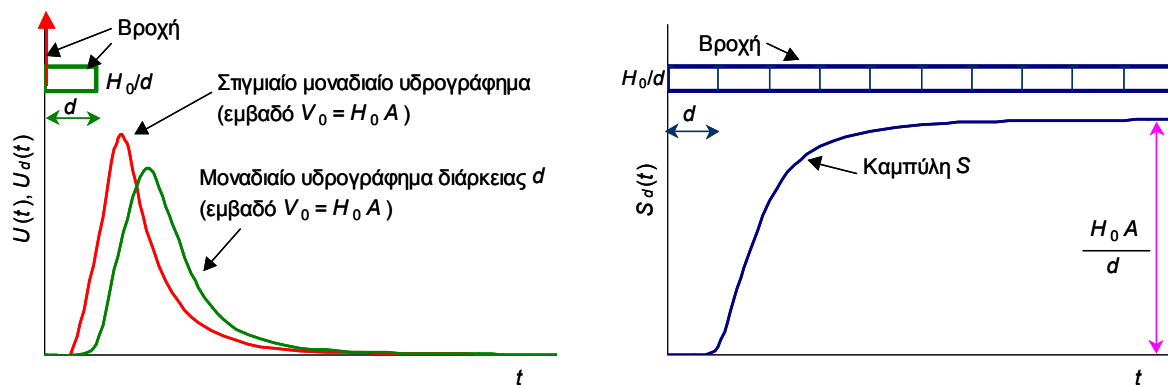


Σχήμα 3.4: Μεταβολή του αριθμού καμπύλης απορροής για διάφορες καταστάσεις αρχικής υγρασίας του εδάφους.

### 3.5 Μοναδιαίο υδρογράφημα

#### 3.5.1 Ορισμός και ιδιότητες

Με τον όρο *μοναδιαίο υδρογράφημα* (unit hydrograph),  $U_D(t)$ , διάρκειας βροχής  $D$  νοείται το καθαρό πλημμυρογράφημα μιας λεκάνης που παράγεται από μια ενεργό βροχόπτωση μοναδιαίου ύψους  $H_0$  και έντασης  $i = H_0 / D$ , ομοιόμορφα κατανεμημένης στο χώρο και το χρόνο (Σχήμα 3.5, αριστερά). Γενικά, θεωρείται  $H_0 = 10$  mm, εκτός από τις Αγγλοσαξονικές χώρες, όπου λαμβάνεται ως μονάδα αναφοράς η ίντσα (25.4 mm). Στην πράξη, το μοναδιαίο υδρογράφημα (ΜΥ) περιγράφει έναν χρονικό μετασχηματισμό της ενεργού βροχόπτωσης σε άμεση (επιφανειακή) απορροή, και αποτελεί σταθερό χαρακτηριστικό της λεκάνης. Συνεπώς, για κάθε διάρκεια ενεργού βροχής αντιστοιχεί ένα και μόνο ΜΥ. Αν  $A$ , είναι η έκταση της λεκάνης, τότε το εμβαδόν του ΜΥ, δηλαδή ο πλημμυρικός όγκος, ισούται με  $V_0 = H_0 A$ .



Σχήμα 3.5: Γραφική απεικόνιση του στιγμιαίου μοναδιαίου και μοναδιαίου υδρογραφήματος, δεδομένης διάρκειας βροχής (αριστερά), και της καμπύλης S (Πηγή: Κουτσογιάννης, 2000).

Η μέθοδος του ΜΥ διατυπώθηκε από τον Sherman (1932), με αφετηρία τη θεωρία γραμμικών συστημάτων (βλ. 3.5.2), και διέπεται από δύο θεμελιώδεις αρχές:

(α) *Αρχή της αναλογίας*: Δύο ενεργές βροχοπτώσεις ίδιας διάρκειας, διαφορετικού ύψους και σταθερής χρονικά και χωρικά έντασης, παράγουν υδρογραφήματα με την ίδια χρονική βάση, όπου σε κάθε χρονική στιγμή ο λόγος των παροχών τους είναι ίσος με τον λόγο των υψών τους (ή, ισοδύναμα, των εντάσεων).

(β) *Αρχή της επαλληλίας*: Το συνολικό υδρογράφημα που παράγεται από διαδοχικές βροχοπτώσεις είναι το υδρογράφημα με τεταγμένες (δηλαδή τιμές επιφανειακής παροχής) το άθροισμα των τεταγμένων των επιμέρους υδρογραφημάτων.

Η εφαρμογή του ΜΥ βασίζεται στις εξής παραδοχές (βλ. και Τσακίρης, 1995, σ. 398-399):

- Η ένταση της βροχής είναι σταθερή για όλη τη διάρκεια του επεισοδίου και κατανέμεται ομοιόμορφα σε όλη την έκταση της λεκάνης.
- Σε μια δεδομένη λεκάνη, δύο βροχές ίσης διάρκειας που προκαλούν απορροή, παράγουν υδρογραφήματα άμεσης απορροής με την ίδια χρονική διάρκεια, ανεξάρτητα από τις επιμέρους εντάσεις των επεισοδίων βροχής.
- Σε μια δεδομένη υδρολογική λεκάνη, η άμεση απορροή που προκαλείται από ένα συγκεκριμένο επεισόδιο βροχής είναι ανεξάρτητη από τα προηγούμενα επεισόδια.
- Το σχήμα του μοναδιαίου υδρογραφήματος δεδομένης διάρκειας βροχής αντιπροσωπεύει τα χαρακτηριστικά της λεκάνης, τα οποία θεωρούνται χρονικά αμετάβλητα.

Οι αρχές της επαλληλίας και της αναλογίας αξιοποιούνται για την κατάρτιση του ΜΥ οποιασδήποτε διάρκειας βροχής, εφόσον είναι γνωστό το ΜΥ μιας συγκεκριμένης διάρκειας, αλλά και για τον υπολογισμό σύνθετων υδρογραφημάτων, που παράγονται από διαδοχικά επεισόδια ενεργού βροχής, διαφορετικής έντασης. Με την υπόθεση της ανεξαρτησίας των επεισοδίων βροχής, είναι δυνατή η σύνθεση οποιουδήποτε υδρογραφήματος, εφόσον είναι γνωστό το ενεργό υδρογράφημα, δηλαδή το συνολικό υδρογράφημα, μετά την αφαίρεση των υδρολογικών ελλειμμάτων. Η δυνατότητα αυτή αξιοποιείται στον υδρολογικό σχεδιασμό, όπου απαιτείται η εκτίμηση του συνολικού πλημμυρογραφήματος σχεδιασμού και όχι μόνο της παροχής αιχμής. Η σχετική μεθοδολογία περιγράφεται στο υποκεφάλαιο 7.3.

Ειδική μορφή ΜΥ είναι το λεγόμενο *στιγμιαίο μοναδιαίο υδρογράφημα* (ΣΜΥ, instantaneous unit hydrograph),  $U(t)$ , που παράγεται από ενεργό βροχόπτωση μοναδιαίου ύψους  $H_0$ , η οποία προσπίπτει στιγμιαία, και συνεπώς έχει μηδενική διάρκεια και άπειρη ένταση. Δεδομένου ότι



κάθε ΜΥ έχει μοναδιαίο όγκο, ίσο με  $V_0 = H_0 A$ , μεταξύ του ΜΥ τυχαίας διάρκειας  $D$  και του ΣΜΥ μιας λεκάνης ισχύει:

$$V_0 = \int_0^{T_d} U_D(t) dt = \int_0^{T_0} U(t) dt \quad (3.18)$$

όπου  $T_d$  και  $T_0$  οι διάρκειες πλημμύρας για το ΜΥ και το ΣΜΥ, αντίστοιχα. Εναλλακτικές μέθοδοι υπολογισμού του ΣΜΥ μιας λεκάνης περιγράφονται στο εδάφιο 3.5.8.

Ένα ακόμα χαρακτηριστικό υδρογράφημα που βασίζεται στη θεωρία γραμμικών συστημάτων είναι η λεγόμενη *καμπύλη S* (διάρκειας  $D$ ), που υποδηλώνει το πλημμυρογράφημα  $S_D(t)$  που παράγεται από μια ενεργό βροχή μοναδιαίου ύψους  $H_0$ , άπειρης διάρκειας και σταθερής έντασης  $i = H_0 / D$  (Σχήμα 3.5, δεξιά). Η καμπύλη κατασκευάζεται με την επαλληλία άπειρου, θεωρητικά, πλήθους ΜΥ διάρκειας  $D$ , χρονικά μετατοπισμένων κατά  $D$ , οπότε προκύπτει το χαρακτηριστικό διάγραμμα τύπου “S”. Στην πράξη, αρκεί η επαλληλία ενός πεπερασμένου αριθμού ΜΥ, καθώς μετά από ορισμένο χρονικό διάστημα η παροχή του υδρογραφήματος σταθεροποιείται, και γίνεται ίση με  $i A$ . Εξ ορισμού, το χρονικό αυτό διάστημα ταυτίζεται με τον χρόνο συγκέντρωσης της λεκάνης,  $t_c$ , καθώς μετά την παρέλευση του συγκεκριμένου διαστήματος θεωρείται ότι έχει ενεργοποιηθεί όλη η έκταση της λεκάνης, συνεισφέροντας ομοιόμορφα στην παραγωγή της απορροής. Με βάση τα παραπάνω, η παροχή αιχμής του ΜΥ διάρκειας  $D$  είναι:

$$Q_p = S_D(t_c) = H_0 A / D \quad (3.19)$$

Η παραπάνω σχέση αποτελεί το υπόβαθρο της ορθολογικής μεθόδου, που αναπτύσσεται στο υποκεφάλαιο 6.3.

Για την καμπύλη S ισχύουν οι ακόλουθες θεμελιώδεις εξισώσεις:

$$S_D(t) = \frac{1}{D} \int_0^t U(\tau) d\tau \quad (3.20)$$

$$U_D(t) = S_D(t) - S_D(t - D) \quad (3.21)$$

Οι εξισώσεις αυτές εκφράζουν τη σχέση της καμπύλης S με το ΣΜΥ και το ΜΥ της λεκάνης, αντίστοιχα. Η καμπύλη S χρησιμοποιείται, μεταξύ άλλων, για τον υπολογισμό ενός τυχαίου ΜΥ από ένα γνωστό ΜΥ, εφόσον η διάρκεια του πρώτου δεν είναι ακέραιο πολλαπλάσιο της διάρκειας του δεύτερου.

Μια πολύ σημαντική ιδιότητα του ΜΥ είναι το αναλλοίωτο του χρόνου υστέρησης  $t_L$ , με την προϋπόθεση της γραμμικότητας της λεκάνης. Σύμφωνα με τον ορισμό που δόθηκε στο εδάφιο 2.5.3, ο χρόνος αυτός εκτιμάται ως η απόσταση του κέντρου βάρους του ΜΥ, διάρκειας  $D$ , από το κέντρο βάρους της βροχόπτωσης, που αντιστοιχεί στη χρονική στιγμή  $t = D / 2$ . Ειδικά στην περίπτωση του ΣΜΥ, για το οποίο ισχύει  $D = 0$ , ο χρόνος υστέρησης ταυτίζεται με τον χρόνο που αντιστοιχεί στο κέντρο βάρους του υδρογραφήματος (αφού το κέντρο βάρους της ενεργού βροχής ταυτίζεται με τη χρονική στιγμή  $t = 0$ ). Δεδομένου ότι ο χρόνος υστέρησης μπορεί να εκτιμηθεί συναρτήσει του χρόνου συγκέντρωσης, από τη γνωστή σχέση  $t_L = 0.6 t_c$ , και με την υπόθεση ότι το κέντρο βάρους του ΜΥ ταυτίζεται χρονικά με την αιχμή, είναι δυνατή η εκτίμηση του χρόνου ανόδου του ΜΥ από την προσεγγιστική εμπειρική σχέση:

$$t_a \approx t_L + D / 2 \approx 0.6 t_c + D / 2 \quad (3.22)$$

Στην παραπάνω σχέση, το χρόνος συγκέντρωσης  $t_c$  υπολογίζεται με κάποια από τις μεθόδους που αναφέρθηκαν στο εδάφιο 3.3.3.

### 3.5.2 Μαθηματικό υπόβαθρο

Το μαθηματικό υπόβαθρο της μεθόδου του ΜΥ είναι η θεωρία των γραμμικών συστημάτων (Ο'Donnell, 1986). Σύμφωνα με αυτή, η έξοδος  $Q(t)$  ενός γραμμικού συστήματος συνδέεται με την είσοδο  $I(t)$  που την προκαλεί, μέσω μιας γραμμικής διαφορικής εξίσωσης με σταθερούς συντελεστές, δηλαδή:

$$a_n \frac{d^n Q(t)}{dt^n} + a_{n-1} \frac{d^{n-1} Q(t)}{dt^{n-1}} + \dots + a_1 \frac{dQ(t)}{dt} + a_0 Q(t) = I(t) \quad (3.23)$$

όπου  $a_j$  συντελεστές. Η λύση της (3.23) δίνεται από μια *συνέλιξη* (convolution) της μορφής:

$$Q(t) = \int_0^t I(\tau) h(t-\tau) d\tau \quad (3.24)$$

όπου  $h(t)$  είναι η *συνάρτηση απόκρισης* (response function) του συστήματος. Αν μια λεκάνη απορροής θεωρηθεί γραμμικό σύστημα μετασχηματισμού της ενεργού βροχής σε απορροή, με είσοδο  $I(t)$  την ενεργό βροχόπτωση (ολική βροχόπτωση μείον απώλειες κατακράτησης και διήθησης) και έξοδο  $Q(t)$  την πλημμυρική απορροή, τότε η συνάρτηση απόκρισης  $h(t)$  είναι το ΣΜΥ, δηλαδή  $h(t) = U_0(t)$ .

Στην πράξη οι αριθμητικοί υπολογισμοί της μεθόδου είναι απλοί, καθώς γίνονται σε διακριτό χρόνο. Στην περίπτωση αυτή, αντί του  $U_0(t)$ , δηλαδή του ΣΜΥ της λεκάνης, χρησιμοποιείται το  $U_D(t)$ , δηλαδή το ΜΥ (πεπερασμένης) διάρκειας βροχής  $D$ . Συνεπώς, η συνάρτηση  $U_D(t)$  δίνει την παροχή στην έξοδο της λεκάνης στο χρόνο  $t$ , μετά από καθαρή βροχόπτωση διάρκειας  $D$  και μοναδιαίου ύψους  $H_0$ .

Έστω  $Q(t)$  η παροχή που οφείλεται στην επιφανειακή απορροή λεκάνης με ΜΥ  $U_D(t)$ , μετά από βροχόπτωση με ωφέλιμο υετογράφημα  $I(t)$ . Έστω ότι η ενεργός βροχόπτωση εμφανίζει ομοιόμορφη ένταση  $I_j$  σε κάθε επιμέρους χρονικό διάστημα  $\Delta t_j = (t_{j-1}, t_j)$ , όπου  $t_j - t_{j-1} = D$ , και κατά συνέπεια το ύψος βροχής σε κάθε επιμέρους χρονικό διάστημα  $\Delta t_j$  είναι  $h_j = D I_j$ . Με εφαρμογή της (3.24) αποδεικνύεται ότι η παροχή στο χρόνο  $t_j$  δίνεται από τη σχέση:

$$Q(t_j) = \sum_{k=m}^n U_D(t_{j+1-k}) H_k / H_0 \quad (3.25)$$

όπου:

$$m = \max(1, i + 1 - N_U) \quad (3.26)$$

$$n = \min(i, N_Q) \quad (3.27)$$

ενώ  $N_U = t_U / D - 1$  είναι ο αριθμός των τεταγμένων του ΜΥ ανά χρονικά διαστήματα μήκους  $D$ ,  $N_H = t_H / D$  είναι ο αριθμός χρονικών διαστημάτων μήκους  $D$  στο καθαρό υετογράφημα,  $t_U$  είναι η ολική διάρκεια του ΜΥ και  $t_H$  η ολική διάρκεια της καθαρής βροχόπτωσης. Η (3.25) εφαρμόζεται για  $j = 1, \dots, N_U + N_H - 1$ , ενώ για μεγαλύτερους χρόνους ισχύει  $Q(t) = 0$ . Η παραπάνω διαδικασία εφαρμόζεται είτε ορθά, για τον προσδιορισμό του υδρογραφήματος  $Q(t)$ , εφόσον είναι γνωστό το ΜΥ  $U_D(t)$  και το υετογράφημα  $I(t)$ , είτε αντίστροφα, για τον προσδιορισμό του ΜΥ  $U_D(t)$ , εφόσον είναι γνωστά τα  $Q(t)$  και  $I(t)$ .

Το πρώτο πρόβλημα (ευθύ) απαντάται πολύ συχνά στον υδρολογικό σχεδιασμό, ενώ το δεύτερο πρόβλημα (αντίστροφο) προϋποθέτει την ύπαρξη μετρημένων υδρογραφημάτων, και αντίστοιχων καθαρών υετογραφημάτων, βάσει των οποίων παράγεται το ΜΥ της λεκάνης. Αυτό μπορεί να αντιμετωπιστεί ως πρόβλημα βελτιστοποίησης, τόσο στην περίπτωση των μη παραμετρικών όσο και στην περίπτωση των παραμετρικών ΜΥ, όπως εξηγείται παρακάτω.

### 3.5.3 Υπολογισμός ΜΥ από παρατηρημένα υδρογραφήματα μέσω βελτιστοποίησης

Ζητείται ο υπολογισμός του ΜΥ μιας λεκάνης,  $U_D = (U_1, U_2, \dots, U_n)$ , για την οποία δίνονται ένα παρατηρημένο ενεργό υετογράφημα  $H = (H_1, H_2, \dots, H_m)$  και το αντίστοιχο μετρημένο πλημμυρογράφημα  $Q = (Q_1, Q_2, \dots, Q_{n+m-1})$ . Οι δείκτες  $n$  και  $m$  υποδηλώνουν το πλήθος των τεταγμένων του ΜΥ και το πλήθος τεταγμένων του παρατηρημένου υετογραφήματος. Τα παραπάνω μεγέθη συνδέονται μέσω της (3.25), η οποία διατυπώνεται στη μητρική μορφή:

$$\mathbf{A} \mathbf{U} = \mathbf{Q} \quad (3.28)$$

όπου  $\mathbf{A}$  μητρώο διαστάσεων  $(n + m - 1) \times n$ , με μη μηδενικά στοιχεία:

$$a_{ij} = H_{i+1-j} / H_0, \text{ για } i + 1 - m \leq j \leq i \quad (3.29)$$

όπου  $H_0$  το μοναδιαίο ύψος ενεργού βροχής. Η μητρική σχέση  $\mathbf{A} \mathbf{U} = \mathbf{Q}$  αντιπροσωπεύει ένα σύστημα γραμμικών εξισώσεων, τα οποία, ωστόσο, είναι αόριστο, καθώς το πλήθος των εξισώσεων, δηλαδή των  $n + m - 1$  τεταγμένων του παρατηρημένου πλημμυρογραφήματος, είναι μεγαλύτερο από το πλήθος των αγνώστων, δηλαδή των  $n$  τεταγμένων του ΜΥ. Ένα τέτοιο σύστημα εξισώσεων δεν έχει μοναδική λύση, αλλά μπορεί να διατυπωθεί ως πρόβλημα βελτιστοποίησης, το οποίο μάλιστα έχει αναλυτική λύση με τη μέθοδο του γενικευμένου αντίστροφου μητρώου (Κουτσογιάννης, 2000). Ειδικότερα, διαμορφώνεται το πρόβλημα ελαχιστοποίησης της βαθμωτής στοχικής συνάρτησης (νόρμας)  $\|\mathbf{A} \mathbf{U} - \mathbf{Q}\|^2$ , το οποίο είναι ένα μέτρο τετραγωνικού σφάλματος, που αποδεικνύεται ότι έχει μοναδικό ελάχιστο:

$$\mathbf{U} = (\mathbf{A}^T \mathbf{A})^{-1} \mathbf{A}^T \mathbf{Q} \quad (3.30)$$

Επισημαίνεται ότι το αρχικό σύστημα εξισώσεων μπορεί να περιλαμβάνει πολλά επεισόδια ενεργού βροχόπτωσης και πλημμυρικής απορροής, ώστε ο υπολογισμός του ΜΥ να βασίζεται στην αξιοποίηση πολλαπλής υδρολογικής πληροφορίας. Στην πράξη ωστόσο, αποδεικνύεται ότι το σφάλμα εκτίμησης αυξάνει δραματικά, καθώς είναι εξαιρετικά δύσκολος ο εντοπισμός ενός καθολικά βέλτιστου ΜΥ, που να αντιπροσωπεύει με ικανοποιητική ακρίβεια τη γενική υδρολογική συμπεριφορά μιας λεκάνης. Πράγματι, το ΜΥ δεν είναι παρά ένα μοντέλο μετασχηματισμού τύπου σχεδόν μαύρου κουτιού (black box), που βασίζεται σε υπερβολικά αδρομερείς παραδοχές (γραμμικότητα λεκάνης, χωροχρονική ομοιομορφία ενεργού βροχής). Επιπλέον, προϋποθέτει μια αρχική υπολογιστική διαδικασία για τον διαχωρισμό της άμεσης απορροής και της ενεργού βροχόπτωσης, που, με τη σειρά τους (κυρίως η δεύτερη), διέπονται από έντονη αβεβαιότητα.

### 3.5.4 Η έννοια του παραμετρικού ΜΥ

Σε μοντέλα που χαρακτηρίζονται από ισχυρή αβεβαιότητα, όπως το ΜΥ, είναι προτιμητέα η χρήση όσο το δυνατό μικρότερου πλήθους παραμέτρων, ιδιαίτερα όταν οι αυτές εκτιμώνται μέσω βαθμονόμησης, δηλαδή προσαρμογής του μοντέλου σε δεδομένα παρατηρήσεων. Η λεγόμενη *παραμετρική προσέγγιση* στην κατάρτιση του ΜΥ βασίζεται στην παραδοχή μιας μαθηματικής έκφρασης για την περιγραφή του σχήματος του ΜΥ (πιο συνηθισμένα, του ΣΜΥ), με χρήση μικρού αριθμού παραμέτρων (δύο ως τεσσάρων), αντί της θεώρησης όλων των τεταγμένων του ΜΥ ως μεταβλητών ελέγχου.

Οι Koutsoyiannis and Xanthopoulos (1989) διατύπωσαν την ακόλουθη παραμετρική έκφραση του ΣΜΥ:

$$u(t) = \frac{1}{\alpha \Gamma(\beta)} (t / \alpha)^{\beta-1} \exp [-t / \alpha] \quad (3.31)$$

όπου  $u(t) = U(t) / (H_0 A)$  είναι το αδιαστατοποιημένο στιγμιαίο μοναδιαίο υδρογράφημα (ΣΜΥ),  $\alpha$  και  $\beta$  παράμετροι, και  $\Gamma()$  η συνάρτηση γάμα, που ορίζεται ως το ολοκλήρωμα:

$$\Gamma(\zeta) = \int_0^{\infty} y^{\zeta-1} e^{-y} dy \quad (3.32)$$

Το ΣΜΥ της σχέσης (3.31) έχει χρόνο υστέρησης  $t_L = \alpha / \beta$ , ενώ το γράφημά της έχει τη χαρακτηριστική μορφή μιας συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας κωδωνοειδούς μορφής, η οποία έχει συχνά χρησιμοποιηθεί για την περιγραφή του σχήματος των υδρογραφημάτων. Πρόκειται για γενίκευση του μοντέλου γραμμικού ταμιευτήρα του Nash (εξ. 3.40), όπου η παράμετρος  $\beta$  είναι συνεχής μεταβλητή και όχι διακριτή.

Ο μαθηματικός χειρισμός της (3.31) είναι δυσχερής, καθώς το ολοκλήρωμά της, μέσω του οποίου προκύπτει η καμπύλη  $S$ , δεν έχει αναλυτική λύση. Για το λόγο αυτό, οι Koutsoyiannis and Xanthopoulos (1989) προτείνουν και μια απλούστερη έκφραση, της μορφής:

$$u(t) = (\beta / \alpha) (\alpha / t)^{\beta+1} \exp [-(\alpha / t)^{\beta}] \quad (3.33)$$

Στην προκειμένη περίπτωση, η καμπύλη  $S$  έχει αναλυτική έκφραση, που διατυπώνεται στην αδιαστατοποιημένη μορφή:

$$s(t) = \exp [-(\alpha / t)^{\beta}] \quad (3.34)$$

ενώ ο χρόνος υστέρησης δίνεται από τη σχέση:

$$t_L = \alpha \Gamma(1 - 1/\beta) \quad (3.35)$$

Από την (3.34) μπορεί να παραχθεί η καμπύλη  $S$  για οποιαδήποτε διάρκεια  $D$ , δεδομένου ότι:

$$S_D(t) = s(t) / (H_0 A D) \quad (3.36)$$

Η λογική των παραμετρικών ΜΥ που βασίζονται σε συναρτήσεις πυκνότητας πιθανότητας έχει χρησιμοποιηθεί από αρκετούς ερευνητές (Haktanir and Sezen, 1990· Haan *et al.*, 1994· Bhunya *et al.*, 2004· Rai *et al.*, 2009· Pramanik *et al.*, 2010). Κατά κανόνα, οι συναρτήσεις που χρησιμοποιούνται είναι της μορφής βήτα και γάμα.

Η βαθμονόμηση ενός παραμετρικού ΜΥ διαφέρει ουσιωδώς σε σχέση με τη μη παραμετρική προσέγγιση του εδαφίου 3.5.3, στην οποία μεταβλητές ελέγχου είναι οι τεταγμένες του ΜΥ. Αντίθετα, στην παραμετρική προσέγγιση, οι μεταβλητές ελέγχου είναι οι συντελεστές που περιγράφουν το σχήμα του ΜΥ. Επιπλέον, στη μη παραμετρική προσέγγιση η συνάρτηση σφάλματος είναι τετραγωνικής μορφής ως προς τις μεταβλητές ελέγχου (πολυώνυμο), γεγονός που επιτρέπει τον αναλυτικό υπολογισμό της βέλτιστης λύσης, με τη μέθοδο του γενικευμένου αντίστροφου μητρώου. Αντίθετα, στην παραμετρική θεώρηση η συνάρτηση είναι μη γραμμική ως προς τις παραμέτρους, και συνεπώς η αναζήτηση της ελάχιστης τιμής της ανάγεται σε πρόβλημα ολικής βελτιστοποίησης, που επιλύεται με κατάλληλες τεχνικές (π.χ. εξελικτικοί αλγόριθμοι).

Επισημαίνεται ότι στην κλίμακα του μεμονωμένου επεισοδίου, είναι αναμενόμενο να χειροτερεύει η προσαρμογή ενός παραμετρικού ΜΥ σε σχέση με ένα μη παραμετρικό, δεδομένου ότι περιορίζονται σημαντικά οι βαθμοί ελευθερίας της στοχικής συνάρτησης. Ωστόσο, όταν η βαθμονόμηση των παραμέτρων βασίζεται σε πολλά πλημμυρικά επεισόδια, οι αποκλίσεις μεταξύ των δύο προσεγγίσεων αμβλύνονται, και μάλιστα η παραμετρική προσέγγιση, λόγω της φειδωλότητάς της, θεωρείται πολύ πιο εύρωστη.

### 3.5.5 Κατάρτιση ΜΥ σε λεκάνες χωρίς μετρήσεις – Συνθετικά μοναδιαία υδρογραφήματα

Αν δεν υπάρχουν ταυτόχρονες παρατηρήσεις βροχόπτωσης και απορροής στην ζητούμενη θέση, αλλά και με τη ζητούμενη χρονική διακριτότητα, το ΜΥ δεν μπορεί να υπολογιστεί μέσω βαθμονόμησης. Στις περιπτώσεις αυτές, που αποτελούν τον κανόνα στον υδρολογικό σχεδιασμό, χρησιμοποιούνται τα λεγόμενα *συνθετικά μοναδιαία υδρογραφήματα*. Εξ ορισμού, όλα τα συνθετικά ΜΥ είναι παραμετρικά, με τη διαφορά ότι εφαρμόζονται τυπικές τιμές των παραμέτρων. Εφόσον χρησιμοποιηθούν σε λεκάνες με μετρήσεις, αντί των τυπικών τιμών, οι παράμετροι μπορούν να βαθμονομηθούν, όπως στην περίπτωση των ΜΥ του εδαφίου 3.5.4.

Υπάρχουν διάφορες κατηγορίες συνθετικών ΜΥ, με κριτήριο διαχωρισμού το θεωρητικό τους υπόβαθρο (εννοιολογικό, φυσικής βάσης, στατιστικό). Η πρώτη κατηγορία αναφέρεται στις *εννοιολογικές προσεγγίσεις*, που βασίζονται στη διατύπωση απλών σχέσεων μεταξύ της πλημμυρικής απορροής, της αποθήκευσης νερού στη λεκάνη και του χρόνου. Ωστόσο, η πλέον διαδεδομένη κατηγορία συνθετικών ΜΥ είναι τα *εμπειρικά*, τα οποία περιγράφουν το σχήμα του ΜΥ, συνδέοντας τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του (χρόνος ανόδου, χρόνος βάσης, παροχή αιχμής) με γεωμορφολογικά μεγέθη της λεκάνης απορροής. Σε αυτά περιλαμβάνονται ακόμα και εμπειρικές σχέσεις, χωρίς αναφορά στις φυσικές διεργασίες (π.χ. αδιαστατοποιημένα υδρογραφήματα). Ειδική κατηγορία είναι τα *γεωμορφολογικά ΜΥ*, που δεν χρησιμοποιούν εμπειρικές σχέσεις, αλλά συναρτήσεις από τη θεωρία πιθανοτήτων. Οι παράμετροι των εν λόγω συναρτήσεων κατανομής έχουν άμεση στατιστική ερμηνεία, και εκτιμώνται με βάση τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης.

Σε όλες τις παραπάνω εκδοχές του ΜΥ, η λεκάνη αντιμετωπίζεται ως αδιαμέριστο (lumped) σύστημα, οπότε τα χαρακτηριστικά του ΜΥ σχετίζονται με χαρακτηριστικά μεγέθη που είναι αντιπροσωπευτικά όλης της λεκάνης (π.χ. μέση κλίση). Εξαιρέση αποτελεί το στιγμιαίο ΜΥ που υπολογίζεται με τη μέθοδο των *ισόχρονων*, όπου η λεκάνη χωρίζεται σε επιμέρους τμήματα, με κριτήριο το χρόνο απόκρισης της πλημμυρικής απορροής, και παραμέτρους τις ταχύτητες ροής στα διάφορα τμήματα της λεκάνης. Η μέθοδος αυτή εξετάζεται σε ξεχωριστό υποκεφάλαιο (3.6).

### 3.5.6 Εννοιολογικές προσεγγίσεις

Το μαθηματικό υπόβαθρο των εννοιολογικών προσεγγίσεων είναι το μοντέλο του *γραμμικού ταμιευτήρα*, του οποίου η εισροή  $i(t)$  αναπαριστά την ενεργό βροχόπτωση, η εκροή  $u(t)$  την πλημμυρική απορροή, και η αποθήκευση  $s(t)$  τους διάφορους μηχανισμούς ανασχεσης της πλημμύρας. Αν θεωρηθεί στιγμιαία μοναδιαία φόρτιση, δηλαδή  $i(0) = 1$  και  $i(t) = 0$  για  $t > 0$ , τότε η διαφορική εξίσωση  $u(t) = - ds(t) / dt$ , που προκύπτει από την αρχή διατήρησης της μάζας (εξίσωση συνέχειας), υποδηλώνει ένα στιγμιαίο μοναδιαίο υδρογράφημα της λεκάνης. Ακόμη, αν υποθεθεί ότι η αποθήκευση και η εκροή συνδέονται μέσω μιας γραμμικής σχέσης:

$$s(t) = k u(t) \quad (3.37)$$

όπου  $1 / k$  παράμετρος (συντελεστής στείρευσης), τότε η εξίσωση συνέχειας γράφεται:

$$k du(t) / dt = - u(t) \quad (3.38)$$

Για την επίλυση της (3.38) απαιτείται μια αρχική συνθήκη. Δεδομένου ότι η βροχόπτωση πέφτει ακαριαία, ο ταμιευτήρας γεμίζει επίσης ακαριαία, και συνεπώς τη χρονική στιγμή  $t = 0$  ισχύει  $s(0) = 1$ , οπότε από την εξίσωση ροής (3.37) προκύπτει  $u(0) = 1 / k$ . Με βάση τα παραπάνω, λαμβάνεται η ακόλουθη συνάρτηση απόκρισης του γραμμικού ταμιευτήρα:

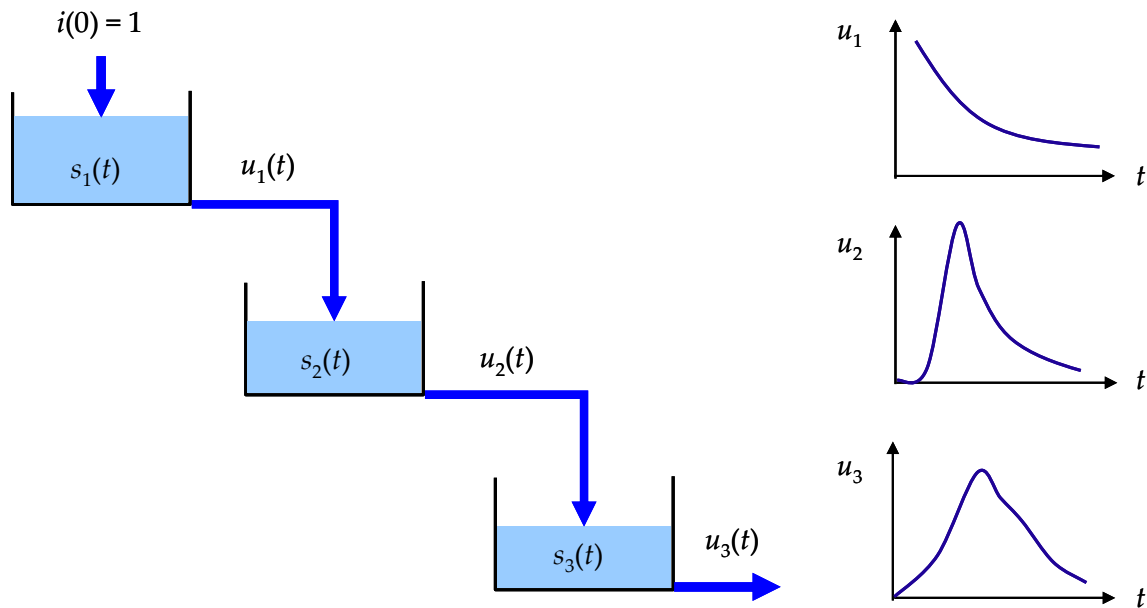
$$u(t) = (1 / k) \exp[- t / k] \quad (3.39)$$

Αν θεωρηθεί ένα σύστημα  $n$  διαδοχικών γραμμικών ταμιευτήρων (cascade linear reservoirs), που συνδέονται υδραυλικά όπως στο Σχήμα 3.6, προκύπτει η ακόλουθη έκφραση του ΣΜΥ της λεκάνης, γνωστή ως μοντέλο Nash (1959):

$$u_n(t) = \frac{1}{k \Gamma(n)} (t/k)^{n-1} \exp[-t/k] \quad (3.40)$$

Στην παραπάνω σχέση, το γινόμενο  $n k$  εκφράζει το χρόνο υστέρησης της λεκάνης.

Στη βιβλιογραφία υπάρχουν διάφορες παραλλαγές του μοντέλου γραμμικού ταμιευτήρα του Nash, ενώ η ίδια μέθοδος έχει χρησιμοποιηθεί για τη μοντελοποίηση των φαινομένων διόδευσης σε υδατορεύματα και τεχνητούς αγωγούς.



Σχήμα 3.6: Σχηματική αναπαράσταση της λειτουργίας ενός συστήματος τριών γραμμικών ταμιευτήρων και αντίστοιχα ΣΜΥ.

### 3.5.7 Εμπειρικά συνθετικά μοναδιαία υδρογραφήματα

Στη βιβλιογραφία διατίθεται ένα ευρύ φάσμα προσεγγίσεων για την κατάρτιση συνθετικών ΜΥ σε λεκάνες χωρίς μετρήσεις, από τις οποίες οι πλέον διαδεδομένες στην Ελλάδα είναι η μέθοδοι του Snyder, του Βρετανικού Ινστιτούτου Υδρολογίας (British Hydrological Institute) και οι παραλλαγές τους, που συνοψίζονται στη συνέχεια:

Το *συνθετικό μοναδιαίο υδρογράφημα του Snyder* αναπτύχθηκε το 1938 και χρησιμοποιείται ευρύτατα στον υδρολογικό σχεδιασμό, ιδιαίτερα στις ΗΠΑ. Στο Σχήμα 3.7 απεικονίζονται η μορφή του υδρογραφήματος και τα χαρακτηριστικά του μεγέθη. Το ΜΥ αναφέρεται σε διάρκεια βροχής ίση με  $t_R = t_p / 5.5$ , και βασίζεται στις ακόλουθες σχέσεις:

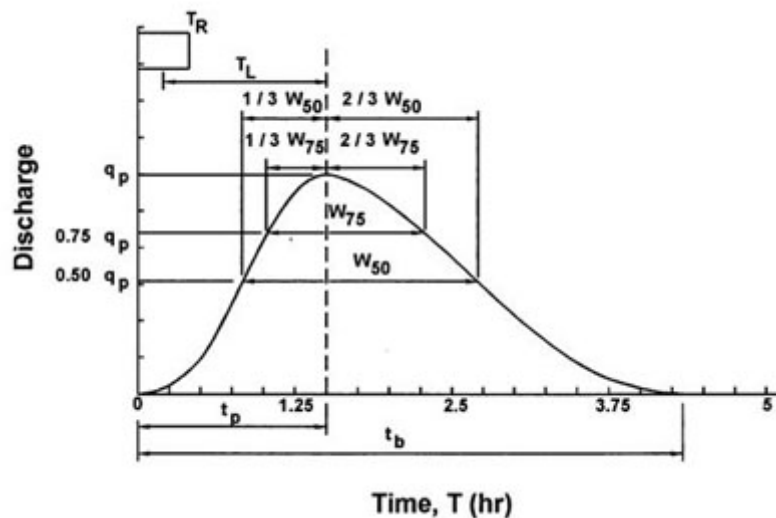
$$t_p = 0.75 C_t (L L_c)^{0.3} \quad (3.41)$$

$$Q_p = 2.78 C_Q A / t_p \quad (3.42)$$

$$t_b = 72 + 3 t_p \quad (3.43)$$

όπου  $L_c$  είναι το μήκος του κύριου υδατορεύματος από την έξοδο της λεκάνης μέχρι την προβολή του κέντρου βάρους της λεκάνης (σε km), και  $C_t$  και  $C_Q$  παράμετροι. Η παράμετρος  $C_t$  σχετίζεται με τα μορφολογικά και εδαφολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής,

και κυμαίνεται από 1.80 ως 2.20 (το κάτω όριο αναφέρεται σε λεκάνες με σχετικά μεγάλη κλίση, ενώ το άνω όριο σε σχεδόν επίπεδες λεκάνες). Η παράμετρος  $C_Q$  αντιπροσωπεύει τις συνθήκες μεταφοράς του πλημμυρικού κύματος και την αποθηκευτικότητα της λεκάνης, και κυμαίνεται από 0.56 ως 0.69 (Τσακίρης, 1995, σ. 409). Οι παραπάνω τιμές προέκυψαν από εκτεταμένες αναλύσεις πλημμυρικών δεδομένων σε λεκάνες απορροής των Απαλλαχίων, έκτασης από 30 ως 30 000 km<sup>2</sup>. Ωστόσο, άλλες έρευνες κατέδειξαν πολύ μεγαλύτερο εύρος διακύμανσης των τιμών αυτών. Ο ίδιος ο Snyder, σε μελέτες που εκπόνησε στην Ελλάδα για το φράγμα Πουρναρίου στον Άραχθο, υιοθέτησε πολύ πιο δυσμενή τιμή για την παράμετρο  $C_t$ , συγκεκριμένα  $C_t = 1.00$ , και επιπλέον έθεσε  $C_Q = 0.72$ . Πράγματι, η γεωμορφολογία της λεκάνης του Άραχθου, και γενικότερα της Δυτικής Στερεάς Ελλάδας και Ηπείρου, ευνοεί τη δημιουργία έντονων πλημμυρικών επεισοδίων, που χαρακτηρίζονται από μικρούς χρόνους συγκέντρωσης και ταχεία απόκριση, δηλαδή απότομο ανοδικό κλάδο.



Σχήμα 3.7: Συνθετικό μοναδιαίο υδρογράφημα κατά Snyder και χαρακτηριστικά του μεγέθους (Πηγή: <http://www.fhwa.dot.gov/engineering/hydraulics/pubs/10009/page03.cfm>)

Οι Wright-McLaughlin Engineers (1969), με βάση μετρήσεις στην περιοχή του Denver των ΗΠΑ, συσχέτισαν τις τιμές των παραμέτρων του συνθετικού ΜΥ του Snyder με ένα τυπικό μέγεθος της λεκάνης απορροής, το ποσοστό της αδιαπέρατης επιφάνειας  $I$ , και προτείνουν τις σχέσεις υπολογισμού (U.S. Army Corps of Engineers, 1997, σ. 142, 152):

$$C_t = 7.81 I^{-0.78} \quad (3.44)$$

$$C_Q = 0.89 C_t^{0.46} \quad (3.45)$$

Η παραπάνω σχέση ενδείκνυται μόνο για λεκάνες με ποσοστό αδιαπέρατης επιφάνειας >10%. Πρακτικά, ως αδιαπέρατες νοούνται οι εκτάσεις της λεκάνης στις οποίες αναπτύσσονται σχηματισμοί πολύ περιορισμένης υδατοπερατότητας, όπως φλύσχης, ενώ σε αυτές προφανώς περιλαμβάνονται και οι δομημένες εκτάσεις.

Άλλα χαρακτηριστικά μεγέθη του ΜΥ είναι τα πλάτη που αντιστοιχούν στα 1/3 αριστερά και στα 2/3 δεξιά της κατακορύφου της αιχμής (Σχήμα 3.7), τα οποία δίνονται από τις σχέσεις:

$$W_{50} = 2.143 (Q_p / A)^{-1.08} \quad (3.46)$$

$$W_{75} = 1.225 (Q_p / A)^{-1.08} \quad (3.47)$$

Όπως προαναφέρθηκε, το υδρογράφημα του Snyder υποθέτει διάρκεια βροχής ίση με  $t_p / 5.5$  και χρόνο βάσης που ξεπερνά τις τρεις ημέρες, κάτι που προφανώς αφορά μόνο σε μεγάλες

λεκάνες. Αν χρησιμοποιείται διαφορετική διάρκεια βροχής  $t_R'$ , τότε για την εκτίμηση του χρόνου ανόδου εφαρμόζεται η απλή σχέση αναγωγής (Chow *et al.*, 1988, σ. 225):

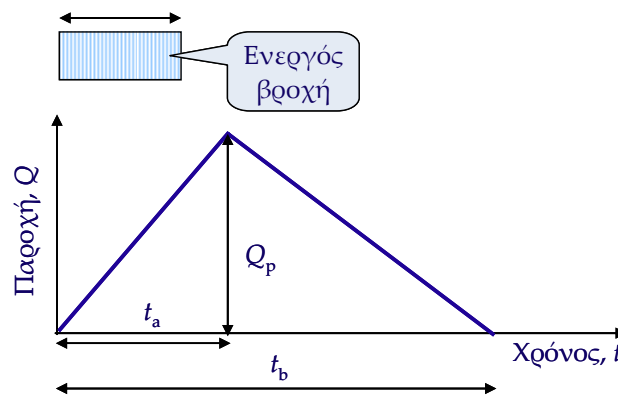
$$t_p' = t_p - (t_p / 5.5 - t_R') / 4 \quad (3.48)$$

Με αντικατάσταση των ανηγμένων τιμών του χρόνου ανόδου  $t_p'$ , προσαρμόζονται κατάλληλα η παροχή αιχμής  $Q_p$ , ο χρόνος βάσης  $t_b$ , και τα χαρακτηριστικά πλάτη  $W_{70}$  και  $W_{75}$ , σύμφωνα με τις σχέσεις (3.42), (3.43), (3.46) και (3.47), αντίστοιχα.

Η μέθοδος του Βρετανικού Ινστιτούτου Υδρολογίας χρησιμοποιεί τοπογραφικά και υδρολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης, και δεδομένα κλίσεων που προκύπτουν από τη μηκοτομή του κύριου υδατορεύματος. Η εν λόγω μέθοδος συνιστά τη σύνθεση τριγωνικού υδρογραφήματος για διάρκεια βροχής  $D = 1$  h, όπως αυτό που φαίνεται στο Σχήμα 3.8. Ο χρόνος ανόδου του υδρογραφήματος (σε h) υπολογίζεται συναρτήσει των χαρακτηριστικών της λεκάνης από τη σχέση (Sutcliffe, 1978):

$$t_{a1} = \frac{46.6 L^{0.14}}{S_{1085}^{0.38} (1 + \text{URBAN})^{1.99} \text{RSMD}^{0.4}} \quad (3.49)$$

όπου  $L$  είναι το μήκος της κύριας μισγάγγειας ή του κύριου υδατορεύματος (km),  $S_{1085}$  είναι μια χαρακτηριστική μέση κλίση του υδατορεύματος, ορισμένη μεταξύ των δύο θέσεων στο 10% (κατάντη) και 85% (ανάντη) του μήκους του (m/km), URBAN είναι συντελεστής που εκφράζει την αναλογία των αστικών περιοχών μέσα στη λεκάνη απορροής (αδιάστατος), ενώ RSMD είναι παράμετρος μεγέθους της βροχής (mm), ίση με το ενεργό ύψος της μέγιστης 24ωρης βροχής που αντιστοιχεί σε περίοδο επαναφοράς 5 ετών. Για ορεινές ή ημιορεινές λεκάνες, το ενεργό ύψος βροχής RSMD θεωρείται πρακτικά ίσο με το αντίστοιχο ολικό ύψος. Στην (3.49), ο συμβολισμός  $t_{a1}$  υποδηλώνει τη συγκεκριμένη διάρκεια βροχής, δηλαδή 1 h.



Σχήμα 3.8: Συνθετικό μοναδιαίο υδρογράφημα Βρετανικού Ινστιτούτου Υδρολογίας.

Εξαιτίας των φαινομένων διόδευσης, ο χρόνος ανόδου οποιουδήποτε υδρογραφήματος είναι πάντοτε μεγαλύτερος από τον ανοδικό, δηλαδή  $t_k = \zeta t_a$ , με  $\zeta > 1$ . Η μέθοδος του Βρετανικού Ινστιτούτου δέχεται  $\zeta = 1.52$ , οπότε η διάρκεια της πλημμύρας (χρόνος βάσης) είναι ίση με:

$$t_b = 2.52 t_{a1} \quad (3.50)$$

Αν  $A$  η έκταση της λεκάνης, τότε η πλημμυρική παροχή αιχμής προκύπτει εύκολα από την εξίσωση συνέχειας (όγκος υετογραφήματος = όγκος πλημμυρογραφήματος), και δίνεται σε διαστατικά ομογενή μορφή από τη σχέση:

$$Q_p = 2 H_0 A / t_b = 0.794 H_0 A / t_a \quad (3.51)$$



όπου  $H_0 = 10$  mm είναι το μοναδιαίο ύψος βροχής. Σημειώνεται ότι πριν τον υπολογισμό της παροχής αιχμής  $Q_p$  και την εφαρμογή του μοναδιαίου υδρογραφήματος, τα μεγέθη  $t_p$  και  $t_b$  στρογγυλεύονται ώστε να είναι ακέραια πολλαπλάσια του χρονικού βήματος υπολογισμών.

Σημειώνεται ότι η τυπική διάρκεια βροχής της μιας ώρας, στην οποία αναφέρεται η μέθοδος του Βρετανικού Ινστιτούτου Υδρολογίας, δεν ενδείκνυται για μικρές λεκάνες απορροής, όπως οι αστικές, στις οποίες ο χρόνος συγκέντρωσης συχνά δεν ξεπερνά τα λίγα λεπτά της ώρας. Η αυθεντική μέθοδο δεν αναφέρει τρόπους αναγωγής του ΜΥ για διάρκειες βροχής μικρότερες της 1 h. Ωστόσο, με την παραδοχή ότι ο χρόνος υστέρησης  $t_L$  είναι ανεξάρτητος της διάρκειας, και παίρνοντας υπόψη τη σχέση (3.22), καταλήγουμε στη σχέση:

$$t_a = t_{a1} - (1 - D) / 2 \quad (3.52)$$

όπου ο χρόνος  $t_a$  αναφέρεται σε τυχούσα διάρκεια βροχής  $D$  (όλοι οι χρόνοι σε h). Παρ' όλα αυτά, λόγω της διαφοράς κλίμακας είναι αρκετά πιθανό το συνθετικό ΜΥ του Βρετανικού Ινστιτούτου Υδρολογίας να μη δώσει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε μικρές λεκάνες, για τις οποίες προτιμώνται άλλες προσεγγίσεις.

Το *τριγωνικό μοναδιαίο υδρογράφημα της Soil Conservation Service (SCS)*, που θεωρείται κατάλληλο για μικρές κλίμακας λεκάνες, εκτιμά τον χρόνο ανόδου  $t_a$  ως συνάρτηση της διάρκειας βροχής  $D$  και του χρόνου συγκέντρωσης  $t_c$ , μέσω της θεωρητικής σχέσης (3.22). Σε σύγκριση το Βρετανικό Ινστιτούτο Υδρολογίας, η SCS δέχεται λίγο μεγαλύτερο χρόνο καθόδου, ίσο με  $t_k = 1.67 t_a$ , που αντιστοιχεί σε  $\zeta = 5/3$ . Η υπόθεση αυτή οδηγεί σε ελαφρά μικρότερη παροχή αιχμής σε σχέση με την (3.49), για τον ίδιο χρόνο ανόδου, συγκεκριμένα:

$$Q_p = 0.750 H_0 A / t_a \quad (3.53)$$

Τέλος, το *λείο μοναδιαίο υδρογράφημα της Soil Conservation Service* έχει κωδωνοειδές σχήμα, ενώ διατηρεί τα βασικά χαρακτηριστικά του αντίστοιχου τριγωνικού ΜΥ ( $t_a$ ,  $t_b$ ,  $Q_p$ ). Οι τεταγμένες του υπολογίζονται, σε αδιαστατοποιημένη μορφή (χρόνος  $t$  προς χρόνο ανόδου  $t_a$ , παροχή  $Q$  προς παροχή αιχμής  $Q_p$ ), με βάση τον Πίνακα 3.7.

Πίνακας 3.7: Υπολογισμός τετμημένων λείου μοναδιαίου υδρογραφήματος της SCS.

Χρόνος, $t / t_a$	Παροχή $Q / Q_p$	Χρόνος, $t / t_a$	Παροχή $Q / Q_p$	Χρόνος, $t / t_a$	Παροχή $Q / Q_p$
0.0	0.000	0.9	0.970	2.0	0.320
0.1	0.015	1.0	1.000	2.2	0.240
0.2	0.075	1.1	0.980	2.4	0.180
0.3	0.160	1.2	0.920	2.6	0.130
0.4	0.280	1.3	0.840	2.8	0.098
0.5	0.430	1.4	0.750	3.5	0.036
0.6	0.600	1.5	0.650	4.0	0.018
0.7	0.770	1.6	0.570	4.5	0.009
0.8	0.890	1.8	0.430	5.0	0.004

### 3.5.8 Το γεωμορφολογικό στιγμιαίο μοναδιαίο υδρογράφημα

Στη βιβλιογραφία υπάρχει πληθώρα προσεγγίσεων που επιχειρούν να συσχετίσουν το σχήμα και τα συναφή χαρακτηριστικά μεγέθη του στιγμιαίου μοναδιαίου υδρογραφήματος, με τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης απορροής. Η χρήση του ΣΜΥ προτιμάται σε

σχέση με το ΜΥ κάποιας τυπικής διάρκειας βροχής, καθώς απαλείφονται οι αβεβαιότητες που οφείλονται στην εισαγωγή της εν λόγω διάρκειας στις εκτιμήσεις των παραμέτρων.

Η έννοια του γεωμορφολογικού στιγμιαίου μοναδιαίου υδρογραφήματος (geomorphologic instantaneous unit hydrograph, GIUH) διατυπώθηκε πρώτη φορά από τους Rodriguez-Iturbe and Valdes (1979), και εξακολουθεί να αποτελεί πρόσφορο πεδίο έρευνας (π.χ. Gupta *et al.*, 1980· Snell and Sivapalan, 1994· Rinaldo and Rodriguez-Iturbe, 1996· Bhaskar *et al.*, 1997· Jain *et al.*, 2000· Kumar *et al.*, 2007· Grimaldi *et al.*, 2012c). Η μέθοδος βασίζεται στις ακόλουθες υποθέσεις:

- αν δεν υπάρχουν έργα ελέγχου της απορροής, τα φυσικά αποστραγγιστικά δίκτυα μπορούν να θεωρηθούν τυχαία πεδία·
- τα μήκη των συνδέσεων, και οι αντίστοιχες επιφάνειες, είναι τυχαίες μεταβλητές.

Μια ειδική έννοια της συγκεκριμένης θεωρίας είναι η λεγόμενη *συνάρτηση πλάτους* (width function), που εκφράζει το πλήθος των κλάδων του υδρογραφικού δικτύου σε απόσταση  $x$  από την έξοδο της λεκάνης, και συμβολίζεται  $N(x, t)$ . Με βάση την παραπάνω έννοια, μια συνήθης διατύπωση του γεωμορφολογικού ΣΜΥ είναι:

$$u(t) = \int_0^{\infty} g(x, t) N^*(x, t) dx \quad (3.54)$$

όπου  $g(x, t)$  η συνάρτηση απόκρισης ενός μεμονωμένου κλάδου που βρίσκεται σε απόσταση  $x$  από την έξοδο της λεκάνης, και  $N^*(x, t)$  η κανονικοποιημένη συνάρτηση πλάτους, που εκφράζει τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας του πλήθους των κλάδων, δηλαδή:

$$N^*(x, t) = N(x, t) / \int_0^{\infty} N(x, t) dx \quad (3.55)$$

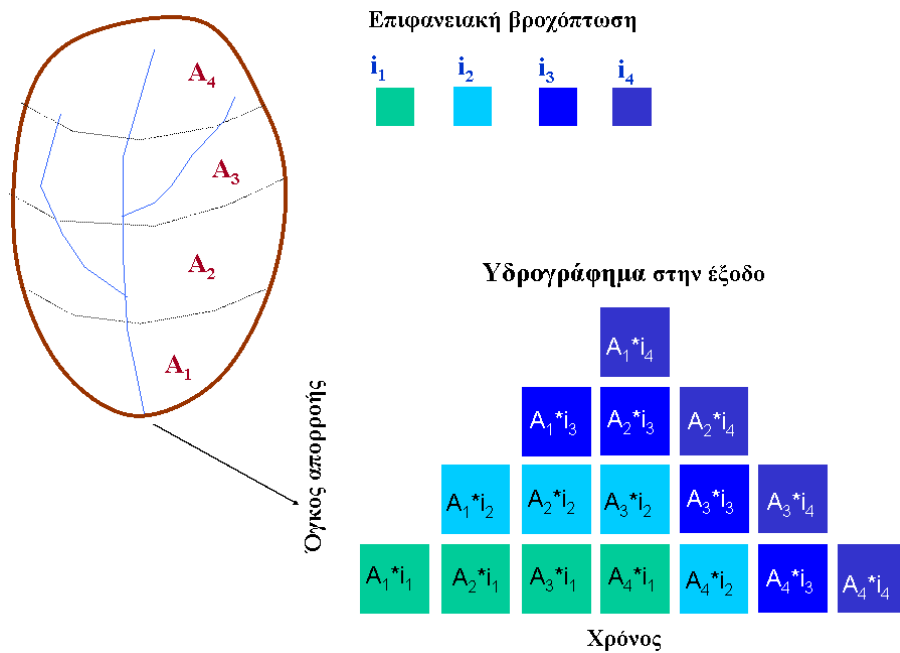
Σε αντίθεση με όλες τις προηγούμενες προσεγγίσεις για την παραγωγή του ΜΥ μιας λεκάνης, η μέθοδος του γεωμορφολογικού ΣΜΥ χειρίζεται το πρόβλημα πιθανοτικά.

## 3.6 Η μέθοδος των ισόχρονων

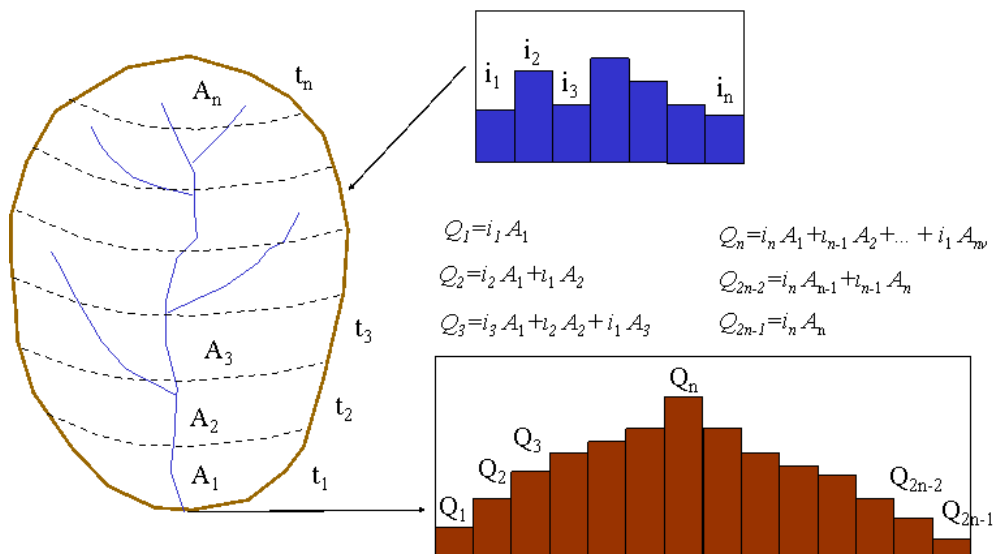
### 3.6.1 Αρχική μέθοδος ιστογράμματος έκτασης – χρόνου

Η μέθοδος των ισόχρονων καμπυλών μετασχηματίζει την ενεργό βροχή σε υδρογράφημα, υπολογίζοντας τον χρόνο που χρειάζεται το νερό ώστε να φτάσει στην έξοδο, από κάθε γεωγραφική περιοχή της λεκάνης. Ουσιαστικά, το υδρογράφημα είναι μετασχηματισμός του ιστογράμματος της έκτασης που απορρέει στην έξοδο ανά χρονικό διάστημα. Στα αρχικά της στάδια, η μέθοδος κυρίως χρησίμευε για την κατανόηση του μηχανισμού της απορροής, αλλά με την εισαγωγή των Συστημάτων Γεωγραφικής Πληροφορίας (ΣΓΠ) μπορεί να περιγράψει ικανοποιητικά το φαινόμενο, και με κατάλληλη ρύθμιση να δώσει εύλογα υδρογραφήματα

Σύμφωνα με την αρχική έκδοση της μεθόδου, η λεκάνη απορροής χωρίζεται σε ζώνες, σε κάθε μια από τις οποίες τα όμβρια ύδατα θα κάνουν τον ίδιο χρόνο να φτάσουν στην έξοδο. Εφόσον η βροχόπτωση θεωρηθεί χωρικά ομοιόμορφη, το υδρογράφημα στην έξοδο κατά το πρώτο χρονικό διάστημα αποτελείται από τα όμβρια ύδατα της κοντινότερης ζώνης, ενώ στη συνέχεια (και εφόσον συνεχίζεται η ενεργός βροχόπτωση), περισσότερες ζώνες συμβάλλουν στο συνολικό υδρογράφημα.



Σχήμα 3.9: Μηχανισμός δημιουργίας υδρογραφήματος με την απλή μέθοδο των ισόχρονων, σε μια υποθετική λεκάνη που χωρίζεται σε τέσσερις ζώνες ίσου εμβαδού, οι οποίες δέχονται ενεργό βροχόπτωση ίσης έντασης.



Σχήμα 3.10: Μηχανισμός δημιουργίας υδρογραφήματος σε μια υποθετική λεκάνη που χωρίζεται σε ζώνες διαφορετικού εμβαδού, οι οποίες δέχονται διαφορετική βροχόπτωση.

Στο Σχήμα 3.9 παρουσιάζεται ο μηχανισμός δημιουργίας του υδρογραφήματος, θεωρώντας διακριτοποίηση σε τέσσερις ζώνες ίσου εμβαδού, στις οποίες η βροχόπτωση έχει χρονική διάρκεια ίση με το χρόνο συγκέντρωσης και σταθερή ένταση.

Στη γενική περίπτωση, η λεκάνη απορροής χωρίζεται σε  $n$  ζώνες με εμβαδά  $A_1, A_2, \dots, A_n$ , οι οποίες απορρέουν σε χρόνους  $t = 1, 2, \dots, n$ , όπως φαίνεται στο παράδειγμα του Σχήματος 3.10. Εφόσον σημειωθεί συνολική βροχόπτωση διάρκειας ίσης με το χρόνο συγκέντρωσης, με επιμέρους εντάσεις βροχής  $i_1, i_2, \dots, i_n$ , τότε η απορροή σε κάθε χρονικό βήμα είναι:

$$Q_n = i_n A_1 + i_{n-1} A_2 + \dots + i_1 A_n \quad (3.56)$$

### 3.6.2 Τροποποίηση της μεθόδου με χρήση ΣΓΠ

Με την εισαγωγή των ΣΓΠ, το ανάγλυφο της λεκάνης απορροής αναπαρίσταται με τη χρήση του ψηφιακού μοντέλου εδάφους (DEM), δηλαδή διαμορφώνεται ένα κάναβος επιθυμητής διάστασης, που χωρίζει τη λεκάνη σε ψηφίδες γνωστού υψομέτρου. Στη βιβλιογραφία έχουν αναπτυχθεί τεχνικές ώστε να υπολογίζεται ο χρόνος απορροής κάθε ψηφίδας μέχρι την έξοδο της λεκάνης, μέσω του οποίου προκύπτει το ΣΜΥ της λεκάνης. Ο χρόνος αυτός εξαρτάται από: (α) το μήκος της διαδρομής που ακολουθεί το νερό που προσπίπτει σε κάθε ψηφίδα μέχρι την έξοδο, και (β) τις ταχύτητες που έχει το νερό σε κάθε ψηφίδα από αυτές που θα συναντήσει μέχρι να φτάσει στην έξοδο.

Η ταχύτητα σε κάθε ψηφίδα εξαρτάται από τους ακόλουθους γεωγραφικούς παράγοντες:

- το αν η ψηφίδα είναι εδαφική επιφάνεια η ανήκει στο υδρογραφικό δίκτυο·
- την κλίση του εδάφους (ή του υδατορεύματος)·
- τις χρήσεις γης και άλλους σχετικούς παράγοντες

Γενικά, η ταχύτητα του νερού αυξάνεται στο υδρογραφικό δίκτυο, με εξαίρεση τις πολύ μεγάλες κλίσεις και ορισμένες κατηγορίες χρήσεων γης. Για το λόγο αυτό, στις περισσότερες εφαρμογές, πρώτα προσδιορίζεται το υδρογραφικό δίκτυο και στη συνέχεια εκτιμώνται ξεχωριστά οι ταχύτητες στην εδαφική επιφάνεια (χερσαία ροή) και στο υδρογραφικό δίκτυο. Με τον τρόπο αυτό, σε κάθε ψηφίδα αντιστοιχεί μια διαδρομή στην εδαφική επιφάνεια μέχρι να συναντήσει το υδρογραφικό δίκτυο, το οποίο στη συνέχεια ακολουθεί (με μεγαλύτερες, κατά κανόνα, ταχύτητες) μέχρι να φτάσει στην έξοδο. Συνήθως οι ταχύτητες χερσαίας ροής υπολογίζονται ως συνάρτηση της κλίσης και της τραχύτητας (παράμετρος που συνδέεται με τη χρήση γης), ενώ οι ταχύτητες στο υδρογραφικό δίκτυο συνδέονται με την κλίση του υδατορεύματος και την τάξη του (βλ. 3.3.4). Τα στάδια εφαρμογής της μεθόδου συνοψίζονται στο διάγραμμα ροής του Σχήματος 3.11.



Σχήμα 3.11: Διαδικασία υπολογισμού ΣΜΥ σε περιβάλλον ΣΓΠ (Πηγή: Καββαδά, 2012).

## 4 Πιθανοτική θεώρηση ακραίων υδρολογικών γεγονότων

---

### 4.1 Βασικές έννοιες στατιστικής ανάλυσης ακροτάτων

#### 4.1.1 Ανελίξεις ακροτάτων

Στη στατιστική ανάλυση των πλημμυρικών διεργασιών, ενδιαφέρουν τα ακρότατα μεγέθη τους, δηλαδή τα μέγιστα των βροχοπτώσεων και πλημμυρικών παροχών. Κατά κανόνα, για τη μελέτη αυτών των μεγεθών σχηματίζεται η λεγόμενη ανέλιξη των *στιγμααίων ετήσιων μεγίστων*  $Z_0(\tau)$ , λαμβάνοντας σε κάθε υδρολογικό έτος  $\tau$  μόνο μια τιμή, που είναι η στιγμιαία μέγιστη τιμή που εμφανίζεται κατά τη διάρκεια όλου του υδρολογικού έτους, δηλαδή:

$$Z_0(\tau) := \max \{X(t)\}, \tau - 1 \leq t < \tau \quad (4.1)$$

όπου  $X(t)$  η ανέλιξη σε συνεχή χρόνο. Παρόμοιος είναι ο ορισμός των ανελίξεων μεγίστων που αναφέρονται σε συγκεκριμένη διάρκεια. Στην περίπτωση αυτή, αντί της μέγιστης ετήσιας στιγμιαίας τιμής λαμβάνεται είτε η μέγιστη ετήσια αθροιστική τιμή της εν λόγω μεταβλητής, στο συγκεκριμένο χρονικό διάστημα (π.χ. μέγιστα ωριαία ύψη βροχής), είτε η αντίστοιχη μέγιστη ετήσια μέση τιμή της (π.χ. μέγιστες μέσες ωριαίες παροχές ή, απλούστερα, μέγιστες ωριαίες παροχές).

Προφανώς, οι ανελίξεις των μεγίστων (όπως και των ελαχίστων) δεν έχουν περιοδικότητα, δεδομένου ότι λαμβάνεται μία μόνο τιμή ανά έτος, ούτε αυτοσυσχέτιση, καθώς πρόκειται για απομακρυσμένες χρονικά τιμές που προέρχονται από εντελώς διαφορετικά υδρομετεωρολογικά φαινόμενα. Το γεγονός αυτό διευκολύνει αρκετά τον μαθηματικό χειρισμό των συναφών κατανομών ακροτάτων. Από την άλλη πλευρά, επειδή πρόκειται για ακραία μεγέθη (π.χ. πλημμυρικές αιχμές), υπάρχει σημαντική αβεβαιότητα ακόμα και στην ίδια τη μέτρηση. Η αβεβαιότητα αυτή είναι περισσότερο εμφανής στην περιγραφή των πολύ ακραίων τιμών του δείγματος, δηλαδή στην απεικόνιση της ουράς της κατανομής.

Μια άλλη τυπική σειρά μεγίστων είναι η λεγόμενη *σειρά υπεράνω κατωφλίου* ή *σειρά μερικής διάρκειας*, η οποία προκύπτει από την ανέλιξη διακριτού χρόνου  $X_\Delta(k)$ . Στην περίπτωση αυτή, αντί της μέγιστης τιμή κάθε υδρολογικού έτους, σχηματίζεται η σειρά όλων των τιμών που υπερβαίνουν ένα όριο  $c$ , ανεξάρτητα από τη χρονική εμφάνιση των τιμών αυτών στα διάφορα υδρολογικά έτη, δηλαδή:

$$\{W_\Delta(i), i = 1, 2, \dots, n\} := \{X_\Delta(k): X_\Delta(k) \geq c, k = 1, 2, \dots, n\} \quad (4.2)$$

Στην περίπτωση αυτή, η μεταβλητή  $i$ , η οποία επέχει θέση χρόνου, στην πραγματικότητα αντιπροσωπεύει απλώς τον αύξοντα αριθμό που έχει η κάθε τιμή στη σειρά των χρονικά διαδοχικών τιμών. Το κατώφλι  $c$  συνήθως επιλέγεται έτσι ώστε σε κάθε έτος να αντιστοιχεί κατά μέσο όρο μια τιμή μεγαλύτερη από το κατώφλι, με τρόπο ώστε να λαμβάνονται  $n$  τιμές σε σύνολο  $n$  υδρολογικών ετών. Το γεγονός ότι στις σειρές μερικής διάρκειας μπορεί να εμφανίζονται τιμές που αντιστοιχούν σε γειτονικές θέσεις του πραγματικού χρόνου ενδέχεται να εισάγει μη αμελητέα στοχαστική εξάρτηση στις διαδοχικές τιμές της ανέλιξης. Αν είναι επιθυμητή η κατασκευή σειράς ανεξάρτητων τιμών θα πρέπει είτε να τεθεί και ένα όριο

ελάχιστης χρονικής απόστασης διαδοχικών τιμών, είτε να χρησιμοποιηθούν άλλες εμπειρικές μέθοδοι (βλ. Kottegoda, 1980, σ. 247).

#### 4.1.2 Η έννοια της περιόδου επαναφοράς

Η *περίοδος επαναφοράς* είναι θεμελιώδης έννοια της στατιστικής, με ευρεία εφαρμογή στην ανάλυση των πλημμυρών και τον υδρολογικό σχεδιασμό. Γενικά, η περίοδος επαναφοράς  $T$  μιας δεδομένης τιμής  $x$  της τυχαίας μεταβλητής  $X$  ορίζεται ως ο μέσος αριθμός των χρονικών διαστημάτων (στην προκειμένη περίπτωση, υδρολογικών ετών) που μεσολαβεί μεταξύ δύο διαδοχικών εμφανίσεων της μεταβλητής, με μέγεθος μεγαλύτερο ή ίσο της δεδομένης τιμής  $x$ . Αποδεικνύεται (Kottegoda, 1980, σ. 213) ότι η περίοδος επαναφοράς της τιμής  $x$  είναι:

$$T = \frac{1}{P(X > x)} = \frac{1}{F_{1-x}(X > x)} = \frac{1}{1 - F_x(X > x)} \quad (4.3)$$

Κατά συνέπεια, η περίοδος επαναφοράς είναι το αντίστροφο της πιθανότητας υπέρβασης. Προϋποθέσεις για να ισχύει αυτό είναι: (α) να είναι συνεχής η τυχαία μεταβλητή και (β) να ισχύει η παραδοχή ανεξαρτησίας, δηλαδή κάθε εμφάνιση να είναι στοχαστικά ανεξάρτητη από τις προηγούμενες και επόμενες της. Δεδομένου ότι οι προϋποθέσεις αυτές ισχύουν για τα μεγέθη ακροτάτων της υδρολογίας πλημμυρών, μπορούμε να θεωρούμε την εξίσωση (4.3) ως ισοδύναμο ορισμό της περιόδου επαναφοράς.

#### 4.1.3 Ασυμπτωτικές κατανομές ακροτάτων

Ο όρος *ασυμπτωτική κατανομή ακροτάτων* αναφέρεται στην οριακή κατανομή της ακρότατης (δηλαδή της μεγαλύτερης ή, εναλλακτικά, της μικρότερης) από  $k$  ισόνομες μεταβλητές, όταν ο αριθμός  $k$  τείνει στο άπειρο. Συμβολικά, αν  $Y_1, \dots, Y_k$  είναι μια ακολουθία ισόνομων τυχαίων μεταβλητών και

$$X_k = \max(Y_1, \dots, Y_k) \quad (4.4)$$

τότε η αντίστοιχη ασυμπτωτική κατανομή μεγίστων είναι η

$$F_X(x) = \lim_{k \rightarrow \infty} F_{X_k}(x) = \lim_{k \rightarrow \infty} P(X_k \leq y) \quad (4.5)$$

Αντίστοιχα ορίζεται και η ασυμπτωτική κατανομή ελαχίστων, που προφανώς δεν έχει χρησιμότητα στην ανάλυση των πλημμυρικών διεργασιών, αλλά αφορά σε άλλου τύπου υδρολογικές εφαρμογές (εκτίμηση ελάχιστων θερινών παροχών, ανάλυση ξηρασιών, κτλ.). Στην περίπτωση που οι τυχαίες μεταβλητές  $Y_i$  είναι ανεξάρτητες, ο προσδιορισμός της  $F_X(x)$  απλοποιείται αρκετά, δεδομένου ότι:

$$F_{X_k}(x) = [F_Y(x)]^k \quad (4.6)$$

όπως εύκολα μπορεί να διαπιστωθεί παίρνοντας υπόψη την ανεξαρτησία των μεταβλητών.

Σε πολλές περιπτώσεις η παραπάνω ασυμπτωτική κατανομή δεν εξαρτάται από το ακριβές σχήμα της αρχικής συνάρτησης κατανομής  $F_Y(y)$ . Οι περιπτώσεις αυτές, που έχουν μεγάλο πρακτικό ενδιαφέρον, έχουν μελετηθεί σε λεπτομέρεια από τον Gumbel (1958). Αναφέρονται σε τυχαίες μεταβλητές  $Y_i$  ανεξάρτητες και ισόνομες, των οποίων οι κατανομές ικανοποιούν ορισμένες γενικές συνθήκες.

#### 4.1.4 Η σημασία των κατανομών ακροτάτων στην τεχνική υδρολογία

Η σημασία των κατανομών ακροτάτων στην τεχνική υδρολογία προκύπτει από την ομοιότητα της έννοιας των ακροτάτων, όπως ορίζεται πιο πάνω, με την ανέλιξη ακροτάτων, όπως έχει οριστεί παραπάνω. Έτσι, για παράδειγμα, αν συμβολίσουμε με  $Y_i$  την ημερήσια παροχή σε μια διατομή ποταμού κατά την ημέρα  $i$  και με  $X_{365}$  την μέγιστη ημερήσια παροχή κατά τη διάρκεια ενός έτους, είναι προφανής η σύνδεση των μεταβλητών αυτών με την (4.4). Στα πρακτικά προβλήματα αντιπλημμυρικού σχεδιασμού αυτό που ενδιαφέρει είναι η κατανομή μεταβλητών, όπως η  $X_{365}$  του παραδείγματος (παρά η κατανομή της  $Y_i$ ). Ωστόσο, οι αυστηρές προϋποθέσεις, κάτω από τις οποίες προκύπτουν θεωρητικά οι κατανομές ακροτάτων, σπάνια ικανοποιούνται από τις φυσικές υδρολογικές μεταβλητές. Στο παραπάνω παράδειγμα, οι διάφορες  $Y_i$  ούτε ανεξάρτητες ούτε ισόνομες μπορούν να θεωρηθούν. Εξ άλλου η σύγκλιση προς την οριακή κατανομή είναι κατά κανόνα πολύ αργή. Για όλους αυτούς τους λόγους δεν είναι ποτέ αυτονόητο ότι μια συγκεκριμένη μέγιστη ή ελάχιστη υδρολογική μεταβλητή ακολουθεί την κατανομή που προβλέπεται θεωρητικά. Η υιοθέτηση της συγκεκριμένης κατανομής θα πρέπει να γίνεται μετά από έλεγχο προσαρμογής στα πραγματικά δεδομένα.

Στο υποκεφάλαιο 4.2 εξετάζονται οι πιο διαδεδομένες ασυμπτωτικές κατανομές ακροτάτων της τεχνικής υδρολογίας, και συγκεκριμένα οι κατανομές μεγίστων, που είναι κατάλληλες για την στατιστική ανάλυση των μεγίστων υψών βροχής και των πλημμυρικών αιχμών. Εκτός από τις ασυμπτωτικές κατανομές, συχνά εφαρμόζονται επιτυχώς και άλλοι τύποι κατανομών για την περιγραφή των υδρολογικών μεγίστων, όπως είναι η λογαριθμοκανονική κατανομή, οι κατανομές γάμα δύο και τριών παραμέτρων, η κατανομή Log Pearson III και η γενικευμένη κατανομή Pareto. Οι κατανομές αυτές εξετάζονται στο υποκεφάλαιο 4.3.

## 4.2 Τυπικές κατανομές μεγίστων στην υδρολογία

### 4.2.1 Κατανομή Gumbel μεγίστων

Η κατανομή Gumbel, που είναι γνωστή και ως κατανομή μεγίστων τύπου I, είναι μια τυπική ασυμπτωτική κατανομή ακροτάτων, που δίνεται από τη συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας:

$$f_X(x) = \lambda \exp\{-\lambda(x - c) - \exp[-\lambda(x - c)]\} \quad (4.7)$$

όπου  $c$  παράμετρος θέσης και  $\lambda > 0$  παράμετρος κλίμακας. Η συνάρτηση κατανομής είναι:

$$F_X(x) = \exp\{-\exp[-\lambda(x - c)]\} \quad (4.8)$$

Λόγω της απλής μαθηματικής έκφρασης της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας, οι τυπικοί υπολογισμοί είναι αναλυτικοί, καθώς η συνάρτηση κατανομής προκύπτει άμεσα, για τη δεδομένη τιμή της μεταβλητής  $x$ . Η αντίστροφη συνάρτηση Gumbel υπολογίζεται επίσης αναλυτικά. Συγκεκριμένα, το  $u$ -ποσοστημόριο της κατανομής δίνεται από την:

$$x_u = c - \frac{\ln(-\ln u)}{\lambda} \quad (4.9)$$

Η παραπάνω σχέση γράφεται ως συνάρτηση της περιόδου επαναφοράς  $T$  στην μορφή:

$$x_T = c - \frac{\ln[-\ln(1 - 1/T)]}{\lambda} \quad (4.10)$$

Οι παράμετροι της κατανομής εκτιμώνται συναρτήσει των στατιστικών χαρακτηριστικών του δείγματος, και συγκεκριμένα της μέσης τιμής  $\bar{x}$  και της τυπικής απόκλισης  $s_X$ . Η εκτίμηση με τη μέθοδο των ροπών γίνεται από τις σχέσεις:

$$\lambda = 1 / (0.78 s_X), c = \bar{x} - 0.45 s_X \quad (4.11)$$

Για τη γραφική απεικόνιση της κατανομής Gumbel χρησιμοποιείται ο μετασχηματισμός:

$$k = -\ln [-\ln (1 - 1 / T)] \quad (4.12)$$

όπου  $k$  η ανηγμένη μεταβλητή Gumbel. Με τον παραπάνω μετασχηματισμό, η κατανομή απεικονίζεται ως ευθεία.

Εφόσον οι παράμετροι της κατανομής Gumbel εκτιμώνται με τη μέθοδο των ροπών, τα όρια εμπιστοσύνης του  $u$ -ποσοστημορίου για βαθμό εμπιστοσύνης  $\gamma$  για δείγμα μεγέθους  $n$  εκτιμώνται από την προσεγγιστική σχέση:

$$\tilde{x}_u = (\bar{x} + k_u s_X) \pm z_{(1+\gamma)/2} \frac{s_X}{\sqrt{n}} \sqrt{1 + 1.1396 k_u + 1.1 k_u^2} \quad (4.13)$$

όπου:

$$k_u = -0.45 - 0.7797 \ln [-\ln (1 - u)] \quad (4.14)$$

και  $z_{(1+\gamma)/2}$  το  $(1 + \gamma) / 2$  ποσοστημόριο της τυποποιημένης κανονικής μεταβλητής.

#### 4.2.2 Γενική Ακραίων Τιμών

Μια συνάρτηση κατανομής που αποδεικνύεται κατάλληλη για την περιγραφή ακραίων υδρολογικών γεγονότων σε μεγάλο εύρος περιπτώσεων είναι η κατανομή *Γενική Ακραίων Τιμών* (ΓΑΤ· διεθνώς General Extreme Value – GEV – distribution). Αυτή η κατανομή ενσωματώνει τις κατανομές ακραίων τιμών τύπου I, II, και III και έχει την έκφραση:

$$F(x) = \exp \left\{ - \left[ 1 + \kappa \left( \frac{x}{\lambda} - \psi \right) \right]^{-1/\kappa} \right\} \quad x \geq \lambda (\psi - 1 / \kappa) \quad (4.15)$$

όπου  $F(x)$  η συνάρτηση κατανομής της μεταβλητής  $x$ , και  $\kappa > 0$ ,  $\lambda > 0$  και  $\psi$  οι παράμετροι σχήματος, κλίμακας και θέσης, αντίστοιχα. (Η περίπτωση  $\kappa < 0$ , αν και μαθηματικά είναι δυνατή, δεν είναι κατάλληλη για μέγιστες εντάσεις βροχής, γιατί συνεπάγεται άνω φραγμένη τιμή της έντασης, γεγονός που αντίκειται στη φυσική πραγματικότητα). Η μεταβλητή  $x$  αντιπροσωπεύει είτε την ένταση βροχής  $i$  είτε, ισοδύναμα, το γινόμενο  $i b(d)$  (για δεδομένη έκφραση της  $b(d)$ )· στην τελευταία περίπτωση η επίλυση της (4.15) ως προς  $x$  δίνει αμέσως τη συνάρτηση  $a(T)$  και, στη συνέχεια, η επίλυση ως προς  $i$  δίνει αμέσως την έκφραση της όμβριας καμπύλης χωρίς να απαιτείται καμία άλλη πρόσθετη, εμπειρική ή όχι, παραδοχή (Κουτσογιάννης, 1997· Koutsoyiannis *et. al.*, 1998).

Η (4.15) επιλύεται άμεσα ως προς  $x$ , οπότε με την προϋπόθεση ότι  $F(x) = 1 - 1 / T$  (προϋπόθεση που ισχύει για σειρές ετήσιων μέγιστων) προκύπτει:

$$x_T = \lambda \left\{ \psi + \frac{\left[ -\ln \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right]^{-\kappa} - 1}{\kappa} \right\} = \lambda' \left\{ \psi' + \left[ -\ln \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right]^{-\kappa} \right\} \quad (4.16)$$

όπου για απλοποίηση έχει τεθεί  $\lambda' = \lambda / \kappa$  and  $\psi' = \kappa \psi - 1$ .

Για  $\kappa = 0$ , η κατανομή ΓΑΤ μεταπίπτει στην κατανομή μεγίστων τύπου I (Gumbel), οπότε η (4.15) παίρνει τη ειδική μορφή:

$$F(x) = \exp [-\exp (-x / \lambda + \psi)] \quad (4.17)$$

όπου  $\lambda$  και  $\psi$  παράμετροι κλίμακας και θέσης. Αντίστοιχα, η (4.16) παίρνει τη μορφή:



$$x_T = \lambda \left\{ \psi - \ln \left[ -\ln \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right] \right\} \quad (4.18)$$

Για  $\kappa = 1 / \psi$  (ή ισοδύναμα  $\psi' = 0$ ), η ΓΑΤ μεταπίπτει στην κατανομή μεγίστων τύπου II.

Ειδικότερα, η εκτίμηση των παραμέτρων  $\lambda$ ,  $\psi$  και  $\kappa$  της κατανομής ΓΑΤ μπορεί να γίνει με διάφορες μεθόδους της στατιστικής, από τις οποίες εδώ παρουσιάζονται οι δύο συνηθέστερες. Η πρώτη είναι η διαδεδομένη μέθοδος των ροπών, η οποία βασίζεται στις εξισώσεις:

$$C_s = \frac{\Gamma(1 - 3\kappa) - 3\Gamma(1 - 2\kappa)\Gamma(1 - \kappa) + 2\Gamma^3(1 - \kappa)}{[\Gamma(1 - 2\kappa) - \Gamma^2(1 - \kappa)]^{3/2}} \quad (4.19)$$

$$\lambda = \frac{\kappa \sigma}{\sqrt{\Gamma(1 - 2\kappa) - \Gamma^2(1 - \kappa)}} \quad (4.20)$$

$$\psi = \frac{\mu}{\lambda} - \frac{\Gamma(1 - \kappa) - 1}{\kappa} \quad (4.21)$$

όπου  $\mu$  η μέση τιμή,  $\sigma$  η τυπική απόκλιση και  $C_s$  ο συντελεστής ασυμμετρίας της κατανομής, ενώ  $\Gamma(\cdot)$  είναι η συνάρτηση γάμα. Η (4.19) λύνεται μόνο αριθμητικά και δίνει την παράμετρο  $\kappa$ . Στην περίπτωση που εξετάζουμε σχετικά μικρά δείγματα 24ωρων υψών βροχής, αντί της (4.19) μπορούμε να χρησιμοποιούμε την (5.5), δεδομένου ότι η εκτίμηση του συντελεστή ασυμμετρίας της κατανομής είναι επισφαλής.

Η δεύτερη είναι η μέθοδος των L-ροπών, μια σχετικά νέα μέθοδος εκτίμησης παραμέτρων. Σε αντίθεση με την κλασική μέθοδο ροπών, η μέθοδος των L-ροπών αποφεύγει την ύψωση στο τετράγωνο ή στον κύβο των τιμών του δείγματος· για το λόγο αυτό οδηγεί σε πιο εύρωστες εκτιμήσεις, αφού δεν αποδίδει υπερβολική σημασία σε τυχόν εμφάνιση μίας ή περισσότερων εξαιρετικά ακραίων τιμών στο δείγμα. Η μέθοδος στηρίζεται στις ακόλουθες εξισώσεις:

$$\kappa = 7.8 c - 1.43 c^2 \quad (4.22)^1$$

$$\lambda = \frac{\kappa \lambda_2}{\Gamma(1 - \kappa) (2^\kappa - 1)} \quad (4.23)$$

$$\psi = \frac{\lambda_1}{\lambda} - \frac{\Gamma(1 - \kappa) - 1}{\kappa} \quad (4.24)$$

όπου:

$$c := \frac{\ln 2}{\ln 3} - \frac{2 \lambda_2}{\lambda_3 + 3 \lambda_2} \quad (4.25)$$

και  $\lambda_1$ ,  $\lambda_2$  και  $\lambda_3$  οι τρεις πρώτες L-ροπές της κατανομής. Αμερόληπτες εκτιμήσεις των τριών πρώτων L-ροπών δίνονται από τις εξισώσεις (βλ. Stedinger *et al.*, 1993, σ. 18.6):

$$\hat{\lambda}_1 = b_0 \quad (4.26)$$

$$\hat{\lambda}_2 = 2 b_1 - b_0 \quad (4.27)$$

$$\hat{\lambda}_3 = 6 b_2 - 6 b_1 + b_0 \quad (4.28)$$

<sup>1</sup> Οι συντελεστές που φαίνονται στην (4.22) είναι ακριβέστεροι από αυτούς της βιβλιογραφίας (π.χ. Stedinger *et al.*, 1993, σ. 18.18) για θετικές τιμές του  $\kappa$  που είναι και η συνηθέστερη περίπτωση. Για  $\kappa < 0$  είναι προτιμότερο να χρησιμοποιούνται οι συντελεστές της βιβλιογραφίας, δηλαδή  $\kappa = 7.859 c - 2.9554 c^2$ .

όπου  $b_0$ ,  $b_1$  και  $b_2$  οι εκτιμήσεις των πιθανοτικά σταθμισμένων ροπών (probability-weighted moments). Οι τελευταίες δίνονται από τις εξισώσεις:

$$b_0 = \bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{j=1}^n x_{(j)} \quad (4.29)$$

$$b_1 = \frac{1}{n(n-1)} \sum_{j=1}^{n-1} (n-j) x_{(j)} \quad (4.30)$$

$$b_2 = \frac{1}{n(n-1)(n-2)} \sum_{j=1}^{n-2} (n-j)(n-j-1) x_{(j)} \quad (4.31)$$

όπου  $n$  το μέγεθος του δείγματος και  $x_{(j)}$  ( $j = 1, \dots, n$ ) η τιμή του δείγματος που έχει σειρά  $j$  στο καταταγμένο σε φθίνουσα σειρά δείγμα.

### 4.3 Λοιπές κατανομές για την περιγραφή υδρολογικών μεγίστων

#### 4.3.1 Λογαριθμοκανονική κατανομή δύο και τριών παραμέτρων

Η λογαριθμοκανονική κατανομή δύο παραμέτρων προκύπτει από την κανονική κατανομή και το μετασχηματισμό:

$$y = \ln x \Leftrightarrow x = \exp(y) \quad (4.32)$$

Συνεπώς, η μεταβλητή  $X$  ακολουθεί λογαριθμοκανονική κατανομή δύο παραμέτρων, αν η  $Y$  ακολουθεί κανονική κατανομή  $N(\bar{y}, \sigma_Y)$ . Άμεση συνέπεια του παραπάνω μετασχηματισμού, είναι το γεγονός ότι η μεταβλητή  $X$  είναι πάντα θετική και, επιπλέον, έχει πάντα θετική ασυμμετρία. Κατά συνέπεια, το σχήμα της συνάρτησης πυκνότητας πιθανότητας είναι πάντα κωδωνοειδές και θετικά ασύμμετρο, το οποίο την καθιστά κατάλληλη για την περιγραφή ακραίων υδρολογικών μεγεθών.

Οι τυπικοί υπολογισμοί της λογαριθμοκανονικής κατανομής βασίζονται στους αντίστοιχους υπολογισμούς της κανονικής κατανομής. Η τυποποιημένη μεταβλητή ορίζεται ως:

$$y_u = \bar{y} + z_u \sigma_Y \Leftrightarrow x_u = \exp(\bar{y} + z_u \sigma_Y) \quad (4.33)$$

όπου  $z_u$  το  $u$ -ποσοστημόριο της τυποποιημένης κανονικής μεταβλητής. Το τελευταίο μπορεί να βρεθεί από πίνακες ή να υπολογιστεί αριθμητικά.

Για την εκτίμηση των παραμέτρων της κατανομής, η μέθοδος των ροπών δίνει:

$$\sigma_Y = \sqrt{\ln(1 + \sigma_X^2 / \bar{x}^2)} \quad (4.34)$$

$$\bar{y} = \ln \bar{x} - \sigma_Y^2 / 2 \quad (4.35)$$

ενώ η μέθοδος της μέγιστης πιθανοφάνειας δίνει:

$$\bar{y} = \sum_{i=1}^n \ln x_i / n \quad (4.36)$$

$$\sigma_Y = \sqrt{\sum_{i=1}^n (\ln x_i - \bar{y})^2 / n} \quad (4.37)$$

Επέκταση της παραπάνω κατανομής είναι λογαριθμοκανονική κατανομή τριών παραμέτρων ή *κατανομή Galton*, η οποία βασίζεται στον μετασχηματισμό:

$$y = \ln(x - c) \Leftrightarrow x = c + \exp(y) \quad (4.38)$$

όπου  $c$  παράμετρος θέσης, που αποτελεί και το κάτω όριο της μεταβλητής. Η προσθήκη μίας ακόμη παραμέτρου εξασφαλίζει καλύτερη προσαρμογή της κατανομής στα δεδομένα, καθώς η τρίτη παράμετρος επιτρέπει τη διατήρηση του συντελεστή ασυμμετρίας της μεταβλητής.

### 4.3.2 Κατανομή γάμα τριών παραμέτρων (Pearson III)

Η κατανομή γάμα τριών παραμέτρων ή κατανομή Pearson III, ορίζεται από την παράμετρο θέσης  $c$ , την παράμετρο κλίμακας  $\lambda > 0$  και την παράμετρο σχήματος  $\kappa > 0$ . Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής είναι:

$$f_x(x) = \frac{\lambda^\kappa}{\Gamma(\kappa)} (x - c)^{\kappa-1} e^{-\lambda(x-c)} \quad (4.39)$$

όπου  $\Gamma()$  η ομώνυμη συνάρτηση γάμα, η οποία δίνεται από την (3.32).

Οι παράμετροι της κατανομής, εκτιμώμενες με την μέθοδο των ροπών, είναι:

$$\kappa = \frac{4}{\zeta_X^2} \quad \lambda = \frac{\sqrt{\kappa}}{s_X} \quad c = \bar{x} - \frac{\kappa}{\lambda} \quad (4.40)$$

όπου  $\bar{x}$  η μέση τιμή,  $s_X$  η τυπική απόκλιση και  $\zeta_X$  ο συντελεστής ασυμμετρίας του δείγματος. Η παράμετρος θέσης  $c$ , η οποία αποτελεί το κάτω όριο της μεταβλητής  $x$ , επιτρέπει την καλύτερη προσαρμογή της κατανομής στα δεδομένα.

Το σχήμα της κατανομής εξαρτάται από την τιμή της παραμέτρου σχήματος  $\kappa$ . Για  $\kappa = 1$  η κατανομή ταυτίζεται με την εκθετική. Για μεγάλες τιμές της παραμέτρου ( $15 < \kappa < 30$ ), η κατανομή γάμα προσεγγίζει την κανονική. Τέλος, για ακέραιο  $\kappa$  η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής είναι:

$$f_x(x) = \frac{\lambda^\kappa}{(\kappa - 1)!} (x - c)^{\kappa-1} e^{-\lambda(x-c)} \quad (4.41)$$

Η παραπάνω είναι γνωστή και ως *κατανομή Erlang*. Αποδεικνύεται ότι η τυχαία μεταβλητή  $x$  που ακολουθεί την κατανομή Erlang προκύπτει ως άθροισμα  $\kappa$  τυχαίων μεταβλητών που ακολουθούν εκθετική κατανομή.

Η κατανομή γάμα είναι κλειστή ως προς την πρόσθεση. Κατά συνέπεια το άθροισμα δυο ανεξάρτητων μεταβλητών  $x_1, x_2$  που ακολουθούν κατανομές γάμα με κοινή παράμετρο κλίμακας  $\lambda$  και παραμέτρους σχήματος  $\kappa_1$  και  $\kappa_2$  αντίστοιχα, ακολουθεί επίσης κατανομή γάμα, με παραμέτρους  $\lambda$  και  $\kappa_1 + \kappa_2$ .

### 4.3.3 Κατανομή Log-Pearson III

Σε αντιστοιχία με τη λογαριθμοκανονική κατανομή, η κατανομή Log-Pearson III προέρχεται από την κατανομή Pearson III, με την εφαρμογή του μετασχηματισμού:

$$y = \ln x \Leftrightarrow x = \exp(y) \quad (4.42)$$

Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της κατανομής Log-Pearson III μπορεί να πάρει διάφορα σχήματα, όπως κωδωνοειδές, ανεστραμμένο J, U, κτλ. Επιπλέον, η τρίτη ροπή της κατανομής μπορεί να γίνει ακόμη και άπειρη, για  $\lambda \leq 3$ . Γενικά, η κατανομή μπορεί να έχει πολύ μεγάλο συντελεστή ασυμμετρίας, και για το λόγο αυτό θεωρείται κατάλληλη για την

περιγραφή ακραίων πλημμυρικών παροχών. Ειδικά στις ΗΠΑ έχει υιοθετηθεί ως η τυπική κατανομή για τη μελέτη πλημμυρών, από όλες τις κρατικές υπηρεσίες.

Οι υπολογισμοί της κατανομής Log-Pearson III βασίζονται στους αντίστοιχους υπολογισμούς της κατανομής Pearson III. Ωστόσο, η εκτίμηση των παραμέτρων της είτε με τη μέθοδο των ροπών, είτε με τη μέθοδο της μέγιστης πιθανοφάνειας απαιτεί μια αρκετά πολύπλοκη διαδικασία (Bobée and Ashkar, 1991, σ. 85). Για το λόγο αυτό, κατά κανόνα εφαρμόζεται η απλούστερη έμμεση μέθοδος των ροπών. Σύμφωνα με αυτή, από το αρχικό δείγμα των  $x_i$  υπολογίζονται οι τιμές  $y_i = \ln x_i$ . Στη συνέχεια, υπολογίζονται τα στατιστικά χαρακτηριστικά του μετασχηματισμένου δείγματος  $y_i$  και τέλος εφαρμόζονται οι εξισώσεις της μεθόδου των ροπών για τη μεταβλητή  $Y$ , που είναι παρόμοιοι με την κατανομή Pearson III.

#### 4.3.4 Γενικευμένη κατανομή Pareto

Η συνάρτηση πυκνότητας πιθανότητας της γενικευμένης κατανομής Pareto είναι:

$$f_X(x) = \frac{1}{a} \left( 1 - \kappa \frac{x-c}{a} \right)^{1/\kappa - 1} \quad (4.43)$$

όπου  $c$  παράμετρος θέσης,  $a > 0$  παράμετρος κλίμακας και  $\kappa$  παράμετρος σχήματος, που εκτιμώνται συναρτήσει της μέσης τιμής, της διασποράς και του συντελεστή ασυμμετρίας του δείγματος. Συγκεκριμένα:

Η γενικευμένη κατανομή Pareto χρησιμοποιείται στην τεχνική υδρολογία για την περιγραφή μεταβλητών που ξεπερνούν ένα δεδομένο κατώφλι. Κατά συνέπεια, είναι κατάλληλη για την ανάλυση μεταβλητών που προέρχονται από σειρές μετρικής διάρκειας.

## 5 Ανάλυση ισχυρών καταιγίδων

---

### 5.1 Όμβριες καμπύλες

#### 5.1.1 Γενική μεθοδολογία

Η μέθοδος βασίζεται στην στατιστική ανάλυση των παρατηρημένων ακραίων υψών ( $h$ ) ή εντάσεων ( $i$ ) βροχής, η οποία εν τέλει οδηγεί στην κατάρτιση σχέσεων έντασης-διάρκειας ( $d$ ) - περιόδου επαναφοράς ( $T$ ) της βροχής, γνωστών και ως όμβριων καμπυλών.

Η συμβατική στατιστική μέθοδος εξαγωγής όμβριων καμπυλών περιλαμβάνει τα εξής τρία κύρια βήματα: (α) την προσαρμογή πιθανοτικών συναρτήσεων κατανομής της έντασης βροχής ξεχωριστά για κάθε διάρκεια  $d$ , (β) την εκτίμηση, με βάση τις προσαρμοσμένες συναρτήσεις κατανομής για όλες τις διαθέσιμες διάρκειες, των εντάσεων βροχής για μια σειρά περιόδων επαναφοράς  $T$ , και (γ) την εξαγωγή, για κάθε περίοδο επαναφοράς  $T$ , μιας κατάλληλης έκφρασης ανάμεσα στην ένταση βροχής και τη διάρκεια. Συχνά τα βήματα αυτά ακολουθούνται και από ένα τέταρτο, στο οποίο γενικεύονται οι σχέσεις του βήματος (γ), προσδιορίζοντας έτσι μια εμπειρική σχέση που ισχύει για τυχούσα περίοδο επαναφοράς.

#### 5.1.2 Δεδομένα που χρησιμοποιούνται

Η κατασκευή των όμβριων καμπυλών στηρίζεται σε δεδομένα εντάσεων βροχής για διάρκειες που κυμαίνονται από 10-30 λεπτά (ανάλογα με την ευκρίνεια των διαθέσιμων παρατηρήσεων) μέχρι 24-48 ώρες. Για διάρκεια  $d$  βρίσκεται το ετήσιο μέγιστο ύψος βροχής  $h(d)$ , δηλαδή το μέγιστο ύψος βροχής που συνέβη μέσα στη δεδομένη διάρκεια για ένα υδρολογικό (ή ημερολογιακό) έτος, και υπολογίζεται η αντίστοιχη ετήσια μέγιστη μέση ένταση (ή απλούστερα ετήσια μέγιστη ένταση)  $i(d) = h(d) / d$ . Αν η διαδικασία αυτή επαναληφθεί για όλα τα έτη που υπάρχουν δεδομένα, προκύπτει το στατιστικό δείγμα (ή σειρά) ετήσιων μέγιστων υψών ή εντάσεων βροχής.

Στην πραγματικότητα, οι παραπάνω εργασίες γίνονται ταυτόχρονα για ένα σύνολο  $k$  διαρκειών  $d_j$ ,  $j = 1, \dots, k$ , ξεκινώντας από ελάχιστη διάρκεια ίση με την ευκρίνεια (ή διακριτότητα,  $\delta$ ) των παρατηρήσεων και φθάνοντας μέχρι τη μέγιστη διάρκεια βροχής που ενδιαφέρει στα τυπικά προβλήματα του μηχανικού. Κανονικά όλες οι  $k$  σειρές θα πρέπει να έχουν τον ίδιο αριθμό δεδομένων  $n$ , αλλά, λόγω των ελλείψεων που συχνά υπάρχουν στα πρωτογενή δεδομένα, είναι δυνατό ο αριθμός αυτός ( $n_j$ ) να διαφέρει από διάρκεια σε διάρκεια.

Η χρονική ευκρίνεια  $\delta$  των πρωτογενών δεδομένων (βροχογραφημάτων ή ψηφιακών μετρήσεων) είναι προφανές ότι επηρεάζει τις τιμές των μέγιστων εντάσεων βροχής και συγκεκριμένα, μεγάλη διακριτότητα έχει συνέπεια την υπεκτίμηση των μέγιστων εντάσεων. Είναι προφανές ότι το μέγεθος του σφάλματος εξαρτάται από το λόγο διάρκειας προς ευκρίνεια ( $d/\delta$ ), και αν ο λόγος αυτός είναι αρκετά μεγάλος τότε το σφάλμα γίνεται αμελητέο. Για την άρση του σφάλματος για μικρές τιμές του λόγου  $d/\delta$ , συνήθως γίνεται αναγωγή των τιμών  $i(d)$ , με πολλαπλασιασμό επί ένα συντελεστή που εξαρτάται από το λόγο  $d/\delta$ . Τιμές

αυτού του συντελεστή έχουν βρεθεί από έρευνες στην Αμερική και δίνονται στη βιβλιογραφία, π.χ. Linsley *et al.* (1975, σ. 357), από όπου προέρχεται ο Πίνακας 5.1.

Πίνακας 5.1: Τυπικές τιμές συντελεστή άρσης του σφάλματος διακριτοποίησης κατά Linsley *et al.* (1975, σ. 357).

Λόγος διάρκειας προς ευκρίνεια ( $d/\delta$ )	Συντελεστής άρσης του σφάλματος διακριτοποίησης
1	1.13
2	1.04
3-4	1.03
5-8	1.02
9-24	1.01

Παραδοσιακά, τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται για την κατάρτιση όμβριων καμπυλών προέρχονται από ταινίες βροχογράφων, στις οποίες η διακριτότητα είναι αρκετά μικρή (5 έως 30 min). Για μεγάλες διάρκειες βροχής, 24 ή 48 ωρών, μπορούν να χρησιμοποιηθούν και δεδομένα από συνήθη βροχόμετρα ημερήσιων παρατηρήσεων. Αν συγκριθούν τα ετήσια μέγιστα ύψη βροχής, τα οποία έχουν προκύψει από βροχογράφο για διάρκειες 24 ή 48 ωρών, με τα δεδομένα από βροχόμετρο του ίδιου σταθμού, γενικά αναμένεται οι τιμές 24ώρου από το βροχογράφο να είναι μεγαλύτερες από τις αντίστοιχες από βροχόμετρο, επειδή οι τελευταίες υπόκεινται στο σφάλμα χρονικής διακριτοποίησης. Ωστόσο, είναι πολύ συχνό το φαινόμενο οι τιμές από το βροχογράφο να είναι μικρότερες από αυτές του βροχομέτρου. Αυτό οφείλεται συνήθως στην κακή συντήρηση των ευαίσθητων μηχανισμών του βροχογράφου, η οποία έχει αποτέλεσμα την εσφαλμένη καταγραφή των υψών βροχής από το βροχογράφο. Για το λόγο αυτό, στη μεθοδολογία που χρησιμοποιείται εδώ λαμβάνονται υπόψη όχι μόνο τα δεδομένα από βροχογράφους αλλά και αυτά από βροχόμετρα. Επιπρόσθετοι λόγοι που επίσης συνηγορούν στο να λαμβάνονται υπόψη τα δεδομένα των βροχομέτρων είναι: (α) η μεγαλύτερη πυκνότητα του δικτύου των βροχομέτρων σε σχέση με αυτό των βροχογράφων και (β) η μεγαλύτερη χρονική έκταση των παρατηρήσεων των βροχομέτρων από αυτές των βροχογράφων.

### 5.1.3 Συμβατική μέθοδος κατάρτισης όμβριων καμπυλών

Στην απλούστερη διατύπωση, για μια δεδομένη περίοδο επαναφοράς  $T$ , οι όμβριες καμπύλες εκφράζονται ως υπερβολικές συναρτήσεις της διάρκειας  $d$ , και γράφονται στη μορφή:

$$i = \frac{\omega}{(d + \theta)^\eta} \quad (5.1)$$

όπου  $\omega$ ,  $\theta$  και  $\eta$  είναι παράμετροι, οι τιμές των οποίων εξαρτώνται από την περίοδο επαναφοράς. Συνήθως τίθεται  $\theta = 0$ , οπότε η παραπάνω σχέση απλοποιείται περαιτέρω και λαμβάνει τη μορφή:

$$i = \frac{\omega}{d^\eta} \quad (5.2)$$

Αν είναι γνωστός ο στατιστικός νόμος  $i = g_d(T)$ , τότε για δεδομένη περίοδο επαναφοράς  $T$  μπορεί να υπολογιστεί η ένταση βροχής  $i_j$  που αντιστοιχεί σε κάθε διάρκεια  $d_j$ , οπότε προκύπτει ένα σημειοσύνολο  $(d_j, i_j)$ . Η εκτίμηση των παραμέτρων  $\omega$  και  $\eta$  γίνεται εύκολα, εφαρμόζοντας τη μέθοδο ελαχίστων τετραγώνων. Σύμφωνα με τον ορισμό των ομβρίων

καμπυλών, η παράμετρος  $\eta$  είναι σταθερή (ανεξάρτητη της περιόδου επαναφοράς), ενώ η παράμετρος  $\omega$  αυξάνει με την περίοδο επαναφοράς. Η πρώτη υπόθεση εξασφαλίζει ότι οι όμβριες καμπύλες δεν τέμνονται, ενώ η δεύτερη υπόθεση εξασφαλίζει ότι τα μεγαλύτερης έντασης επεισόδια έχουν μικρότερη συχνότητα πραγματοποίησης.

Ουσιαστικά, η προσαρμογή μιας συνάρτησης κατανομής για δεδομένη διάρκεια  $d_j$  ισοδυναμεί με τον καθορισμό μιας παραμετρικής σχέσης ανάμεσα στη μέγιστη ένταση  $i$  και την περίοδο επαναφοράς  $T$ , της μορφής  $i = g_d(T)$ . Η σχέση αυτή καθορίζεται πλήρως από τη συνάρτηση κατανομής που έχει επιλεγεί και τις παραμέτρους της. Στην πράξη, όμως, απαιτείται συνήθως η εκτίμηση της έντασης της βροχής για διάρκειες διαφορετικές της  $d_j$ , οπότε απαιτείται κάποια παρεμβολή ή επέκταση, που είναι προφανώς μη γραμμική. Αυτός ο μη γραμμικός νόμος προσδιορίζεται με συστηματικό τρόπο, χρησιμοποιώντας όλες τις εντάσεις βροχής που αντιστοιχούν σε όλες τις δεδομένες διάρκειες  $d_j$  για δεδομένη περίοδο επαναφοράς  $T$ . Ο νόμος αυτός διατυπώνεται στη μορφή  $i = g_T'(d)$ , θεωρεί δηλαδή τη διάρκεια ως ανεξάρτητη μεταβλητή και την περίοδο επαναφοράς ως παράμετρο.

Η τυπική συνάρτηση κατανομής που χρησιμοποιείται για την εξαγωγή των σχέσεων  $i = g_d(T)$  είναι η κατανομή Gumbel μεγίστων. Η εν λόγω κατανομή έχει γίνει αποδεκτή ευρύτατα στην Ελλάδα αλλά και διεθνώς για την περιγραφή μέγιστων εντάσεων βροχής, χρησιμοποιώντας συνήθως δείγματα μήκους λίγων δεκάδων ετών. Ωστόσο, πρόσφατες έρευνες αμφισβητούν την καταλληλότητα της κατανομής Gumbel για την περιγραφή δειγμάτων μέγιστων βροχοπτώσεων, προτείνοντας πληρέστερες μεθοδολογίες, όπως περιγράφεται παρακάτω.

#### 5.1.4 Γενικευμένη μαθηματική έκφραση όμβριων καμπυλών

Στη γενικότερη περίπτωση, η συναρτησιακή σχέση όμβριων καμπυλών είναι της μορφής:

$$i = \frac{a(T)}{b(d)} \quad (5.3)$$

όπου  $i$  η μέγιστη ένταση βροχής διάρκειας  $d$  για περίοδο επαναφοράς  $T$ , και  $a(T)$  και  $b(d)$  κατάλληλες συναρτήσεις της περιόδου επαναφοράς και της διάρκειας, αντίστοιχα.

Η συνάρτηση  $b(d)$  είναι της ακόλουθης, εμπειρικά διαπιστωμένης, γενικής μορφής:

$$b(d) = (d + \theta)^\eta \quad (5.4)$$

όπου  $\theta$  και  $\eta$  αποτελούν παραμέτρους προς εκτίμηση, όπου  $\theta \geq 0$  και  $0 < \eta < 1$ .

Η συνάρτηση  $a(T)$  προκύπτει αναλυτικά από τη συνάρτηση κατανομής που ισχύει για τη μέγιστη ένταση βροχής της υπό εξέταση περιοχής, όπως αυτή προκύπτει από την επεξεργασία των διαθέσιμων δεδομένων, ενώ αποφεύγεται η χρήση εμπειρικών συναρτήσεων. Η συγκεκριμένη έκφραση της  $a(T)$  αναλύεται πιο κάτω.

#### 5.1.5 Επιλογή συνάρτησης κατανομής

Η κατανομή Gumbel έχει γίνει αποδεκτή ευρύτατα στην Ελλάδα και διεθνώς για την περιγραφή μέγιστων εντάσεων βροχής, χρησιμοποιώντας συνήθως δείγματα μήκους λίγων δεκάδων ετών. Ωστόσο, η μελέτη ενός δείγματος αρκετά μεγαλύτερου μήκους, ήτοι του δείγματος ημερήσιων μέγιστων βροχοπτώσεων του Αστεροσκοπείου Αθηνών, μήκους 136 ετών, έδειξε ότι η κατανομή Gumbel απορρίπτεται στατιστικώς, παρόλο που δεν θα απορριπτόταν αν το μήκος του δείγματος ήταν μικρότερο. Αντίστοιχα είναι τα συμπεράσματα για την κατανομή μεγίστων τύπου II. Αντίθετα, η κατανομή ΓΑΤ με παράμετρο  $\kappa = 0.16$  έως 0.19 φάνηκε να είναι κατάλληλη για το υπόψη δείγμα (Koutsoyiannis and Baloutsos, 2000).

Από πρόσφατη στατιστική διερεύνηση (Koutsoyiannis, 1999) των δεδομένων από 2645 σταθμούς όλου του κόσμου, με συνολικό πλήθος μετρήσεων 95 000 σταθμών-ετών, τα οποία είχαν μελετηθεί παλιότερα από τον Hershfield (1961, 1965) και αποτέλεσαν τη βάση για τη διατύπωση της φερόνυμης μεθόδου εκτίμησης της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης διαπιστώθηκε ότι: (α) η κατανομή ΓΑΤ είναι γενικά κατάλληλη για ετήσιες σειρές μέγιστων βροχοπτώσεων, (β) η τιμή που υπολογίζεται τη μέθοδο Hershfield ως ΠΜΚ, αντιστοιχεί σε περίοδο επαναφοράς περίπου 60 000 ετών, και (γ) η τιμή της παραμέτρου σχήματος της κατανομής ΓΑΤ δίνεται ως συνάρτηση της μέσης τιμής της ετήσιας μέγιστης 24ωρης βροχόπτωσης  $\bar{h}$ , από τη σχέση:

$$\kappa = 0.183 - 0.00049 \bar{h} \quad (\bar{h} \text{ σε mm}) \quad (5.5)$$

Η σύγκριση της παραπάνω εναλλακτικής διατύπωσης της μεθόδου Hershfield με την κατανομή που προκύπτει από το δείγμα 136 ετών του Αστεροσκοπείου Αθηνών έδειξε πλήρη συμφωνία (Koutsoyiannis, 1999).

Τα παραπάνω συνηγορούν στην αποδοχή της ΓΑΤ ως κατάλληλης κατανομής για μέγιστες βροχοπτώσεις. Αντίθετα, η χρήση της κατανομής Gumbel (μεγίστων τύπου I) θα πρέπει να αποφεύγεται, δεδομένου ότι οδηγεί σε σοβαρή υπεκτίμηση των εντάσεων βροχής για μεγάλες περιόδους επαναφοράς. Σε περίπτωση που υπάρχει μεγάλο μήκος δείγμα, η παράμετρος σχήματος της κατανομής ΓΑΤ μπορεί να εκτιμάται άμεσα από το δείγμα. Σε αντίθετη περίπτωση είναι προτιμότερο να εκτιμάται από την (5.5).

### 5.1.6 Τελική εξίσωση όμβριων καμπυλών

Η αποδοχή της κατανομής ΓΑΤ σε συνδυασμό με τις (5.3) και (5.4) οδηγεί στην ακόλουθη γενικευμένη έκφραση όμβριων καμπυλών:

$$i(d, T) = \frac{\lambda' \left\{ \left[ -\ln \left( 1 - \frac{1}{T} \right) \right]^{-\kappa} + \psi' \right\}}{(d + \theta)^\eta} \quad (\kappa \neq 0) \quad (5.6)$$

Στην εξίσωση (5.6) η περίοδος επαναφοράς αναφέρεται σε σειρές ετήσιων μεγίστων και κατά συνέπεια παίρνει τιμές μεγαλύτερες από 1 έτος. Εφόσον η περίοδος επαναφοράς οριστεί με αναφορά σε σειρές υπεράνω κατωφλίου, και συνεπώς μπορεί να πάρει και τιμές μικρότερες από ένα έτος, η αντίστοιχη εξίσωση προκύπτει θεωρητικά ότι έχει την ακόλουθη απλούστερη έκφραση (Koutsoyiannis *et al.*, 1998):

$$i(d, T) = \frac{\lambda' (T^\kappa + \psi')}{(d + \theta)^\eta} \quad (\kappa \neq 0) \quad (5.7)$$

Για μικρές περιόδους επαναφοράς, η (5.7) είναι προφανώς δυσμενέστερη από την αντίστοιχή της (5.6), ενώ για μεγαλύτερες περιόδους επαναφοράς ( $T > 10$  χρόνια) πρακτικώς η πρώτη ταυτίζεται με τη δεύτερη, δεδομένου ότι για μικρές τιμές του  $1/T$  ισχύει  $\ln [1 - (1/T)] = -(1/T) - (1/T)^2 - \dots \approx -1/T$ .

### 5.1.7 Εκτίμηση παραμέτρων

Για την εκτίμηση των παραμέτρων  $\lambda$ ,  $\psi$  (ή ισοδύναμα  $\lambda'$ ,  $\psi'$ ),  $\kappa$ ,  $\theta$  και  $\eta$  των παραπάνω εκφράσεων όμβριων καμπυλών έχουν διατυπωθεί από τον Κουτσογιάννη (1997· βλ. και Koutsoyiannis *et al.*, 1998) δύο συνεπείς στατιστικές μέθοδοι, οι οποίες αποφεύγουν τη χρήση εμπειρικών τεχνικών που χρησιμοποιούνταν παλιότερα. Η πρώτη μέθοδος που χρησιμοποιείται εδώ εκτιμά τις παραμέτρους σε δύο βήματα. Στο πρώτο βήμα γίνεται η



εκτίμηση των παραμέτρων της συνάρτησης  $b(d)$  (των  $\theta$  και  $\eta$ ) και στο δεύτερο αυτών της  $a(T)$  (των  $\lambda$ ,  $\psi$  και  $\kappa$  της κατανομής GEV).

Από την (5.3) προκύπτει άμεσα ότι η τυχαία μεταβλητή  $Y := I b(d)$  έχει συνάρτηση κατανομής ανεξάρτητη της διάρκειας  $d$ , η οποία καθορίζεται πλήρως από τη συνάρτηση  $a(T)$ . Πρέπει λοιπόν οι παράμετροι  $\theta$  και  $\eta$  να υπολογιστούν έτσι ώστε να ικανοποιούν τη συνθήκη ανεξαρτησίας της  $Y$  από τη διάρκεια.

Αν υποθέσουμε ότι είναι γνωστές οι τιμές των παραμέτρων  $\theta$  και  $\eta$ , τότε μπορούν να υπολογιστούν οι τιμές  $y_{jl} = i_{jl} b(d_j)$ , όπου  $j = 1, \dots, k$  και  $l = 1, \dots, n_j$ . Ενοποιώντας όλα τα δείγματα που περιέχουν τις τιμές  $y_{jl}$  αποκτούμε ένα συνολικό δείγμα μεγέθους:

$$m = \sum_{j=1}^k n_j \quad (5.8)$$

Με βάση το δείγμα αυτό, καταταγμένο σε φθίνουσα σειρά, μπορούμε να αντιστοιχίσουμε αύξοντες αριθμούς ή βαθμούς (ranks)  $r_{jl}$  σε όλες τις  $m$  τιμές  $y_{jl}$  (Για την περίπτωση που έχουμε ταυτόσημες τιμές  $y_{jl}$  χρησιμοποιούμε το μέσο όρο των αντίστοιχων βαθμών). Επανερχόμενοι στα αρχικά επιμέρους δείγματα των ξεχωριστών διαρκειών υπολογίζουμε για κάθε διάρκεια  $d_j$  το μέσο βαθμό:

$$\bar{r}_j = \frac{1}{n_j} \sum_{l=1}^{n_j} r_{jl} \quad (5.9)$$

Αν όλα τα επιμέρους δείγματα έχουν την ίδια κατανομή τότε κάθε  $\bar{r}_j$  θα πρέπει να βρίσκεται πολύ κοντά στην τιμή  $\bar{r} = (m + 1) / 2$ , διαφορετικά οι τιμές  $\bar{r}_j$  θα διαφέρουν σημαντικά μεταξύ τους. Αυτό μας οδηγεί στη χρήση της στατιστικής παραμέτρου Kruskal-Wallis (Hirsch *et al.*, 1993, σ. 17.25), η οποία συνδυάζει τους μέσους βαθμούς από όλα τα επιμέρους δείγματα:

$$h = \frac{6}{\bar{r} (2\bar{r} - 1)} \sum_{j=1}^k n_j (\bar{r}_j - \bar{r})^2 \quad (5.10)$$

Κατά συνέπεια, το πρόβλημα του προσδιορισμού των παραμέτρων  $\theta$  και  $\eta$  μπορεί να αναχθεί στην ελαχιστοποίηση της στατιστικής παραμέτρου  $h^1$ . Η βελτιστοποίηση είναι δυνατή μόνο με αριθμητικές μεθόδους.

Για λόγους καλύτερης προσαρμογής της συνάρτησης  $b(d)$  στην περιοχή των υψηλότερων εντάσεων, είναι σκόπιμο να μη χρησιμοποιείται σε αυτό το πρώτο στάδιο υπολογισμού το σύνολο των δεδομένων κάθε επιμέρους δείγματος, αλλά ένα μέρος αυτών των δεδομένων. Για παράδειγμα, μπορεί να χρησιμοποιείται μόνο το υψηλότερο 1/2 ή 1/3 των δεδομένων από κάθε διάρκεια, αφού τα δεδομένα καταταγούν σε φθίνουσα σειρά.

<sup>1</sup> Αν τα επιμέρους δείγματα είναι ανεξάρτητα, τότε η στατιστική συνάρτηση  $H$ , της οποίας η σημειωκή εκτίμηση είναι η παραπάνω τιμή  $h$ , ακολουθεί κατανομή  $\chi^2$  με  $k - 1$  βαθμούς ελευθερίας. Στην περίπτωση αυτή είναι δυνατός ο έλεγχος της υπόθεσης  $H = 0$ , που ισοδυναμεί με την υπόθεση ότι όλα τα δείγματα προέρχονται από τον ίδιο πληθυσμό. Ο έλεγχος αυτός είναι *μη παραμετρικός* με την έννοια ότι δεν κάνει καμιά υπόθεση σχετικά με την κατανομή που ακολουθεί η μεταβλητή  $Y$ . Ωστόσο, στην περίπτωση που εξετάζουμε, τα επιμέρους δείγματα που αναφέρονται σε διαφορετικές διάρκειες δεν είναι ανεξάρτητα, αλλά, αντίθετα, ισχυρώς συσχετισμένα. Έτσι δεν είναι γνωστή η κατανομή της  $H$  και δεν είναι δυνατός ο στατιστικός έλεγχος. Πάντως, ο στόχος της ελαχιστοποίησης της τιμής  $h$  εξακολουθεί να έχει νόημα και σε αυτή την περίπτωση.

Αφού προσδιοριστούν οι παράμετροι  $\theta$  και  $\eta$ , είναι απλή υπόθεση η εκτίμηση των παραμέτρων της συνάρτησης  $a(T)$ , η οποία γίνεται στο δεύτερο στάδιο υπολογισμού. Συγκεκριμένα, οι τελευταίες παράμετροι εκτιμώνται με τις τυπικές μεθόδους της στατιστικής, χρησιμοποιώντας το ενοποιημένο δείγμα που περιέχει όλα τα  $m$  δεδομένα  $y_{jt}$ . Είναι βέβαια αυτονόητο ότι σε αυτό το δεύτερο στάδιο υπολογισμού πρέπει να χρησιμοποιείται το σύνολο των δεδομένων, και όχι ένα τμήμα τους.

## 5.2 Επιφανειακή αναγωγή σημειακών υψών βροχής

### 5.2.1 Τοποθέτηση του προβλήματος

Οι όμβριες καμπύλες αναφέρονται σε σημειακή, κατά κανόνα, ένταση βροχής. Ωστόσο, στην περίπτωση που η έκταση της λεκάνης είναι αρκετά μεγάλη, η σημειακή ένταση βροχής,  $i$ , είναι αισθητά μεγαλύτερη από τη μέση επιφανειακή ένταση στη λεκάνη,  $i_m$ . Αλλά και στην περίπτωση που κατά τον υδρολογικό σχεδιασμό παράγονται πλήρη υετογραφήματα, χρειάζεται πάντα η αναγωγή των σημειακών εντάσεων (ή υψών βροχής) σε επιφανειακές μέσες εντάσεις (ή ύψη βροχής) της λεκάνης απορροής.

### 5.2.2 Συντελεστής επιφανειακής αναγωγής

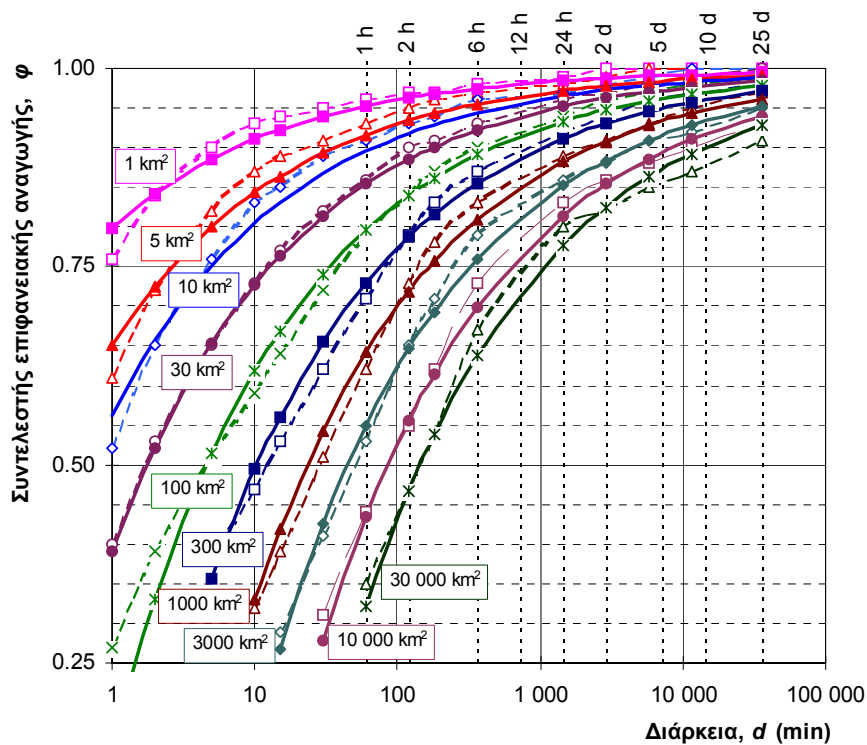
Εφόσον δεν υπάρχουν στοιχεία για τον άμεσο προσδιορισμό της επιφανειακής έντασης (π.χ. επιφανειακές όμβριες καμπύλες), αυτή υπολογίζεται με την εφαρμογή του λεγόμενου *συντελεστή επιφανειακής αναγωγής* ή *συντελεστή ομοιομόρφισης* (areal reduction factor)  $\varphi := i_m / i$ . Ο συντελεστής αυτός έχει τις ακόλουθες, εμπειρικά διαπιστωμένες, ιδιότητες:

- Είναι πάντα μικρότερος της μονάδας: όταν καταγράφεται μέγιστη ένταση στη θέση του βροχογραφικού σταθμού, είναι απίθανο την ίδια στιγμή να καταγράφεται μέγιστη ένταση σε όλη την υπόψη επιφάνεια.
- Είναι φθίνουσα συνάρτηση της έκτασης: η αύξηση της έκτασης της επιφάνειας συνεπάγεται τη μείωση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής.
- Είναι αύξουσα συνάρτηση της διάρκειας: η αύξηση της διάρκειας βροχής συνοδεύεται από αύξηση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής.
- Εξαρτάται σε κάποιο βαθμό από την περίοδο επαναφοράς και φαίνεται ότι η αύξηση της περιόδου επαναφοράς οδηγεί σε ασθενή μείωση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής: ωστόσο δεν υπάρχουν ακόμη κατηγορηματικά συμπεράσματα για αυτή την εξάρτηση, η οποία δεν έχει διερευνηθεί σε αντίστοιχο βαθμό με αυτές που αναφέρονται στη διάρκεια και την έκταση.

Εκτεταμένες εμπειρικές διερευνήσεις σχετικά με τη μεταβολή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής συναρτήσει της μεταβολής της έκτασης και της διάρκειας έχουν γίνει τόσο στις ΗΠΑ, όσο και στη Μεγάλη Βρετανία. Τα αποτελέσματα των διερευνήσεων δίνονται υπό μορφή διαγραμμάτων ή πινάκων. Στα πινακοποιημένα αποτελέσματα του UK-NERC (1975), τα οποία είναι και τα πληρέστερα τόσο ως προς το εύρος μεταβολής της διάρκειας (από 1 min ως 25 ημέρες) όσο και της έκτασης (από 1 ως 30 000 km<sup>2</sup>) προσαρμόστηκε η ακόλουθη αναλυτική έκφραση (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999):

$$\varphi = \left( 1 - \frac{0.048 A^{0.36 - 0.01 \ln A}}{d^{0.35}}, 0.25 \right) \quad (5.11)$$

όπου  $\phi$  ο συντελεστής επιφανειακής αναγωγής (αδιάστατος αριθμός),  $A$  η έκταση της λεκάνης σε  $\text{km}^2$  και  $d$  η διάρκεια βροχής σε h. Γραφική απεικόνιση της (5.11), σε σύγκριση και με τις πινακοποιημένες τιμές του UK-NERC (1975), δίνεται στο Σχήμα 5.1.



Σχήμα 5.1: Μεταβολή συντελεστή επιφανειακής αναγωγής συναρτήσει της έκτασης και της διάρκειας βροχής (σχέση 5.11, συνεχείς γραμμές), σε σύγκριση και με τις πινακοποιημένες τιμές του UK-NERC (διακεκομμένες γραμμές) (Πηγή: Κουτσογιάννης, 2011, σ. 49).

Η μέθοδος μπορεί εύκολα να προσαρμοστεί, με την αντικατάσταση της σημειακής έντασης βροχής  $i$  από την επιφανειακή ένταση  $i_m$ .

Στην Ελλάδα δεν έχει γίνει ως τώρα συστηματική μελέτη για την εξαγωγή καμπυλών μεταβολής του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής. Ωστόσο, οι καμπύλες της Μεγάλης Βρετανίας, είτε στην αρχική τους έκφραση, είτε στη μορφή της (5.11), σε διάφορους ελέγχους φάνηκε να δίνουν λογικά αποτελέσματα και για περιοχές της Ελλάδας.

## 5.3 Η μέθοδος της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης

### 5.3.1 Ορισμός

Σε έργα μεγάλης κλίμακας και σημασίας, όπως υπερχειλιστές φραγμάτων, οι αναλύσεις των βροχοπτώσεων, με στόχο την εκτίμηση της καταίγιδας σχεδιασμού, βασίζονται στην προσέγγιση της *πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης* (ΠΜΚ· Probable Maximum Precipitation). Σύμφωνα με τον εννοιολογικό ορισμό του World Meteorological Organization (WMO, 1986), μια περιοχή δεδομένης έκτασης, σε δεδομένη γεωγραφική θέση και εποχή του έτους μπορεί να δεχτεί ένα φυσικό ανώτατο όριο ύψους κατακρημνισμάτων, για δεδομένη διάρκεια. Στην πράξη, η ΠΜΚ είναι μια τιμή βροχόπτωσης σχεδιασμού, που θεωρείται ότι έχει μηδενική, ουσιαστικά, πιθανότητα υπέρβασης, εξασφαλίζει δηλαδή 100% αξιοπιστία στην υδρολογική λειτουργία του σχετικού αντιπλημμυρικού έργου.

Για την εκτίμηση της ΠΜΚ ακολουθούνται δύο εναλλακτικές μεθοδολογίες, η στατιστική (εδάφιο 5.3.2) και η υδρομετεωρολογική (εδάφιο 5.3.3). Οι μέθοδοι αυτές συνοψίζονται στη συνέχεια.

### 5.3.2 Στατιστική εκτίμηση ΠΜΚ - Μέθοδος Hershfield

Μεταξύ των διάφορων στατιστικών μεθόδων εκτίμησης της ΠΜΚ που περιέχονται στο σχετικό εγχειρίδιο του World Meteorological Organization (WMO, 1986), η πλέον δεδομένη στην Ελλάδα είναι η μέθοδος Hershfield (1961, 1965· βλ. και WMO, 1986). Η μέθοδος αυτή είναι η απλούστερη στην εφαρμογή, τόσο λόγω των απλών υπολογισμών που περιλαμβάνει, όσο και λόγω των λίγων δεδομένων εισόδου που απαιτεί. Συγκεκριμένα, για να εφαρμοστεί η μέθοδος χρειάζεται μόνο ένα ιστορικό δείγμα ετήσιων μέγιστων υψών βροχής.

Σύμφωνα με τη μέθοδο Hershfield το ύψος βροχής της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης  $h_m$  προκύπτει από την εξίσωση:

$$h_m = \bar{h} + k_m s_h \quad (5.12)$$

όπου  $\bar{h}$  και  $s_h$  είναι η δειγματική μέση τιμή και η δειγματική τυπική απόκλιση, αντίστοιχα, του ετήσιου μέγιστου ύψους βροχής για διάρκεια  $d$ , και  $k_m$  είναι ένας συντελεστής συχνότητας που δίνεται από εμπειρικό νομογράφημα του Hershfield ως συνάρτηση των  $d$  και  $\bar{h}$ . Αυτό το νομογράφημα μπορεί να προσεγγιστεί από την απλή αναλυτική σχέση (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 160):

$$k_m = 20 - 8.6 \ln \left( \frac{\bar{h}}{130} + 1 \right) \left( \frac{24}{d} \right)^{0.4} \quad (d \text{ σε h, } \bar{h} \text{ σε mm}) \quad (5.13)$$

Πλην του νομογραφήματος που δίνει το συντελεστή  $k_m$ , η μέθοδος περιλαμβάνει και άλλα νομογραφήματα που χρησιμοποιούνται για τη διόρθωση της δειγματικής μέσης τιμής και τυπικής απόκλισης, τα οποία επίσης μπορούν να προσεγγιστούν από απλές αναλυτικές σχέσεις (Κουτσογιάννης, 2000).

### 5.3.3 Υδρομετεωρολογική εκτίμηση ΠΜΚ

Ως δεύτερη προσέγγιση στην εκτίμηση της ΠΜΚ χρησιμοποιήθηκε η υδρομετεωρολογική μεθοδολογία που βασίζεται στη αναγωγή καταγραμμένων βροχοπτώσεων με μεγιστοποίηση της διαθέσιμης ατμοσφαιρικής υγρασίας (WMO, 1986). Η μέθοδος χρησιμοποιεί μια σειρά ιστορικών ισχυρών βροχοπτώσεων, τις οποίες ανάγει σε συνθήκες μεγιστοποιημένης ατμοσφαιρικής υγρασίας με βάση τη σχέση

$$h_m = h \frac{W_m}{W} \quad (5.14)$$

όπου  $h$  το καταγραμμένο ύψος βροχής,  $h_m$  το μεγιστοποιημένο ύψος βροχής,  $W$  το ύψος του κατακρημνίσιμου νερού στην ατμόσφαιρα κατά τη διάρκεια της βροχόπτωσης και  $W_m$  το μεγιστοποιημένο ύψος του κατακρημνίσιμου νερού στην ατμόσφαιρα.

Το ύψος του κατακρημνίσιμου νερού ορίζεται ως η συνολική ποσότητα υδρατμών που περιέχεται σε μια κατακόρυφη στήλη αέρα που εκτείνεται από τη στάθμη εδάφους  $z_0$  μέχρι το υψόμετρο της τροπόπαυσης  $z_1$ , εκφρασμένη σε ισοδύναμο ύψος νερού, και εκτιμάται ως:

$$W = \frac{1}{\rho_w} \int_{z_0}^{z_1} \rho_v dz = \frac{1}{\rho_w g} \int_{p_1}^{p_0} q dp \quad (5.15)$$

όπου με  $z$  και  $p$  συμβολίζονται το υψόμετρο και η ατμοσφαιρική πίεση, αντίστοιχα,  $p_0$  και  $p_1$  είναι η ατμοσφαιρική πίεση στις στάθμες  $z_0$  (επιφάνεια εδάφους) και  $z_1$ , αντίστοιχα,  $\rho_v$  και  $\rho_w$  είναι η πυκνότητα των υδρατμών και του νερού σε υγρή μορφή, αντίστοιχα, και  $g$  η επιτάχυνση βαρύτητας. Για τους υπολογισμούς χρειάζονται δεδομένα θερμοκρασίας, πίεσης και σχετικής υγρασίας καθ' ύψος της ατμόσφαιρας, τα οποία αποκτώνται με ραδιοβολίσεις. Βεβαίως, το δίκτυο των θέσεων ραδιοβολίσεων είναι εξαιρετικά αραιό (π.χ. στην Ελλάδα γίνονται ραδιοβολίσεις μόνο σε Αθήνα και Θεσσαλονίκη) και, συνεπώς, η εκτίμηση του κατακρημνίσιμου νερού βασίζεται μόνο σε μετεωρολογικές παρατηρήσεις εδάφους. Για το λόγο αυτό, γίνεται η παραδοχή της κορεσμένης ψευδο-αδιαβατικής ατμόσφαιρας, οπότε είναι δυνατό να εκτιμηθεί θεωρητικά το ύψος του κατακρημνίσιμου νερού συναρτήσει του υψομέτρου αναφοράς και του σημείου δρόσου στην περιοχή που ενδιαφέρει. Για τη διευκόλυνση της εκτίμησης, ο WMO (1986) έχει συντάξει πίνακες, με βάση τις τιμές των οποίων προσαρμόστηκε η σχέση (Κουτσογιάννης, 2000):

$$W = \exp(2.29 + 0.086 T_d - 0.0005 z_0 + 0.0000075 T_d z_0) - 1.82 \quad (5.16)$$

όπου  $T_d$  το σημείο δρόσου στην επιφάνεια σε °C και  $z_0$  το υψόμετρο του εδάφους σε m (το  $W$  υπολογίζεται σε mm).

Το σημείο δρόσου  $T_d$  υπολογίζεται από τις μετρήσεις θερμοκρασίας  $T$  και σχετικής υγρασίας  $U$  με βάση τις σχέσεις

$$e^* = 6.11 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right) \quad (5.17)$$

όπου  $e^*$  η πίεση κορεσμού υδρατμών σε hPa και  $T$  η θερμοκρασία σε °C,

$$e = 6.11 \exp\left(\frac{17.27 T_d}{T_d + 237.3}\right) \quad (5.18)$$

όπου  $e$  η πραγματική πίεση υδρατμών σε hPa και  $T_d$  το σημείο δρόσου σε °C, και

$$U := 100 \times \frac{e}{e^*} \quad (5.19)$$

όπου  $U$  η σχετική υγρασία σε ποσοστό %. Η επίλυση ως προς  $T_d$  δίνει

$$T_d = \frac{237.3 t}{17.27 - t} \quad (5.20)$$

όπου

$$t := \frac{17.27 T}{T + 237.3} + \ln\left(\frac{U}{100}\right) \quad (5.21)$$

Το μεγιστοποιημένο ύψος κατακρημνίσιμου νερού στην ατμόσφαιρα  $W_m$  εκτιμάται από την (5.16) (ή από πίνακες ή, ακόμη, από άλλη παρόμοια σχέση που τυχόν έχει προκύψει από τοπικά δεδομένα), με βάση το μέγιστο σημείο δρόσου που έχει παρατηρηθεί κατά τη διάρκεια πολλών ετών στην περιοχή την υπόψη περίοδο (μήνα ή δεκαπενθήμερο) του έτους (δεδομένου ότι υπάρχει έντονη εποχιακή διακύμανση του σημείου δρόσου). Σύμφωνα με τον WMO (1986, σ. 11) το μέγιστο σημείο δρόσου θα πρέπει να εκτιμηθεί από ιστορικό δείγμα 50 ή περισσότερων ετών· αν το διαθέσιμο δείγμα είναι μικρότερου μεγέθους, τότε συστήνεται

η επέκταση με στατιστικές μεθόδους για περίοδο επαναφοράς της τάξης των 100 ετών. Εξάλλου, η τιμή που χρησιμοποιείται δεν είναι το στιγμιαίο μέγιστο αλλά η μέγιστη τιμή που το σημείο δρόσου υπερβαίνει επί ένα διάστημα 12 h.

Θα πρέπει να σημειωθεί ότι στις ισχυρές καταιγίδες το ύψος βροχής που πραγματοποιείται είναι κατά πολύ μεγαλύτερο από το ύψος του κατακρημνίσιμου νερού. Αυτό συμβαίνει επειδή η κύρια πηγή που συντηρεί μια ισχυρή βροχόπτωση δεν είναι η διαθέσιμη υγρασία σε μια δεδομένη κατακόρυφη στήλη της ατμόσφαιρας (η οποία ουσιαστικά ισοδυναμεί με το ύψος του κατακρημνίσιμου νερού και, άλλωστε δεν είναι φυσικώς δυνατό να υγροποιηθεί εξ ολοκλήρου και να πέσει ως κατακρήμνιση) αλλά η συνεχής τροφοδοσία της περιοχής με νέους υδρατμούς που μεταφέρονται από το πεδίο των ανέμων. Έτσι, ο λόγος:

$$E = \frac{h}{W} \quad (5.22)$$

που ονομάζεται *αποτελεσματικότητα της καταιγίδας* (storm efficiency), είναι κατά κανόνα μεγαλύτερος της μονάδας στις ισχυρές βροχοπτώσεις.

## 5.4 Στοχαστικές προσεγγίσεις

Τόσο η μέθοδος των ομβρίων καμπυλών όσο και αυτή της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης αποσκοπούν στην εκτίμηση μίας και μόνο τιμής του ύψους (ή της έντασης) βροχής, που αντιστοιχεί σε μία ή περισσότερες διάρκειες, και σε συγκεκριμένη πιθανότητα υπέρβασης (ή περίοδο επαναφοράς). Στη συνέχεια, προκειμένου να παραχθεί το υετόγραμμα σχεδιασμού, δηλαδή το υποθετικό επεισόδιο καταιγίδας που αντιστοιχεί στην υπόψη περίοδο επαναφοράς, υιοθετούνται διάφορες εμπειρικές προσεγγίσεις, προκειμένου να τοποθετηθούν χρονικά τα επιμέρους ύψη βροχής. Ωστόσο, τα υετογράμματα που παράγονται κατ' αυτόν τον τρόπο είναι στατιστικά ασυνεπή, καθώς δεν ελέγχεται αν τη ακολουθία των υψών βροχής συνάδει με τη δομή αυτοσυσχέτισης των ιστορικών καταιγίδων. Ομοίως, δεν μπορεί να ελεγχθεί αν, στην περίπτωση που παράγονται σημειακά επεισόδια βροχής σε γειτονικές περιοχές, τα εν λόγω επεισόδια αναπαράγουν τις χωρικές συσχετίσεις των αντίστοιχων ιστορικών δειγμάτων.

Οι στοχαστικές προσεγγίσεις υλοποιούνται σε μοντέλα γέννησης συνθετικών καταιγίδων, τα οποία αναπαράγουν τα στατιστικά χαρακτηριστικά της βροχόπτωσης, σε διάφορες χρονικές κλίμακες. Ορισμένα εξειδικευμένα μοντέλα διατυπώνονται και σε πολυμεταβλητή μορφή, παράγοντας συνθετικές χρονοσειρές βροχόπτωσης που είναι συσχετισμένες όχι μόνο χρονικά αλλά και χωρικά. Εκτός από τις συσχετίσεις στο χώρο και το χρόνο, τα μοντέλα στοχαστικής προσομοίωσης καταιγίδων αναπαράγουν και άλλα σημαντικά στατιστικά χαρακτηριστικά των παρατηρημένων δειγμάτων, όπως οι μέσες τιμές, τυπικές αποκλίσεις και ασυμμετρίες, η πιθανότητα υγρής/ξηρής ημέρας, η συχνότητες των διαστημάτων μεταξύ δύο διαδοχικών επεισοδίων, κτλ.

Η στοχαστική μοντελοποίηση της βροχόπτωσης σε λεπτές χρονικές κλίμακες (ημερήσια ή μικρότερη) παρουσιάζει πολλές ιδιαιτερότητες και δυσκολίες, που κυρίως οφείλονται στον διαλείποντα χαρακτήρα της. Σε τέτοιες κλίμακες, η βροχόπτωση δεν μπορεί να θεωρηθεί ούτε ανέλιξη συνεχών τυχαίων μεταβλητών αλλά ούτε ανέλιξη διακριτών τυχαίων μεταβλητών, και αυτό διότι η περιθώρια κατανομή της βροχόπτωσης ανήκει στην κατηγορία των μικτών τυχαίων μεταβλητών, που είναι εν μέρει διακριτή και εν μέρει συνεχής. Επιπλέον, η γέννηση συνθετικών χρονοσειρών από θετικά ασύμμετρες κατανομές, που να αναπαράγουν μια δεδομένη δομή αυτοσυσχέτισης, είναι εξόχως πιο δύσκολη σε σύγκριση με την παραγωγή

χρονοσειρών από συμμετρικές κατανομές, όπως η κανονική (Παπαλεξίου και Ευστρατιάδης, 2009).

Γενικά, οι προσεγγίσεις μοντελοποίησης της βροχόπτωσης στη βιβλιογραφία διαχωρίζουν τη μοντελοποίηση σε δύο στάδια, όπου πρώτα παράγεται η αλληλουχία των περιόδων ξηρασίας και βροχόπτωσης, ενώ στη συνέχεια παράγονται οι τιμές της βροχόπτωσης, εφόσον βρέχει (Waymire and Gupta, 1981). Η επιλογή του στοχαστικού μοντέλου βασίζεται τόσο στα χαρακτηριστικά του συστήματος που καλείται να προσομοιώσει όσο και στα χαρακτηριστικά που είναι επιθυμητό αυτό να αναπαράγει. Τα γνωστότερα σχήματα γέννησης στοχαστικών καταγίδων είναι το μοντέλο ορθογωνικών παλμών Neyman – Scott, και η βελτιωμένη εκδοχή του, γνωστή ως μοντέλο Bartlett – Lewis.

Εκτενής επισκόπηση των μεθόδων γέννησης συνθετικών καταγίδων στο χώρο και το χρόνο, με εφαρμογή στον υδρολογικό σχεδιασμό, γίνεται από τους Wheater *et al.* (2005).

## 6 Μεθοδολογίες εκτίμησης παροχών σχεδιασμού

### 6.1 Η έννοια της παροχής σχεδιασμού

Στις μελέτες αντιπλημμυρικών έργων, ως *παροχή σχεδιασμού* νοείται μια μέγιστη στιγμιαία τιμή της διερχόμενης παροχής μέσω ενός φυσικού ή τεχνητού αγωγού, που αναφέρεται και ως *παροχή αιχμής*  $Q_p$ .

Η έννοια του μεγίστου έχει στατιστική ερμηνεία, δηλαδή θεωρείται η τιμή της μεταβλητής που αντιστοιχεί σε συγκεκριμένη πιθανότητα υπέρβασης (ή περίοδο επαναφοράς). Συνεπώς, ο καθορισμός της παροχής σχεδιασμού προϋποθέτει την επιλογή μιας αποδεκτής πιθανότητας υπέρβασης (αστοχίας),  $F_1$ , ή της αντίστοιχης περιόδου επαναφοράς,  $T$ . Η επιλογή εξαρτάται από τη σημασία του έργου και τις δυνητικές επιπτώσεις μιας ενδεχόμενης υδρολογικής αστοχίας του (δηλαδή υπέρβασης της τιμής της παροχής αιχμής). Στον Πίνακα 6.1 δίνονται οι περίοδοι επαναφοράς που εφαρμόζονται σε μελέτες αντιπλημμυρικών έργων στην Ελλάδα.

Πίνακας 6.1: Περίοδοι επαναφοράς διαφόρων υδραυλικών έργων (Μαμάσης, 2009).

Τύπος έργου	Κατηγορία	Περίοδος επαναφοράς
Αγωγοί αυτοκινητόδρομων	Μικρής κυκλοφορίας	5 – 10 έτη
	Μεσαίας κυκλοφορίας	10 – 25 έτη
	Μεγάλης κυκλοφορίας	50 – 100 έτη
Γέφυρες αυτοκινητοδρόμων	Δευτερεύον δίκτυο	10 – 50 έτη
	Πρωτεύον δίκτυο	50 – 100 έτη
Αποστράγγιση περιοχών	Αγροτικές εκτάσεις	5 – 50 έτη
	Μικρές πόλεις	2 – 25 έτη
	Μεγάλες πόλεις	25 – 50 έτη
Αεροδρόμια	Μικρής κυκλοφορίας	5 – 10 έτη
	Μεσαίας κυκλοφορίας	10 – 25 έτη
	Μεγάλης κυκλοφορίας	50 – 100 έτη
Αναχώματα	Σε αγροτικές εκτάσεις	2 – 50 έτη
	Σε πόλεις	50 – 200 έτη
Φράγματα χαμηλής επικινδυνότητας	Μικρά	50 – 100 έτη
	Μεσαία	> 100 έτη
	Μεγάλα*	50-100%
Φράγματα μεσαίας επικινδυνότητας	Μικρά	> 100 έτη
	Μεσαία*	50-100%
	Μεγάλα*	100%
Φράγματα υψηλής επικινδυνότητας	Μικρά*	50-100%
	Μεσαία και μεγάλα*	100%

(\*) Η παροχή σχεδιασμού εκτιμάται ως ποσοστό της τιμής που προκύπτει από μεθόδους που βασίζονται στον υπολογισμό της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης ή της μέγιστης πιθανής πλημμύρας.



Η παροχή αιχμής είναι η μοναδική συνιστώσα του υδρολογικού και υδραυλικού σχεδιασμού των μικρής και μεσαίας κλίμακας τεχνικών έργων, όπως δευτερεύοντες και τριτεύοντες αγωγοί αποχέτευσης ομβρίων, οχετοί, οδικές διαβάσεις, κτλ., τα οποία μελετώνται για μικρές περιόδους επαναφοράς, της τάξης των 5 έως 20 ετών. Για την εκτίμηση της παροχής αιχμής εφαρμόζονται απλές προσεγγίσεις, οι οποίες βασίζονται στη χρήση εμπειρικών σχέσεων μετασχηματισμού ενός χαρακτηριστικού μεγέθους της βροχόπτωσης (π.χ. κρίσιμη ένταση βροχής) σε ένα χαρακτηριστικό μέγεθος παροχής. Η πλέον διαδεδομένη είναι η ορθολογική μέθοδος, που εξετάζεται με λεπτομέρεια στο υποκεφάλαιο 6.3.

Στο σχεδιασμό των μεγάλης κλίμακας υδραυλικών έργων, καθώς και σε μελέτες εκτίμησης της πλημμυρικής επικινδυνότητας, εκτός από την παροχή αιχμής, ενδιαφέρει και η πλήρης χρονική εξέλιξη του πλημμυρικού επεισοδίου, η οποία περιγράφεται από το αντίστοιχο πλημμυρογράφημα σχεδιασμού. Η μεθοδολογία εκτίμησης των πλημμυρογραφημάτων είναι, προφανώς, μια πολύ πιο απαιτητική υπολογιστική διαδικασία, που βασίζεται στην εφαρμογή αναλυτικών μοντέλων (εμπειρικών, εννοιολογικών ή φυσικής βάσης) μετασχηματισμού του συνολικού επεισοδίου βροχόπτωσης σε επεισόδιο πλημμυρικής απορροής, όπως περιγράφεται στο Κεφάλαιο 7.

## 6.2 Στατιστικές προσεγγίσεις

Όπως όλα τα υδρολογικά μεγέθη, η παροχή έχει έντονα τυχαίο χαρακτήρα, και κατά συνέπεια η ποσοτική περιγραφή της μπορεί να γίνει μέσω της θεωρίας πιθανοτήτων. Στην περίπτωση αυτή, απαιτείται ο προσδιορισμός της συνάρτησης  $Q(T)$ , όπου  $T = 1 / F_1 = 1 / (1 - F)$  είναι η περίοδος επαναφοράς που καθορίζεται από τον σχεδιασμό,  $F_1$  η πιθανότητα υπέρβασης, και  $F$  η συνάρτηση κατανομής της τυχαίας μεταβλητής  $Q$ .

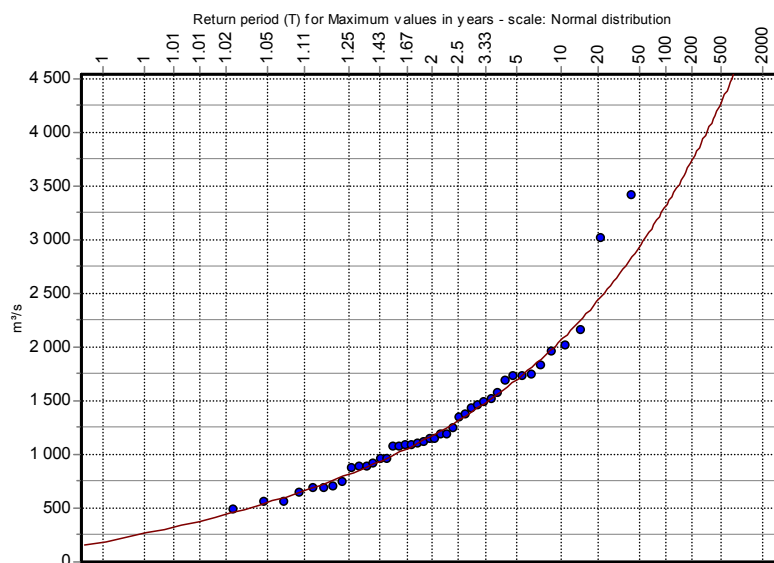
Εξ ορισμού, η στατιστική ανάλυση της παροχής αιχμής  $Q_p$ , γίνεται μέσω μιας συνάρτησης κατανομής μεγίστων, οι παράμετροι της οποίας εκτιμώνται με προσαρμογή της θεωρητικής συνάρτησης κατανομής σε δείγμα μεγίστων παρατηρημένων παροχών που αναφέρονται στη συγκεκριμένη θέση ελέγχου. Στο Κεφάλαιο 4 συνοψίζονται οι τυπικές κατανομές μεγίστων που εφαρμόζονται στην ανάλυση υδρολογικών δειγμάτων (για μια ευρύτερη επισκόπηση των κλασικών τεχνικών στατιστικής ανάλυσης ακραίων παροχών, βλ. Cunnane, 1986). Γενικά, η κατανομή GEV θεωρείται κατάλληλη για την περιγραφή ακραίων πλημμυρικών παροχών, και έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως για συναφείς αναλύσεις σε όλο τον κόσμο (π.χ. Hosking and Wallis, 1996· Katz *et al.*, 2002· Villarini and Smith, 2010). Ιδιαίτερη προσοχή απαιτείται στην περιγραφή της ουράς της κατανομής, η οποία διέπεται από ισχυρή αβεβαιότητα, εφόσον ο σχεδιασμός αναφέρεται σε πολύ μεγάλες περιόδους επαναφοράς (Merz and Blöschl, 2008· Botero and Francés, 2010).

Προφανώς, για να έχει νόημα μια τέτοια διαδικασία θα πρέπει η θέση μέτρησης των παροχών να είναι αντιπροσωπευτική της θέσης σχεδιασμού του έργου, αλλά και το δείγμα παροχών να έχει ικανοποιητικό μήκος, ώστε να μπορεί να περιγράψει με σχετική ακρίβεια τη στατιστική συμπεριφορά των έντονα ακραίων γεγονότων. Οι δύο αυτές προϋποθέσεις είναι εξαιρετικά δύσκολο να ισχύουν, τουλάχιστον στις ελληνικές συνθήκες.

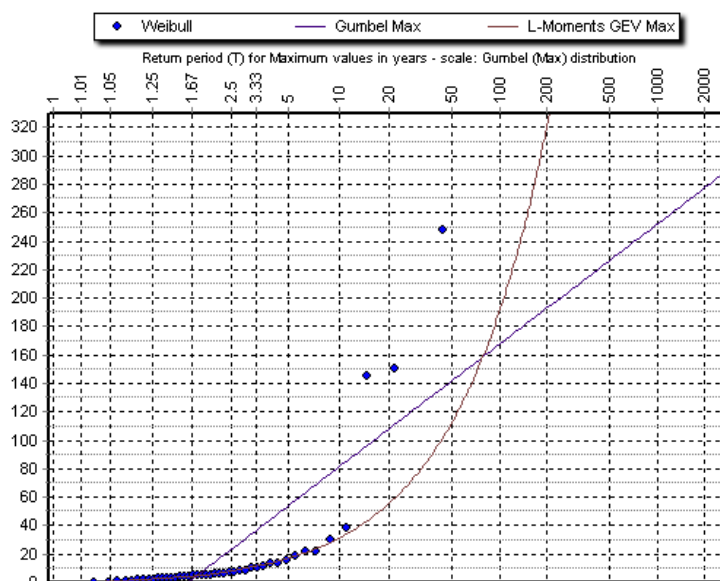
Η προσέγγιση αυτή, παρά τη θεωρητική της υπεροχή συγκριτικά με άλλες μεθόδους που βασίζονται σε εμπειρικές σχέσεις (ή και μοντέλα) βροχής-απορροής, παρουσιάζει αρκετές αδυναμίες. Το κύριο μειονέκτημά της οφείλεται στο γεγονός ότι η χρονοσειρά μεγίστων, που προφανώς αναφέρεται σε παροχές αιχμής από ισχυρά πλημμυρικά επεισόδια, διέπεται από έντονη αβεβαιότητα. Είναι γνωστό ότι τα δείγματα παροχών δεν λαμβάνονται από απευθείας

μετρήσεις, αλλά εκτιμώνται έμμεσα, με βάση μετρήσεις στάθμης και αναγωγή τους μέσω σχέσεων στάθμης-παροχής. Αν εξαιρεθούν οι πρισματικές διατομές, για τις οποίες είναι δυνατή η εφαρμογή αναλυτικών σχέσεων υπολογισμού της παροχής συναρτήσει της στάθμης (ακριβέστερα, του βάθους ροής), όπως η σχέση Manning (με την προϋπόθεση ότι τηρούνται οι γενικές παραδοχές της ομοιόμορφης ροής), στις περισσότερες περιπτώσεις οι σχέσεις που εφαρμόζονται για την εκτίμηση της παροχής συναρτήσει της μετρημένης στάθμης, διέπονται από σημαντικά σφάλματα. Οι σχέσεις αυτές προκύπτουν με στατιστική επεξεργασία ταυτόχρονων μετρήσεων στάθμης και παροχής, όπου προσαρμόζονται κατάλληλα μοντέλα παλινδρόμησης. Μάλιστα, επειδή οι καμπύλες βασίζονται στην προσαρμογή εκθετικών μοντέλων παλινδρόμησης, τα σφάλματα αυξάνουν εκθετικά με την αύξηση της στάθμης. Πολύ συχνά, οι παροχές αιχμής κινούνται εκτός του εύρους τιμών της παλινδρόμησης, σε στάθμες για τις οποίες δύσκολα μπορούν να πραγματοποιηθούν υδρομετρήσεις. Αναγκαστικά λοιπόν, το ανώτερο τμήμα της καμπύλης στάθμης-παροχής κατασκευάζεται με επέκταση της ισχύουσας εξίσωσης παλινδρόμησης, με βάση παραδοχές που αυξάνουν ακόμα περισσότερο την αβεβαιότητα των εκτιμήσεων. Κατά συνέπεια, η όποια προσέγγιση βασίζεται στη στατιστική ανάλυση των παροχών αιχμής είναι ιδιαίτερα επισφαλής.

Στα Σχήματα 6.1 και 6.2 απεικονίζονται οι δύο παραδείγματα προσαρμογής κατανομών σε δείγματα μέγιστων ετήσιων παροχών. Στο Σχήμα 6.1 αναφέρεται στο δείγμα των μέγιστων ετήσιων μέσων ημερήσιων παροχών του Αχελώου, ανάντη του φράγματος Κρεμαστών. Η χρονοσειρά των μέσων ημερήσιων παροχών, από την οποία έχουν ληφθεί τα ετήσια μέγιστα, έχει υπολογιστεί με βάση το ημερήσιο υδατικό ισοζύγιο του ταμιευτήρα, και καλύπτει μια περίοδο 50 ετών (Κουτσογιάννης κ.ά., 2009). Αν και στο δείγμα φαίνεται να προσαρμόζεται με πολύ ικανοποιητική ακρίβεια η κατανομή GEV, οι θεωρητικές περίοδοι επαναφοράς που αντιστοιχούν στις δύο ακραίες τιμές του είναι σημαντικά υπερεκτιμημένες, σε σχέση με τις εμπειρικές. Επισημαίνεται ότι η συγκεκριμένη μεταβλητή αντιπροσωπεύει μέσες παροχές, οι οποίες υπολογίζονται με μια σχετικά ακριβή μέθοδο, και όχι σε στιγμιαίες, όπου εισέρχεται η έντονη αβεβαιότητα της σχέσης στάθμης-παροχής. Επιπλέον, αναφέρονται σε ένα μεγάλο ποτάμι, τον Αχελώο, στο οποίο η μεταβλητότητα της παροχής είναι (και λόγω της ημερήσιας χρονικής κλίμακας) σχετικά εξομαλυμένη.



Σχήμα 6.1: Παράδειγμα προσαρμογής της κατανομής γενικής ακραίων τιμών (GEV) στο δείγμα των μέγιστων ετήσιων μέσων ημερήσιων παροχών του Αχελώου, ανάντη του φράγματος Κρεμαστών.



Σχήμα 6.2: Παράδειγμα προσαρμογής των κατανομών Gumbel και GEV στο δείγμα των μέγιστων ετήσιων παροχών αιχμής στη λεκάνη απορροής του ποταμού Περιστεριώνα στην Κύπρο (Πηγή: Galiouna *et al.*, 2010).

Στο Σχήμα 6.2 απεικονίζεται, σε χαρτί Gumbel, η προσαρμογή των κατανομών Gumbel και GEV στο δείγμα των μέγιστων ετήσιων παροχών αιχμής στη λεκάνη απορροής Περιστεριώνα στην Κύπρο, μήκους 45 ετών<sup>1</sup> (Galiouna *et al.*, 2010). Σε αντίθεση με τις «εξομαλυμένες» και σχετικά ακριβείς μέσες ημερήσιες παροχές του Αχελώου, η μεταβλητή του συγκεκριμένου παραδείγματος αναφέρεται σε στιγμιαίες παροχές, και μάλιστα ενός ποταμού διαλείπουσας ροής σε ημιάνυδρο κλιματικό καθεστώς, οι ακραίες τιμές των οποίων διέπονται από πολύ πιο έντονη αβεβαιότητα. Η αβεβαιότητα αυτή εξηγείται, εν μέρει, και από την αβεβαιότητα της εκτίμησης της παροχής από τη σχέση στάθμης-παροχής που έχει χρησιμοποιηθεί. Από το διάγραμμα είναι φανερή η ακαταλληλότητα της κατανομής Gumbel για την στατιστική περιγραφή όλου του εύρους τιμών των παρατηρημένων παροχών αιχμής, αλλά και η έντονη απόκλιση της θεωρητικής καμπύλης GEV από τις τρεις υψηλότερες τιμές του δείγματος, δηλαδή την ουρά της κατανομής.

## 6.3 Ορθολογική μέθοδος

### 6.3.1 Μαθηματική διατύπωση και παραδοχές

Η ορθολογική μέθοδος, παρά την παλαιότητά της (προτάθηκε το 1850 από τον Ιρλανδό μηχανικό Thomas Mulvaney), αποτελεί το πλέον διαδεδομένο εργαλείο εκτίμησης της παροχής σχεδιασμού μικρής και μεσαίας κλίμακας αντιπλημμυρικών έργων, όπως αστικά δίκτυα ομβρίων, και τυγχάνει ευρύτατης εφαρμογής στην Ελλάδα.

Η μέθοδος εξετάζει χωριστά την επίδραση: (α) της επιφάνειας που αποχετεύεται, η οποία προκύπτει από χάρτες, (β) της έντασης βροχής, που προκύπτει μετά από στατιστική ανάλυση βροχογραφικών δεδομένων στην περιοχή μελέτης, και κατάρτιση όμβριων καμπυλών και (γ)

<sup>1</sup> Η λεκάνη αυτή αποτελεί μία από τις έξι επιλεγθείσες πιλοτικές περιοχές της Κύπρου που διαθέτουν ιστορικά δεδομένα πλημμυρικών παροχών, και θα χρησιμοποιηθούν στα πλαίσια του ερευνητικού έργου «Δευκαλίων».

μιας σειράς άλλων τοπογραφικών, φυσιογραφικών και πολεοδομικών μεγεθών, που περιγράφονται από μια μοναδική παράμετρο, το συντελεστή απορροής. Ο μετασχηματισμός της βροχής σε απορροή γίνεται μέσω της απλής σχέσης:

$$Q_p = C i A \quad (6.1)$$

όπου  $Q_p$  η παροχή αιχμής της πλημμύρας,  $C$  ο αδιάστατος συντελεστής απορροής,  $i$  η μέση (χρονικά και χωρικά) ένταση βροχής, και  $A$  η έκταση της λεκάνης απορροής (ή, γενικότερα, της επιφάνειας που αποχετεύεται). Η εξίσωση (6.1) είναι διαστατικά ομογενής. Αν η ένταση της βροχής δίνεται σε mm/h και η αποχετευόμενη επιφάνεια σε km<sup>2</sup>, τότε για να εκφραστεί η παροχή σε m<sup>3</sup>/s, η σχέση (6.1) πρέπει να διαιρεθεί με 3.6 (= 1000 / 3600).

Η εφαρμογή της μεθόδου βασίζεται στις εξής υποθέσεις:

- Η περίοδος επαναφοράς της παροχής είναι ίση με την περίοδο επαναφοράς της βροχής.
- Η χρονική κλίμακα για την οποία υπολογίζεται η ένταση βροχής θεωρείται ότι ταυτίζεται με τη διάρκεια της κρίσιμης βροχής και είναι ίση με το χρόνο συγκέντρωσης της.

Επισημαίνεται ότι η ορθολογική μέθοδος είναι κατάλληλη μόνο για μικρές λεκάνες απορροής και μόνο για την εκτίμηση της μέγιστης παροχής που αναμένεται να πραγματοποιηθεί κάτω από πολύ συγκεκριμένες συνθήκες βροχόπτωσης, τις συνθήκες σχεδιασμού. Για μεγάλες λεκάνες, καθώς και σε μελέτες όπου ενδιαφέρει η παρακολούθηση της χρονικής εξέλιξης της πλημμυρικής παροχής, η μέθοδος είναι προφανώς μη εφαρμόσιμη. Το κενό αυτό καλύπτουν άλλες πιο σύγχρονες προσεγγίσεις, κατάλληλες όχι μόνο για την εκτίμηση μιας μεμονωμένης τιμής σχεδιασμού, αλλά και για την υδρολογική προσομοίωση μιας λεκάνης (ή ενός τεχνητού δικτύου) κάτω από οποιεσδήποτε συνθήκες βροχόπτωσης. Οι μέθοδοι αυτές περιγράφουν αναλυτικά τη διεργασία μετατροπής της βροχόπτωσης σε απορροή, παίρνοντας υπόψη όλες τις φυσικές μεταβλητές που συνδέονται με αυτή (κατακράτηση, διήθηση κτλ.), καθώς και τα φαινόμενα διόδευσης που παρατηρούνται είτε κατά τη διαδρομή της ροής στο υδρογραφικό δίκτυο ή στους αγωγούς του δικτύου ομβρίων, είτε κατά τη διέλευση μέσω αναρρυθμιστικών έργων, όπως ταμιευτήρες και δεξαμενές ανάσχεσης.

### 6.3.2 Υπολογισμός κρίσιμης έντασης βροχής

Συμβατικά, η *κρίσιμη ένταση βροχής* υπολογίζεται από τις όμβριες καμπύλες  $i(d, T)$  της περιοχής μελέτης, αφού επιλεγεί η περίοδος επαναφοράς  $T$  και καθοριστεί η διάρκεια βροχής  $d$ . Όπως αναφέρθηκε παραπάνω, στην εφαρμογή της ορθολογικής μεθόδου η χρονική κλίμακα υπολογισμού και η διάρκεια της βροχής θεωρούνται ότι ταυτίζονται και είναι ίσες με το χρόνο συγκέντρωσης της λεκάνης, μέχρι τη θέση ελέγχου της παροχής. Υπενθυμίζεται ότι ο χρόνος συγκέντρωσης αποτελεί χαρακτηριστικό μέγεθος της λεκάνης, και είναι ίσος με τη διάρκεια που χρειάζεται για να φτάσει μια σταγόνα βροχής από το πιο απομακρυσμένο σημείο της λεκάνης στην θέση υπολογισμού της παροχής (βλ. 3.3).

Η παραδοχή ισότητας της διάρκειας βροχής με το χρόνο συγκέντρωσης βασίζεται στους εξής απλούς (αλλά όχι αυστηρούς) συλλογισμούς: Για σταθερή, χωρικά και χρονικά, ένταση βροχόπτωσης, είναι προφανές ότι η απορροή φτάνει στο μέγιστο ρυθμό της, όταν η διάρκεια της βροχής είναι τουλάχιστον ίση με το χρόνο συγκέντρωσης, οπότε συμβάλλουν όλα τα τμήματα της λεκάνης στην παραγωγή απορροής. Όμως, για δεδομένη περίοδο επαναφοράς, η ένταση της βροχής είναι φθίνουσα συνάρτηση της χρονικής κλίμακας (που, κατά παραδοχή, ταυτίζεται με τη διάρκεια βροχής). Κατά συνέπεια, αν θεωρηθεί μεγαλύτερη διάρκεια βροχής σε σχέση με το χρόνο συγκέντρωσης, η έντασή της, και συνακόλουθα η απορροή θα είναι

μικρότερη. Έτσι, μπορεί να θεωρηθεί ότι ο μέγιστος ρυθμός απορροής, για δεδομένη περίοδο επαναφοράς, πραγματοποιείται όταν η διάρκεια βροχής είναι ίση με το χρόνο συγκέντρωσης.

### 6.3.3 Εκτίμηση συντελεστή απορροής

Ο *συντελεστής απορροής* είναι το μέγεθος που παρουσιάζει την πιο μεγάλη αβεβαιότητα στην εκτίμησή του, καθώς σε αυτόν ενσωματώνονται όλες οι ασάφειες που προκύπτουν από τις υπεραπλουστεύσεις της ορθολογικής μεθόδου.

Στην πραγματικότητα, ο συντελεστής απορροής δεν είναι σταθερός, όπως υπονοεί η εφαρμογή της μεθόδου, αλλά παρουσιάζει έντονες μεταβολές, ακόμα και στην ίδια λεκάνη απορροής, αφού επηρεάζεται από τη χρονική κατανομή της βροχόπτωσης, από τη χρονική απόσταση από την προηγούμενη βροχόπτωση αλλά και από άλλες μετεωρολογικές και φυσιογραφικές παραμέτρους.

Στις συνήθειες μελέτες αντιπλημμυρικών έργων χρησιμοποιούνται τυποποιημένες μέσες τιμές συντελεστών απορροής, ανεξάρτητες της διάρκειας βροχής και των άλλων συνθηκών, που ορίζονται από τις προδιαγραφές (βλ. 3.2.2). Διευκρινίζεται ότι οι τιμές αυτές δεν είναι γενικής εφαρμογής αλλά αναφέρονται σε συγκεκριμένη τάξη μεγέθους της περιόδου επαναφοράς του πλημμυρικού φαινομένου, π.χ.  $T = 5$  έως  $10$  έτη, προκειμένου για δίκτυα αποχέτευσης. Για μεγαλύτερες περιόδους επαναφοράς, είναι εύλογο ότι ο συντελεστής απορροής αυξάνεται (καθώς μειώνονται τα υδρολογικά ελλείμματα), αλλά γενικά, για μεγάλες περιόδους επαναφοράς η ορθολογική μέθοδος δεν είναι ακριβής και πρέπει να αποφεύγεται η χρήση της.

## 6.4 Άλλες εμπειρικές σχέσεις

Πρόκειται για απλές σχέσεις που συνδέουν γεωμορφολογικά και υδρολογικά χαρακτηριστικά της λεκάνης με την παροχή αιχμής. Η πλέον διαδεδομένη στον ελληνικό χώρο είναι η μέθοδος Fuller (1914), η οποία εφαρμόζεται κυρίως σε μελέτες οδικών έργων, προκειμένου να δοθεί μια γρήγορη αρχική εκτίμηση της παροχής αιχμής στα σημεία διασταύρωσης του οδικού δικτύου με υδατορεύματα (Daniil *et al.*, 2008). Η σχέση υπολογισμού είναι:

$$Q_p = Q_1 (1 + 0.8 \log T) (1 + 2.66 / A^{0.30}) \quad (6.1)$$

όπου  $Q_p$  η παροχή αιχμής σε  $m^3/s$ ,  $Q_1$  η μέση παροχή αιχμής σε  $m^3/s$ , δηλαδή η παροχή του πλημμυρικού επεισοδίου περιόδου επαναφοράς ενός έτους,  $T$  η περίοδος επαναφοράς της μελέτης, και  $A$  η έκταση της λεκάνης σε  $km^2$ .

Εφόσον υπάρχουν μετρήσεις μέγιστων παροχών, η παροχή  $Q_1$  εκτιμάται ως η μέση τιμή του δείγματος, διαφορετικά εκτιμάται από τη σχέση:

$$Q_1 = 1.80 A^{0.80} \quad (6.2)$$

## 7 Μεθοδολογίες εκτίμησης πλημμυρών σχεδιασμού

---

### 7.1 Γενική υπολογιστική διαδικασία

Σε αρκετές περιπτώσεις, ζητούμενο μιας υδρολογικής μελέτης πλημμυρών είναι το πλήρες υδρογράφημα σχεδιασμού, και όχι αποκλειστικά η παροχή αιχμής του. Για παράδειγμα, για τον σχεδιασμό έργων ανάσχεσης ή αποθήκευσης της πλημμύρας, καθώς και για την εκτίμηση των δυνητικών επιπτώσεων μιας πλημμύρας, ενδιαφέρει η χωροχρονική διαίτα της απορροής, δηλαδή η χρονική εξέλιξη του φαινομένου, σε μάλιστα σε πολλαπλές θέσεις ενδιαφέροντος.

Εξάλλου, σε μεσαίας και μεγάλης κλίμακας λεκάνες απορροής, οι οποίες χαρακτηρίζονται από έντονη ετερογένεια και μεγάλους χρόνους συγκέντρωσης, της τάξης των αρκετών ωρών ή ακόμα και ημερών, δεν ενδείκνυται η εφαρμογή υπεραπλουστευμένων μεθόδων, όπως η ορθολογική. Καταρχήν, η υπόθεση μιας χωρικά ομοιόμορφης βροχόπτωσης, διάρκειας ίσης τουλάχιστον με το χρόνο συγκέντρωσης και σταθερής έντασης, είναι μη ρεαλιστική. Ομοίως μη ρεαλιστική είναι η υιοθέτηση ενός μέσου συντελεστή απορροής, αντιπροσωπευτικού των έντονα ετερογενών φυσιογραφικών χαρακτηριστικών της λεκάνης, μέσω του οποίου γίνεται ο διαχωρισμός της ενεργού βροχόπτωσης από την ολική.

Σε μεσαίας και μεγάλης κλίμακας λεκάνες, είθισται ο διαχωρισμός τους σε υπολεκάνες, στην έξοδο κάθε μίας παράγεται ένα πλημμυρογράφημα σχεδιασμού. Η διαδικασία αυτή είναι γνωστή και ως *υδρολογική προσομοίωση*. Ακολούθως, τα υδρογραφήματα διοδεύονται κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου, με την εφαρμογή μοντέλων *υδραυλικής προσομοίωσης*. Τα μοντέλα αυτά εξετάζονται στο Κεφάλαιο 8.

Το παρόν κεφάλαιο εστιάζει στις μεθοδολογίες υδρολογικής προσομοίωσης, που αποσκοπούν στην παραγωγή των υδρογραφημάτων σχεδιασμού. Η γενική υπολογιστική διαδικασία τους περιλαμβάνει τα ακόλουθα στάδια:

Αρχικά, παράγεται το υετογράφημα σχεδιασμού, ή, γενικότερα, η χρονοσειρά βροχόπτωσης, η οποία αποτελεί είσοδο του υδρολογικού μοντέλου που εφαρμόζεται, στη συνέχεια, για τον μετασχηματισμό της βροχόπτωσης σε πλημμυρική απορροή. Στην πράξη, λαμβάνεται ένα και μόνο υετογράφημα σχεδιασμού για τη ζητούμενη περίοδο επαναφοράς, το οποίο θεωρείται ως το πλέον δυσμενές, για τη συγκεκριμένη πιθανότητα υπέρβασης. Συνήθως, το σχήμα του υετογραφήματος, που περιγράφει τη χρονική κατανομή της βροχόπτωσης, προσδιορίζεται εμπειρικά, δηλαδή από τον ίδιο το μελετητή, με βάση ορισμένες παραδοχές. Σπανιότερα, υιοθετείται η πληρέστερη προσέγγιση, που είναι η στοχαστική, σύμφωνα με την οποία παράγεται ένα πλήθος συνθετικών χρονοσειρών βροχόπτωσης, που είναι στατιστικά συνεπείς με τις αντίστοιχες ιστορικές στην περιοχή μελέτης.

Το επόμενο στάδιο αναφέρεται στον μετασχηματισμό της βροχόπτωσης σε απορροή. Η τυπική μεθοδολογία που εφαρμόζεται στις περισσότερες μελέτες πλημμυρών περιλαμβάνει αρχικά τον διαχωρισμό των υδρολογικών ελλειμμάτων από το συνολικό υετογράφημα, και ακολούθως τον μετασχηματισμό της ενεργού βροχόπτωσης σε πλημμυρική απορροή, με μοντέλα τύπου μοναδιαίου υδρογραφήματος. Το πλεονέκτημα αυτής της προσέγγισης είναι η απλότητά τους και οι ελάχιστες απαιτήσεις σε δεδομένα που βασίζονται σε μετρήσεις πεδίου ή παραμέτρους που απαιτούν βαθμονόμηση. Λιγότερο συχνή είναι η χρήση εννοιολογικών ή

φυσικής βάσης μοντέλων, που αναπαριστούν τις βασικές υδρολογικές διεργασίες και τους μηχανισμούς της πλημμύρας, αλλά απαιτούν μεγάλο όγκο πληροφορίας (μεταξύ των οποίων και ιστορικά δείγματα βροχοπτώσεων και πλημμυρικών παροχών), ώστε να περιγράψουν, έστω και μακροσκοπικά, τις εν λόγω διεργασίες. Επιπλέον, τα υδρολογικά αυτά μοντέλα, εφόσον πραγματοποιούν προσομοίωση σε συνεχή χρόνο και όχι στην χρονική κλίμακα του μεμονωμένου πλημμυρικού γεγονότος, πρέπει να τροφοδοτηθούν με συνθετικές χρονοσειρές βροχόπτωσης λεπτής χρονικής διακριτότητας (π.χ. ωριαίες) και πολύ μεγάλου μήκους, ώστε να μπορούν να αποτυπωθούν με ικανοποιητική ακρίβεια τις παροχές που αναφέρονται σε ακραίες περιόδους επαναφοράς. Γενικά, οι προσεγγίσεις που βασίζονται στη χρήση μοντέλων στοχαστικής προσομοίωσης, παρά τα θεωρητικά τους πλεονεκτήματα, δεν έχουν δοκιμαστεί επιχειρησιακά, καθώς θεωρούνται υπέρ του δέοντος εξειδικευμένα.

## 7.2 Καταιγίδα σχεδιασμού

Η βασικότερη παραδοχή στην κατάρτιση της καταιγίδας σχεδιασμού μιας λεκάνης αφορά στη χρονική κατανομή του συνολικού ύψους βροχής. Στην πράξη χρησιμοποιούνται διάφορες απλοποιημένες μέθοδοι, μια κατάταξη των οποίων δίνεται από τον Koutsoyiannis (1994), όπου εισάγεται και μια συνθετότερη στοχαστική μέθοδος. Από τις απλοποιημένες μεθόδους της πράξης θεωρούνται ως πλεονεκτικότερες αυτές της δυσμενέστερης διάταξης του υετογραφήματος σχεδιασμού (ή worst profile· U.S. Department of the Interior, 1977, σ. 817· Koutsoyiannis, 1994) και η συναφής μέθοδος των εναλλασσόμενων μπλοκ (alternating block method· Sutcliffe, 1978, σ. 31-35, Chow *et al.*, 1988, σ. 466).

Με τις μεθόδους αυτές προσδιορίζονται τα τμηματικά ύψη βροχής των επιμέρους διαρκειών με βάση την καμπύλη ύψους – διάρκειας βροχής (όμβρια καμπύλη) της υπό μελέτη λεκάνης, που αντιστοιχεί στην περίοδο επαναφοράς μελέτης. Τα τμηματικά ύψη βροχής διατάσσονται στη συνέχεια με τρόπο ώστε να προκύπτει ένας ρεαλιστικός και ταυτόχρονα αρκετά δυσμενής συνδυασμός, στην περίπτωση της μεθόδου των εναλλασσόμενων μπλοκ, ή ο δυσμενέστερος δυνατός συνδυασμός, δηλαδή αυτός που προκαλεί τη δυσμενέστερη αιχμή της παραγόμενης πλημμύρας, στην περίπτωση της μεθόδου της δυσμενέστερης διάταξης.

Οι μέθοδοι αυτές παρουσιάζουν σοβαρά πλεονεκτήματα έναντι άλλων συνήθων μεθόδων της πράξης (π.χ., αδιάστατων αθροιστικών καμπυλών). Πρώτον, βασίζονται αποκλειστικά σε δεδομένα που έχουν μετρηθεί στην περιοχή μελέτης (όμβριες καμπύλες) και όχι σε διαγράμματα της βιβλιογραφίας. Δεύτερον, οδηγούν σε ένα μοναδικό υετογράφημα σχεδιασμού, χωρίς να απαιτείται καμιά πρόσθετη παραδοχή. Τρίτον, έχει δειχτεί μέσω σύγκρισης με πληρέστερα στοχαστικά μοντέλα (Koutsoyiannis, 1994) ότι τα αποτελέσματά τους είναι σαφώς πιο εύλογα και συνεπή, σε σχέση με αυτά της μεθόδου των αδιάστατων αθροιστικών καμπυλών.

Βασική παραδοχή και των δύο μεθόδων είναι ότι, σε κάθε επιμέρους διάρκεια, το προκύπτον ύψος βροχής έχει την ίδια περίοδο επαναφοράς με το τελικό (συνολικό) ύψος βροχής. Βεβαίως, η παραδοχή αυτή δεν είναι ρεαλιστική, πράγμα που αποτελεί και το σημαντικότερο μειονέκτημα των δύο μεθόδων. Στη μέθοδο των εναλλασσόμενων μπλοκ, τα τμηματικά ύψη βροχής διατάσσονται σε χρονική ακολουθία με το μέγιστο στο μέσο της επιλεγμένης συνολικής διάρκειας βροχής και τα υπόλοιπα σε φθίνουσα σειρά εναλλακτικά αριστερά και δεξιά από το κεντρικό μπλοκ. Στη μέθοδο της δυσμενέστερης διάταξης το υετογράφημα σχεδιασμού προκύπτει με την εξής μεθοδολογία: Τα τμηματικά ύψη βροχής διατάσσονται σε χρονική αντιστοιχία με τις τεταγμένες του μοναδιαίου υδρογραφήματος σε τρόπο ώστε το μέγιστο ύψος βροχής να είναι απέναντι από τη μέγιστη τεταγμένη του μοναδιαίου

υδρογραφήματος, το αμέσως μικρότερο απέναντι από την αμέσως μικρότερη τεταγμένη, κοκ. Η διάταξη αυτή στη συνέχεια αντιστρέφεται και έτσι προκύπτει το τελικό υετογράφημα. Αποδεικνύεται θεωρητικά ότι η τεχνική αυτή πράγματι δίνει τη μέγιστη παροχή αιχμής, όταν συνδυαστεί με το μοναδιαίο υδρογράφημα.

Όταν υιοθετείται μία από αυτές τις μεθόδους κατάρτισης της καταιγίδας σχεδιασμού, η διάρκεια βροχής θεωρείται σημαντικό πολλαπλάσιο (αρκετά μεγαλύτερο του διπλάσιου) του χρόνου υστέρησης της λεκάνης. Για περιόδους επαναφοράς της τάξης των 50 και 100 ετών, θεωρούνται πιο εύλογα τα αποτελέσματα της μεθόδου των εναλλασσόμενων μπλοκ. Αντίστοιχα, για περιόδους επαναφοράς 1000 ετών ή μεγαλύτερες, ή για την πιθανή μέγιστη καταιγίδα (π.χ., για το σχεδιασμό υπερχειλιστή φράγματος), κρίνεται επιτακτικότερη η εφαρμογή της μεθόδου της δυσμενέστερης διάταξης.

### 7.3 Εκτίμηση ελλειμμάτων

#### 7.3.1 Τοποθέτηση του προβλήματος

Ο μετασχηματισμός της βροχόπτωσης σχεδιασμού σε πλημμυρική απορροή προϋποθέτει την εκτίμηση των υδρολογικών ελλειμμάτων, δηλαδή του τμήματος της βροχής που αρχικά κατακρατείται στο έδαφος και τη βλάστηση και, στη συνέχεια, είτε εξατμίζεται είτε διηθείται. Γνωρίζοντας τη χρονική εξέλιξη του επεισοδίου βροχής (υετόγραμμα σχεδιασμού) και τα συνολικά ελλείμματα, μπορεί να προσδιοριστεί το τμήμα της ολικής βροχόπτωσης που μετατρέπεται σε απορροή, το οποίο είναι γνωστό ως *ενεργός βροχόπτωση* (effective rainfall) ή *πλεόνασμα βροχόπτωσης* (rainfall excess).

Γενικά, υπάρχουν δύο τεχνικές αντιμετώπισης του προβλήματος. Η αναλυτική προσέγγιση βασίζεται στη χρήση μοντέλων προσομοίωσης, τα οποία αναπαριστούν τις κύριες υδρολογικές διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στη διάρκεια της πλημμύρας, διαχωρίζοντας τις επιμέρους συνιστώσες του υδρολογικού κύκλου. Συνοπτική επισκόπηση των μοντέλων αυτών γίνεται στο υποκεφάλαιο 7.5. Μειονέκτημα των υδρολογικών μοντέλων είναι η πολυπλοκότητά τους και η ανάγκη βαθμονόμησης των παραμέτρων τους με βάση ιστορικά δεδομένα πλημμυρικών ροών. Για τον λόγο αυτό, στις συνήθεις εφαρμογές μηχανικού, που κατά κανόνα αναφέρονται σε μη εξοπλισμένες λεκάνες, προτιμώνται οι ημιεμπειρικές προσεγγίσεις, στις οποίες χρησιμοποιούνται απλές σχέσεις για την συνολική εκτίμηση της ενεργού βροχόπτωσης. Οι γνωστότερες είναι η μέθοδος του δείκτη  $\varphi$  και η μέθοδος SCS- CN.

#### 7.3.2 Η μέθοδος του δείκτη $\varphi$

Μια απλή προσέγγιση για τον προσδιορισμό των ολικών ελλειμμάτων  $i_a$  και, συνακόλουθα, της ενεργού βροχής  $i_e$ , αποτελεί η μέθοδος του δείκτη  $\varphi$ , ο οποίος έχει μονάδες ίδιες με αυτές της έντασης βροχής,  $i$ . Σύμφωνα με αυτή, τα υδρολογικά ελλείμματα  $i_a$  πραγματοποιούνται με ρυθμό χρονικά σταθερό, μεγέθους  $\varphi$ . Αν η ένταση της βροχής γίνει  $i < \varphi$ , τότε τα ελλείμματα πραγματοποιούνται με ρυθμό ίσο με  $i$ , δηλαδή:

$$i_a = \min(\varphi, i) \quad (7.1)$$

$$i_e = \max(i - \varphi, 0) \quad (7.2)$$

Συνεπώς, αν είναι γνωστό το πραγματικό (ακαθάριστο) υετογράφημα  $i(t)$  και ο δείκτης  $\varphi$ , τότε μπορεί να προσδιοριστεί άμεσα το ενεργό υετογράφημα  $i_e(t)$ . Ο υπολογισμός του δείκτη  $\varphi$  γίνεται με βάση μετρημένα επεισόδια βροχόπτωσης και απορροής. Όπως είναι προφανές, η τιμή του δεν είναι η ίδια για όλα τα επεισόδια αλλά μεταβάλλεται σημαντικά συναρτήσει



πολλών παραμέτρων της λεκάνης απορροής, γεγονός που περιορίζει ιδιαίτερα την αξιοπιστία της μεθόδου (Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 266).

Στην πραγματικότητα ο ρυθμός ελλειμμάτων δεν είναι χρονικά σταθερός αλλά έχει φθίνουσα πορεία. Επιπλέον, τόσο η κατακράτηση όσο και η διήθηση παρουσιάζουν ένα αρχικό στάδιο όπου το ύψος τους ταυτίζεται με τη βροχόπτωση, πράγμα που γενικά δεν περιγράφεται από τη μέθοδο του δείκτη  $\varphi$ . Για την αντιμετώπιση αυτού του τελευταίου μειονεκτήματος έχει αναπτυχθεί μια παραλλαγή της μεθόδου, η μέθοδος του δείκτη  $\varphi$  με αρχικό έλλειμμα, σύμφωνα με την οποία ένα αρχικό ύψος βροχής  $h_{a0}$ , ανεξάρτητα από την ένταση, αποτελεί έλλειμμα, ενώ στη συνέχεια η εξέλιξη του ελλείμματος ακολουθεί την εξίσωση (7.1).

### 7.3.3 Η μέθοδος SCS-CN

Η μέθοδος SCS-CN, η οποία αναπτύχθηκε από την Soil Conservation Service (1972) και είναι από τις πλέον διαδεδομένες παγκοσμίως, περιγράφει τη χρονική εξέλιξη των ελλειμμάτων, εφαρμόζοντας μια απλή αλλά ρεαλιστική εννοιολογική διαδικασία, όπως φαίνεται στο Σχήμα 7.1. Η μέθοδος βασίζεται στις ακόλουθες παραδοχές (U.S. Department of the Interior, 1977· βλ. και Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 274-278):

- Για ένα αρχικό διάστημα  $t_{a0}$ , όλη η ποσότητα της βροχόπτωσης  $h_{a0}$  μετατρέπεται εξ ολοκλήρου σε έλλειμμα (αρχικό έλλειμμα), χωρίς να δίνει καθόλου ενεργή βροχόπτωση. Κατά συνέπεια, μετά το χρόνο  $t_{a0}$ , το μέγιστο ενεργό ύψος βροχής  $h_e$  δεν μπορεί να υπερβεί το δυνητικό μέγεθος  $h - h_{a0}$ , όπου  $h$  το ολικό ύψος βροχής.
- Το επιπλέον, πέραν του αρχικού  $h_{a0}$ , ελλειμματικό ύψος κατά τη διάρκεια μιας μεγάλης βροχόπτωσης δεν μπορεί να ξεπεράσει μια μέγιστη τιμή  $S$ , η οποία καλείται *μέγιστη δυνητική κατακράτηση* (potential maximum retention).
- Σε κάθε χρονική στιγμή  $t > t_{a0}$ , οι λόγοι του ενεργού (καθαρού) ύψους βροχής  $h_e$  και του ελλειμματικού μείον το αρχικό έλλειμμα ( $h_a - h_{a0}$ ), προς τα αντίστοιχα δυνητικά μεγέθη ( $h - h_{a0}$  και  $S$ , αντίστοιχα), είναι ίσοι.

Βάσει των παραπάνω παραδοχών, προκύπτει η ακόλουθη εμπειρική σχέση:

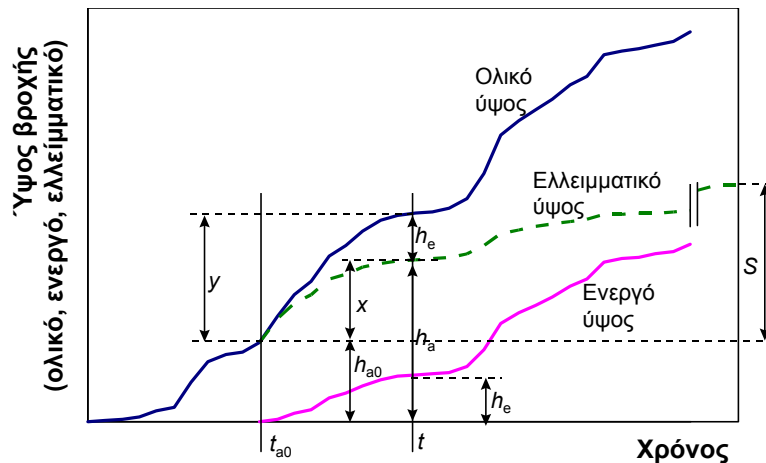
$$h_e = \begin{cases} 0 & h \leq h_{a0} \\ \frac{(h - h_{a0})^2}{h - h_{a0} + S} & h > h_{a0} \end{cases} \quad (7.3)$$

Στη βιβλιογραφία, συστήνεται η επιπλέον παραδοχή ότι  $h_{a0} = 0.2 S$ , που έχει προκύψει από δεδομένα παρατηρήσεων<sup>1</sup>. Με την υπόθεση αυτή, η μέθοδος χρησιμοποιεί τελικώς μία μόνο παράμετρο, τη μέγιστη δυνητική κατακράτηση  $S$ , οπότε η (7.3) τελικώς γράφεται:

$$h_e = \begin{cases} 0 & h \leq 0.2 S \\ \frac{(h - 0.2 S)^2}{h + 0.8 S} & h > 0.2 S \end{cases} \quad (7.4)$$

Η σχέση (7.4) μπορεί να εφαρμοστεί όχι μόνο για το τελικό ύψος βροχής της καταιγίδας αλλά και για ενδιάμεσες τιμές του, οπότε προκύπτει η χρονική εξέλιξη του φαινομένου. Το τελικό ύψος των ελλειμμάτων μπορεί να φτάσει ασυμπτωτικά (ήτοι για βροχόπτωση πολύ μεγάλου ύψους) την τιμή  $1.2 S$ .

<sup>1</sup> Όπως κατέδειξαν οι Baltas *et al.* (2007) και ακόμα πιο πρόσφατα η Μαθιουδάκη (2012), με βάση δεδομένα πλημμυρικών παροχών στη λεκάνη της Ραφήνας, η γενική αυτή υπόθεση δεν ευσταθεί, καθώς στη συγκεκριμένη λεκάνη η τιμή των αρχικών απωλειών είναι πολύ μικρότερη.



Σχήμα 7.1: Διευκρινιστικό σκαρίφημα για τη μέθοδο εκτίμησης ελλειμμάτων σύμφωνα με τη μέθοδο SCS-CN (Πηγή: Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 275).

Εφόσον δεν υπάρχουν μετρήσεις απορροής, η τιμή της παραμέτρου  $S$  μπορεί να εκτιμηθεί συναρτήσει του αριθμού καμπύλης απορροής (CN) της λεκάνης που, όπως αναφέρθηκε στο υποκεφάλαιο 3.4, εξαρτάται από τα εδαφολογικά χαρακτηριστικά και τις χρήσεις γης στη λεκάνη, καθώς τις προηγούμενες συνθήκες εδαφικής υγρασίας. Τα δύο μεγέθη συνδέονται με την εμπειρικά σχέση:

$$S = 254 \left( \frac{100}{\text{CN}} - 1 \right) \quad (7.5)$$

Υπενθυμίζεται ότι η παράμετρος CN παίρνει τιμές από 0 μέχρι 100. Σύμφωνα με την παραπάνω σχέση, λεκάνες εξαιρετικά υψηλής περατότητας που καλύπτονται από δασώδη βλάστηση, με τιμή CN της τάξης του 25, έχουν δυνατότητα κατακράτησης έως και 750 mm βροχής, ενώ αντίθετα λεκάνες με πολύ χαμηλούς ρυθμούς διήθησης και τιμές CN της τάξης του 90 μπορούν να κατακρατήσουν λιγότερο από 30 mm βροχής.

## 7.4 Υπολογισμός υδρογραφήματος σχεδιασμού

### 7.4.1 Σχηματισμός εμπειρικών υδρογραφημάτων

Για στοιχειώδεις δομές υετογραφημάτων, ήτοι για χρονικά ομοιόμορφη ενεργό βροχόπτωση, είναι δυνατή η παραγωγή απλών εμπειρικών υδρογραφημάτων, το σχήμα των οποίων εξαρτάται από τη διάρκεια της βροχής και τα χαρακτηριστικά χρονικά μεγέθη της λεκάνης (χρόνος συγκέντρωσης, χρόνος ανόδου). Συνήθως γίνεται η απλούστερη δυνατή παραδοχή, ότι η άνοδος και η κάθοδος του υδρογραφήματος είναι γραμμικές συναρτήσεις του χρόνου. Έτσι, αν η διάρκεια της βροχής  $D$  είναι μικρότερη από το χρόνο συγκέντρωσης  $t_c$  ή ίση με αυτόν, τότε το σχήμα του υδρογραφήματος είναι τριγωνικό, διαφορετικά ( $D > t_c$ ) το σχήμα του είναι τραπεζοειδές.

Έστω ότι η βροχή είναι χρονικά ομοιόμορφη και ότι η ενεργός βροχή έχει προσδιοριστεί με τη μέθοδο του συντελεστή απορροής, δηλαδή είναι  $Ci$ , όπου  $C$  ο συντελεστής απορροής και  $i$  η ολική ένταση βροχής. Τότε ο συνολικός όγκος απορροής θα είναι  $CiAD$ , όπου  $A$  η επιφάνεια της λεκάνης. Εξισώνοντας τον όγκο αυτό με το εμβαδό του υδρογραφήματος, που στην περίπτωση του τριγώνου είναι  $(1/2) [(t_a + t_c) Q_p]$  και στην περίπτωση του τραπεζίου  $(1/2) (2D + t_c - t_a) Q_p$ , και λύνοντας ως προς  $Q_p$  παίρνουμε:

- Για το τριγωνικό υδρογράφημα ( $t_c \geq D$ )

$$Q_p = C i A [2D / (t_a + t_k)] \quad (7.6)$$

- Για το τραπεζοειδές υδρογράφημα ( $t_c < D$ )

$$Q_p = C i A [2D / (2D + t_a - t_k)] \quad (7.7)$$

Για την ειδική αλλά και την πιο συνήθη περίπτωση όπου η διάρκεια βροχής είναι ίση με το χρόνο συγκέντρωσης προφανώς ισχύει:

$$D = t_c = t_a \quad (7.8)$$

και κατά συνέπεια η (7.7) γίνεται

$$Q_p = C i A [2 t_c / (t_c + t_k)] \quad (7.9)$$

Ανάλογα με τις παραδοχές που γίνονται σχετικά με τους χρόνους ανόδου και καθόδου και τη διάρκεια βροχής, μπορεί να προκύψει ποικιλία υδρογραφημάτων, στα οποία η παροχή αιχμής δίνεται από την (7.6), την (7.7) ή την (7.9).

Η κλασική *ορθολογική μέθοδος* αντιστοιχεί στην περίπτωση που ισχύει η (7.9) και επιπλέον ισχύει  $t_c = t_k$ , άρα  $t_B = 2t_c$ , οπότε η (7.9) απλοποιείται παίρνοντας τη γνωστή έκφραση (6.1). Επέκταση της ορθολογικής μεθόδου μπορεί εύκολα να γίνει και για  $D > t_c$ , δεδομένου ότι για  $t_k - t_a = 0$ , η (7.9) καταλήγει και πάλι στην (6.1). Αντίθετα, η περίπτωση  $D < t_c$  δεν μπορεί να αντιμετωπιστεί από την ορθολογική μέθοδο.

Η θεμελιώδης παραδοχή  $t_c = t_k$  έχει αποδειχτεί ότι είναι δυσμενής. Στην πραγματικότητα τα φαινόμενα διόδευσης οδηγούν σε αυξημένο χρόνο καθόδου, δηλαδή  $t_k > t_c$ . Ως τρόπος αντιμετώπισης του σφάλματος αυτού της ορθολογικής μεθόδου έχει προταθεί η διόδευση του υδρογραφήματος της ορθολογικής μεθόδου από ένα *ιδεατό γραμμικό ταμειστήρα* με  $K \approx 0.3 t_c$ . Με τον τρόπο αυτό η παροχή αιχμής μειώνεται κατά 82-90% (βλ. Raudkivi, 1979).

Πιο απλά, όμως, το ίδιο πρόβλημα μπορεί να αντιμετωπιστεί με παραδοχή αυξημένου χρόνου καθόδου. Σε αυτή τη λογική έχει στηριχτεί η μέθοδος του Soil Conservation Service (SCS). Η βασική παραδοχή της μεθόδου αυτής μπορεί να διατυπωθεί ως εξής:

$$t_k = \xi t_a \quad (7.10)$$

όπου  $\xi$  αριθμητικός συντελεστής μεγαλύτερος της μονάδας. Από την εξέταση μεγάλου αριθμού υδρογραφημάτων η SCS βρήκε ότι η μέση τιμή του  $\xi$  είναι 5/3. Με αυτή την παραδοχή και για διάρκεια βροχής ίση με το χρόνο συγκέντρωσης, προκύπτει:

$$Q_p = K_0 C i A \quad (7.11)$$

όπου

$$K_0 = 2 / (1 + \xi) \quad (7.12)$$

Προφανώς ο αδιάστατος συντελεστής  $K_0$  είναι μικρότερος της μονάδας και κατά συνέπεια η μέθοδος δίνει παροχές μικρότερες από αυτές της ορθολογικής μεθόδου. Ειδικότερα για την προτεινόμενη τιμή  $\xi = 5/3$ , προκύπτει  $K_0 = 0.75$ .

Αντίστοιχα για την περίπτωση του τραπεζοειδούς υδρογραφήματος ( $t_c < D$ ) προκύπτει:

$$Q_p = K_2 C i A \quad (7.13)$$

όπου

$$K_2 = 1 / [1 + (\xi - 1) t_c / 2D] \quad (7.14)$$

και για  $\xi = 5/3$

$$K_2 = 1 / (1 + t_c / 3D) \quad (7.15)$$

Η μέθοδος SCS καλύπτει και την περίπτωση  $D < t_c$ , για την οποία γίνονται οι γνωστές παραδοχές:

$$t_a = D / 2 + t_L = D / 2 + 0.6 t_c \quad (7.16)$$

όπου  $t_L$  είναι ο χρόνος υστέρησης, που εν προκειμένω θεωρείται ως η χρονική απόσταση του κέντρου βάρους του ενεργού υετογραφήματος από την αιχμή του πλημμυρογραφήματος (κορυφή του τριγώνου). Με βάση τα παραπάνω θα έχουμε:

$$Q_p = K_1 C i A \quad (7.17)$$

όπου

$$K_1 = \frac{2}{1 + \xi} \frac{D}{t_a} = \frac{2}{1 + \xi} \frac{D}{D / 2 + 0.6 t_c} \quad (7.18)$$

και για  $\xi = 5/3$

$$K_1 = 0.75 \frac{D}{t_a} = 0.75 \frac{D}{D / 2 + 0.6 t_c} \quad (7.19)$$

Στις παραπάνω σχέσεις, ο χρόνος συγκέντρωσης μπορεί να εκτιμηθεί από τις ημιεμπειρικές εξισώσεις του εδαφίου 3.3.3.

#### 7.4.2 Εφαρμογή θεωρίας μοναδιαίου υδρογραφήματος

Αν είναι γνωστή η ενεργός βροχόπτωση  $h_t$ , σε διακριτό χρόνο, και το ΜΥ της λεκάνης για διάρκεια ίση με την χρονική διακριτότητα της ενεργού βροχόπτωσης  $\Delta t$ , τότε ο υπολογισμός του πλημμυρογραφήματος γίνεται εύκολα, με βάση την αρχή της επαλληλίας. Συγκεκριμένα, από κάθε επιμέρους τμήμα του ενεργού υετογράμματος στο χρονικό διάστημα  $[t, t + \Delta t]$  παράγεται το επιμέρους υδρογράφημα, πολλαπλασιάζοντας το ύψος βροχής  $h_t$  με τις τεταγμένες του ΜΥ. Αν  $D$  είναι η συνολική διάρκεια βροχής, τότε παράγονται  $N = D / \Delta t$  υδρογραφήματα, που αθροίζονται χρονικά ώστε να προκύψει το τελικό πλημμυρογράφημα.

Υπενθυμίζεται ότι το ΜΥ μιας δεδομένης διάρκειας βροχής αποτελεί χαρακτηριστικό μέγεθος της λεκάνης, για τον υπολογισμό του οποίου υπάρχουν διάφορες προσεγγίσεις, οι οποίες περιγράφηκαν στο υποκεφάλαιο 3.5. Κατά κανόνα, εφόσον αναφερόμαστε σε λεκάνες χωρίς μετρήσεις απορροής, εφαρμόζονται συνθετικά ΜΥ.

#### 7.4.3 Υπολογισμός βασικής ροής

Οι προαναφερθείσες μέθοδοι εκτιμούν την άμεση απορροή, η οποία αποτελεί την κύρια συνιστώσα της απορροής στη διάρκεια του πλημμυρικού επεισοδίου. Ωστόσο, η απορροή περιλαμβάνει και άλλες συνιστώσες, όπως η υποδερμική ροή, η βασική απορροή, η ροή λόγω τήξης χιονιού, κτλ. Οι παραπάνω διεργασίες οφείλονται σε διαφορετικούς και, ως επί το πλείστον, μηχανισμούς εκφόρτισης, πολύ πιο αργούς σε σχέση με την πλημμυρική ροή, η μοντελοποίηση των οποίων αντιμετωπίζεται κατά περίπτωση.

Για την εκτίμηση της βασικής ροής, μια εύλογη παραδοχή είναι ότι η τελευταία αντιστοιχεί στη μέση υπερετήσια παροχή του ποταμού στη συγκεκριμένη θέση. Εναλλακτικά, και για λόγους ασφαλείας, μπορεί να θεωρηθεί η μέση παροχή του υγρότερου μήνα. Σημειώνεται ότι κατά τη διάρκεια των πλημμυρικών επεισοδίων, η βασική ροή αποτελεί μικρό μόνο ποσοστό της συνολικής παροχής, που γίνεται πιο αμελητέο όσο αυξάνει η περίοδος επαναφοράς.

#### 7.4.4 Τυπική υπολογιστική διαδικασία

Η συνήθης διαδικασία υπολογισμού του πλημμυρογραφήματος σχεδιασμού στην έξοδο μιας λεκάνης περιλαμβάνει τα ακόλουθα βήματα:

**Βήμα 1:** Παράγονται οι σημειακές όμβριες καμπύλες, με στατιστική ανάλυση των μέγιστων ετήσιων εντάσεων βροχής για διάφορες διάρκειες, και το συνθετικό μοναδιαίο υδρογράφημα της λεκάνης, με βάση τα γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά της.

**Βήμα 2:** Ορίζεται η διάρκεια βροχής ως πολλαπλάσιο του χρόνου συγκέντρωσης της λεκάνης και παράγεται το υετογράφημα σχεδιασμού για τη δεδομένη περίοδο επαναφοράς, με βάση μια μέθοδο χρονικής κατανομής (κατά προτίμηση της πλέον δυσμενέστερης διάταξης).

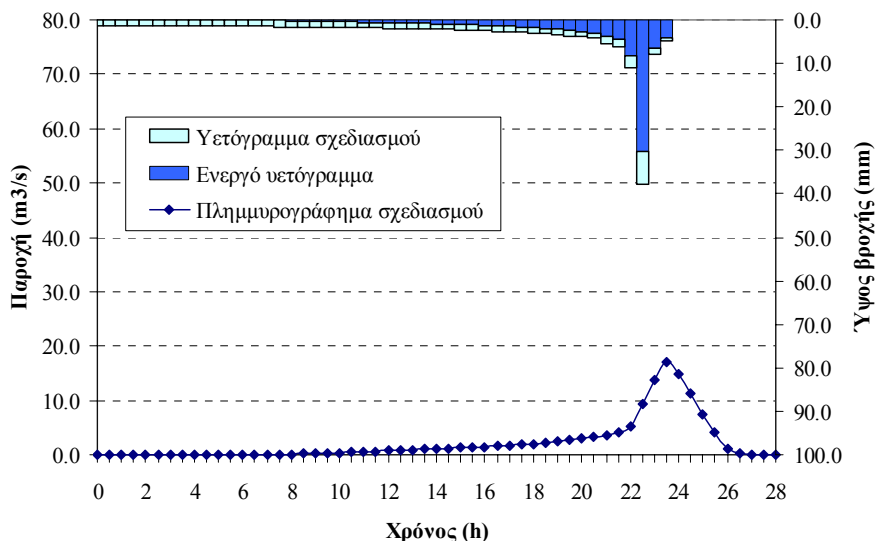
**Βήμα 3:** Τα σημειακά ύψη βροχής κάθε διάρκειας ανάγονται σε επιφανειακά, με τη χρήση κατάλληλων μειωτικών συντελεστών και με βάση την έκταση της λεκάνης, ώστε να είναι αντιπροσωπευτικά της χωρικής μεταβλητότητας του φαινομένου.

**Βήμα 4:** Από τη συνολική επιφανειακή βροχόπτωση αφαιρούνται οι υδρολογικές απώλειες, κατά κανόνα με τη μέθοδο SCS-CN, οπότε προκύπτει η ενεργός βροχόπτωση.

**Βήμα 5:** Με εφαρμογή της αρχής της επαλληλίας, υπολογίζεται το πλημμυρογράφημα της λεκάνης, με βάση το ενεργό υετογράφημα και το συνθετικό ΜΥ.

**Βήμα 6:** Προστίθενται, εφόσον κρίνεται αναγκαίο, οι λοιπές συνιστώσες της απορροής (κατά κανόνα η βασική ροή), ώστε να εξαχθεί το τελικό υδρογράφημα σχεδιασμού.

Στο Σχήμα 7.2 δίνεται ένα παράδειγμα εφαρμογής της παραπάνω διαδικασίας, που αποτελεί τυπική πρακτική σε μελέτες αντιπλημμυρικών έργων, τόσο στην Ελλάδα όσο και στο εξωτερικό. Γενικά, η εν λόγω διαδικασία ενδείκνυται για μικρής και μεσαίας κλίμακας υδρολογικές λεκάνες, της τάξης των μερικών δεκάδων  $\text{km}^2$ . Σε μεγάλες λεκάνες σημαντικών ποταμών, είναι προτιμότερη η κατάτμησή τους σε υπολεκάνες, στην έξοδο των οποίων γίνεται ο υπολογισμός των επιμέρους υδρογραφήματων, και στη συνέχεια αυτά διοδεύονται κατά μήκος του υδρογραφικού δικτύου.



Σχήμα 7.2: Παράδειγμα συνδυασμού της μεθόδου της πλέον δυσμενέστερης διάταξης, για την παραγωγή του υετογραφήματος σχεδιασμού, της μεθόδου SCS-CN, για την εκτίμηση της ενεργού βροχόπτωσης, και του συνθετικού ΜΥ του Βρετανικού Ινστιτούτου Υδρολογίας, για την εκτίμηση του πλημμυρογραφήματος σχεδιασμού.

## 7.5 Μοντέλα υδρολογικής προσομοίωσης

### 7.5.1 Γενικά

Ο όρος υδρολογικό μοντέλο αναφέρεται σε ένα ευρύ φάσμα μαθηματικών μετασχηματισμών που χρησιμοποιούν δεδομένα πεδίου και εύλογες υποθέσεις σχετικά με τους φυσικούς μηχανισμούς, με στόχο την ποσοτική εκτίμηση υδρολογικών μεταβλητών που ενδιαφέρουν σε εφαρμογές της πράξης. Τα μοντέλα αυτά είτε περιγράφουν μεμονωμένα γεγονότα (event-type), όπως ένα υδρογράφημα ή την αιχμή μιας πλημμύρας, είτε περιγράφουν τη διαχρονική εξέλιξη του υδρολογικού κύκλου σε μια πεπερασμένη χωρική ενότητα (π.χ. μια λεκάνη απορροής). Στην πρώτη περίπτωση, η αναπαράσταση του γεγονότος γίνεται μέσω εμπειρικών ή συστημικών, συνήθως, προσεγγίσεων (π.χ. ορθολογική μέθοδος, μοναδιαίο υδρογράφημα), παραλείποντας τις διεργασίες του υδρολογικού κύκλου που δεν αφορούν στη μελέτη, όπως η εξατμοδιαπνοή και η διήθηση. Αντίθετα, στη δεύτερη περίπτωση η προσέγγιση διέπεται, εν μέρει έστω, από κάποιο φυσικό ή εννοιολογικό υπόβαθρο, αναπαριστώντας σε συνεχή χρόνο (continuous-time) τις κύριες, τουλάχιστον, διεργασίες που επηρεάζουν τον κύκλο του νερού, με τη χρήση εργαλείων προσομοίωσης.

Η πρώτη απόπειρα προσομοίωσης του υδρολογικού κύκλου αποδίδεται στον Thornthwaite (1948), ο οποίος ανέπτυξε ένα μονοπαραμετρικό σχήμα μηνιαίου υδατικού ισοζυγίου για την εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής λεκανών εφήμερης διαίτας, χωρίς συνεισφορά των υπόγειων νερών (Dingman, 1994, σ. 299-301· Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος, 1999, σ. 236-243). Αργότερα, οι Thornthwaite and Mather (1955) παρουσίασαν μια τροποποιημένη εκδοχή του, η οποία αποτέλεσε τη βάση όλων των μεταγενέστερων σχημάτων υδρολογικής προσομοίωσης. Η εκτεταμένη χρήση των τελευταίων ξεκίνησε από τη δεκαετία του 1960, ταυτόχρονα με την ραγδαία εξάπλωση των υπολογιστικών εργαλείων. Οι Singh and Woolhiser (2002), σε μια εκτενή βιβλιογραφική ανάλυση, ξεχωρίζουν ένα πλήθος 70 περίπου καταξιωμένων υδρολογικών σχημάτων. Γενικά, τα υδρολογικά μοντέλα κατατάσσονται σε επιμέρους κατηγορίες, ανάλογα με το πεδίο εφαρμογής τους, τη χωρική τους κλίμακα, τη μαθηματική τους δομή και τη χρονική διακριτότητα.

Στην παρούσα συνοπτική αναφορά, η έμφαση δίνεται στην αναπαράσταση των πλημμυρικών υδρολογικών διεργασιών, που προφανώς αναφέρονται σε λεπτές χρονικές κλίμακες (συνήθως μικρότερες της ημερήσιας). Ανάλογα με τη χωρική τους διακριτοποίηση, τα υδρολογικά μοντέλα πλημμυρών είτε εκτιμούν απευθείας την επιφανειακή απορροή που φτάνει στην έξοδο της λεκάνης (αδιαμέριστα μοντέλα) είτε υπολογίζουν την απορροή που παράγεται από επιμέρους χωρικές ενότητες της λεκάνης, ήτοι υπολεκάνες ή άλλες μικρότερες ενότητες (ημικατανεμημένα ή πλήρως κατανεμημένα μοντέλα). Στην τελευταία περίπτωση, η απορροή αποτελεί είσοδο ενός μοντέλου υδραυλικής προσομοίωσης, το οποίο εκτιμά τη χωροχρονική της εξέλιξη κατά μήκος του πρωτεύοντος υδρογραφικού δικτύου. Συνεπώς, για την πλήρη αναπαράσταση του πλημμυρικού φαινομένου απαιτείται η συνδυασμένη χρήση υδρολογικών και υδραυλικών μοντέλων. Μάλιστα, τα εξειδικευμένα μοντέλα υπολογίζουν τα υδραυλικά χαρακτηριστικά της ροής (παροχή, ταχύτητα, βάθος ροής) όχι μόνο κατά μήκος του δικτύου (μονοδιάστατη ανάλυση) αλλά και κατά πλάτος (δισδιάστατη ανάλυση), επιτρέποντας έτσι την αναλυτική περιγραφή των φαινομένων πλημμυρικής κατάκλυσης. Οι σχετικές διεργασίες και τα συναφή υπολογιστικά εργαλεία περιγράφονται στα Κεφάλαια 8 και 9.

Στη συνέχεια, επιχειρείται συνοπτική επισκόπηση των υδρολογικών μοντέλων πλημμυρών, με βάση τη συνήθη διάκριση σε μοντέλα γεγονότος και μοντέλα συνεχούς προσομοίωσης.

### 7.5.2 Μοντέλα γεγονότος

Το μοντέλα γεγονότος εφαρμόζουν την τυπική υπολογιστική διαδικασία του εδαφίου 7.4.4, υπολογίζοντας έτσι *μονοσήμαντα* το υδρογράφημα σχεδιασμού που αντιστοιχεί σε δεδομένη περίοδο επαναφοράς. Αν και αποτελεί την προσφορότερη προσέγγιση «μηχανικού», η έννοια της προσομοίωσης γεγονότος περιλαμβάνει αρκετές αυθαίρετες υποθέσεις, οι επιπτώσεις των οποίων είναι δύσκολο να ποσοτικοποιηθούν. Οι κυριότερες αφορούν στο απλοποιημένο σχήμα του υδρογραφήματος, στην έννοια της κρίσιμης διάρκειας βροχής, στην αβεβαιότητα που διέπει τον ορισμό των συνθηκών υγρασίας, καθώς και στη θεμελιώδη υπόθεση της εξίσωσης της περιόδου επαναφοράς της καταγίδας σχεδιασμού και του παραγόμενου υδρογραφήματος (Grimaldi *et al.*, 2012a). Επιπλέον, η υποκειμενική διάκριση της απορροής σε πλημμυρική και βασική, καθιστά αρκετά προβληματική τη βαθμονόμηση των μοντέλων γεγονότος, ιδιαίτερα σε λεκάνες με σημαντική βασική ροή (Boughton and Droop, 2003).

Είναι κοινά αποδεκτό ότι το βασικότερο μειονέκτημα των μοντέλων γεγονότος είναι η υπόθεση συγκεκριμένων αρχικών συνθηκών υγρασίας κατά την έναρξη της καταγίδας, ενώ στην πραγματικότητα οι συνθήκες αυτές μεταβάλλονται, με συνέπεια από το ίδιο προφίλ καταγίδας να μπορεί να παραχθεί πληθώρα πλημμυρικών υδρογραφημάτων (Berthet *et al.*, 2009· Pathiraja *et al.*, 2012). Για παράδειγμα, στη μέθοδο SCS-CN λαμβάνεται μια τυπική τιμή του CN (συνήθως για μέσες συνθήκες υγρασίας, ήτοι τύπου II), με συνέπεια να έχει επικρατήσει η εντύπωση πως η εν λόγω παράμετρος αποτελεί χαρακτηριστικό μέγεθος της λεκάνης, ενώ πρόκειται για μεταβλητή.

### 7.5.3 Μοντέλα συνεχούς προσομοίωσης

Προκειμένου να εκτιμήσουμε την πιθανότητα των ακραίων πλημμυρών είναι αναγκαίο να εξασφαλίσουμε ταυτόχρονα μια στατιστικά συνεπή περιγραφή των φορτίσεων (βροχόπτωση) και μια ρεαλιστική αναπαράσταση των μηχανισμών απορροής. Όπως αναφέρθηκε, συνήθως η μοντελοποίηση των πλημμυρών αντιμετωπίζεται με εργαλεία γεγονότος, τα οποία χρησιμοποιούν ντετερμινιστικές καταγίδες σχεδιασμού και εμπειρικές σχέσεις για την εκτίμηση της ενεργού βροχόπτωσης και του μετασχηματισμού της σε απορροή. Ωστόσο υπάρχουν πολλές αδυναμίες στις προσεγγίσεις αυτές, ειδικά όταν εφαρμόζονται σε μεγάλης κλίμακας λεκάνες. Πρώτον, οι ευρέως εφαρμοζόμενες μεθοδολογίες κατασκευής καταγίδων σχεδιασμού αδυνατούν να περιγράψουν σωστά τη μεταβλητότητα της βροχόπτωσης, καθώς δεν λαμβάνουν υπόψη τις χρονικές και χωρικές συσχετίσεις των ιστορικών δειγμάτων. Για παράδειγμα, θεωρείται ότι οι καταγίδες εισόδου όλων των υπολεκάνων αντιστοιχούν στην ίδια περίοδο επαναφοράς. Από την άλλη πλευρά, τα μοντέλα γεγονότος δεν επιτρέπουν την ερμηνεία της πλημμυρικής διακινδύνευσης ως συνδυασμένης πιθανότητας όλων των διεργασιών που επηρεάζουν και αλληλεπιδρούν στην παραγωγή της απορροής, μεταξύ των οποίων οι αρχικές συνθήκες υγρασίας αλλά και η χρονική κατανομή της βροχόπτωσης (Efstratiadis and Papalexiou, 2010).

Τα σχήματα συνεχούς προσομοίωσης βασίζονται στη σύζευξη ενός στοχαστικού μοντέλου γέννησης συνθετικών βροχοπτώσεων στη λεκάνη και ενός μοντέλου βροχής-απορροής για την παραγωγή των συνθετικών χρονοσειρών παροχών. Στη βιβλιογραφία υπάρχει πληθώρα αναφορών σε τέτοιες προσεγγίσεις, καθώς η συνεχής προσομοίωση βρίσκεται στην αιχμή της έρευνας (π.χ. Boughton and Droop, 2003· Haberlandt *et al.*, 2008· Moretti and Montanari, 2007, 2008· Blazkova and Beven, 2009· Calver *et al.*, 2009· Viviroli *et al.*, 2009· Grimaldi *et al.*, 2012c). Από τη στατιστική ανάλυση των προσομοιωμένων αποκρίσεων του υδρολογικού μοντέλου προκύπτει το υδρογράφημα σχεδιασμού (ή η παροχή αιχμής), που αντιστοιχεί στη ζητούμενη περίοδο επαναφοράς (Pramanik *et al.*, 2010· Serinaldi and Grimaldi, 2011).

Προφανώς, ο χρονικός ορίζοντας της προσομοίωσης εξαρτάται από την περίοδο επαναφοράς. Για την ανάλυση εξαιρετικά ακραίων γεγονότων, της τάξης των 1000 ετών, απαιτούνται συνθετικές χρονοσειρές μήκους χιλιάδων ετών, προκειμένου να εξαχθούν ικανοποιητικά ακριβή στατιστικά συμπεράσματα. Το γεγονός αυτό καθιστά εξαιρετικά δύσκολη την επιχειρησιακή εφαρμογή τέτοιων μοντέλων, καθώς στις περισσότερες περιπτώσεις ο υπολογιστικός φόρτος της προσομοίωσης καθίσταται απαγορευτικός.

Για τα στοχαστικά μοντέλα βροχοπτώσεων έχει γίνει συνοπτική αναφορά στο υποκεφάλαιο 5.4. Τα μοντέλα αυτά αναπαριστούν τη χωροχρονική εξέλιξη του φαινομένου, επιδιώκοντας τη διατήρηση των στατιστικών χαρακτηριστικών της βροχόπτωσης σε λεπτές χρονικές κλίμακες (με τυπική κλίμακα την ώρα). Οι συνθετικές χρονοσειρές βροχόπτωσης εισάγονται στο υδρολογικό μοντέλο, το οποίο αναπαριστά τις υδρολογικές διεργασίες της λεκάνης για όλο το διάστημα της προσομοίωσης, και όχι απλά στην κλίμακα του ίδιου του πλημμυρικού επεισοδίου. Για το λόγο αυτό, τα μοντέλα συνεχούς προσομοίωσης δεν χρησιμοποιούνται μόνο για την ανάλυση των πλημμυρών αλλά βρίσκουν ευρύτερη εφαρμογή σε μελέτες υδρολογίας και διαχείρισης υδατικών πόρων.

Με το παραπάνω σκεπτικό, οποιοδήποτε από τα γνωστά υδρολογικά μοντέλα μπορεί να χρησιμοποιηθεί στο παραπάνω πλαίσιο στοχαστικής προσομοίωσης, με εξαίρεση τα μοντέλα υδατικού ισοζυγίου που λειτουργούν σε μεγάλες χρονικές κλίμακες (πχ. μηνιαίο). Γενικά, η ωριαία κλίμακα είναι η πλέον πρόσφορη για τη μελέτη πλημμυρικών φαινομένων, ενώ σε μεγάλες λεκάνες, αδρομερείς εκτιμήσεις μπορούν να γίνουν και με τη χρήση ημερήσιων μοντέλων. Επισημαίνεται ότι όσο αυξάνει η χρονική διακριτότητα του μοντέλου, τόσο περιορίζεται ο χρονικός φόρτος της προσομοίωσης, γεγονός που είναι κομβικής σημασίας όταν το μοντέλο εφαρμόζεται για στοχαστική προσομοίωση.

Όσον αφορά στη χωρική κλίμακα, ισχύει ο ίδιος περιορισμός, καθώς όσο πιο αδρομερής είναι η σχηματοποίηση της λεκάνης τόσο πιο ταχεία είναι η προσομοίωση. Βεβαίως, η χωρική κλίμακα εξαρτάται από τη ίδια τη δομή του μοντέλου, με τα εννοιολογικά αδιαμέριστα μοντέλα να υπερτερούν, ενώ, αντίθετα, τα κατανεμημένα σχήματα είναι πρακτικά ανέφικτο να χρησιμοποιηθούν για στοχαστική προσομοίωση.

Στη συνέχεια περιγράφονται, συνοπτικά, τα γνωστότερα εργαλεία ανάλυσης πλημμυρικών παροχών και παραγωγής υδρογραφημάτων σχεδιασμού, με έμφαση σε αυτά που έχουν χρησιμοποιηθεί και στην Ελλάδα (HEC-HMS, SACRAMENTO, MIKE SHE – MIKE 11).

#### **7.5.4 Λογισμικά υδρολογίας πλημμυρών**

##### ***HEC-HMS***

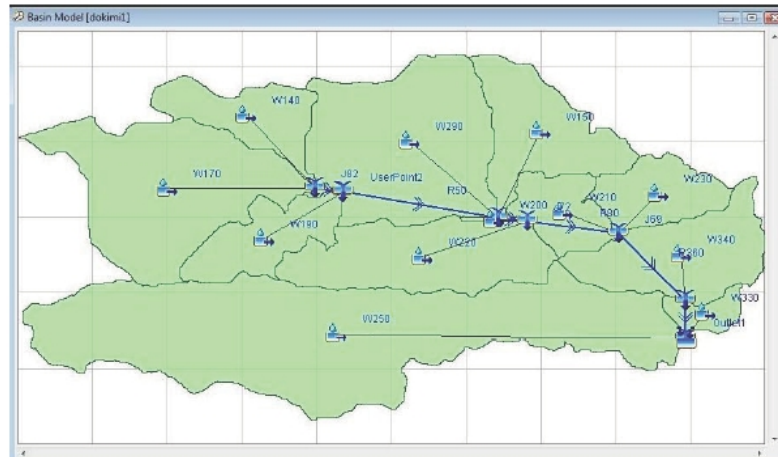
Το πλέον διαδεδομένο και εύχρηστο εργαλείο για μελέτες πλημμυρών είναι το HEC-HMS, το οποίο αναπτύχθηκε από το U.S. Army Corp of Engineers, και αποτελεί εξέλιξη του μοντέλου HEC-1. Στην πραγματικότητα, δεν πρόκειται για μεμονωμένο μοντέλο αλλά υπολογιστική πλατφόρμα, η οποία υποστηρίζει εναλλακτικές εκδοχές μοντέλων για τις διάφορες διεργασίες του κύκλου μιας πλημμύρας (κατά κανόνα σε επίπεδο επεισοδίου), συγκεκριμένα:

- μοντέλα εκτίμησης υδρολογικών ελλειμμάτων·
- μοντέλα εκτίμησης άμεσης απορροής·
- μοντέλα εκτίμησης βασικής απορροής·
- μοντέλα διόδευσης πλημμυρών·

Το HEC-HMS υιοθετεί μια ημικατανεμημένη σχηματοποίηση της λεκάνης, όπως φαίνεται στο Σχήμα 7.3. Σε κάθε υπολεκάνη και για κάθε διεργασία μπορούν να οριστούν διαφορετικά



μοντέλα ή διαφορετικές παράμετροι του ίδιου μοντέλου. Η παραγωγή και διαχείριση των χωρικών δεδομένων γίνεται σε περιβάλλον ArcGIS. Για τη διόδευση των υδρογραφημάτων διατίθενται διάφορα αριθμητικά σχήματα, ενώ παρέχεται και τη δυνατότητα διόδευσης μέσω υπερχειλιστή ταμιευτήρα. Το HEC-HMS συνεργάζεται με το μοντέλο υδραυλικής ανάλυσης HEC-RAS, συνοπτική περιγραφή του οποίου γίνεται στο υποκεφάλαιο 9.2. Το HEC-HMS, το οποίο είναι ελεύθερα διαθέσιμο στο διαδίκτυο, χρησιμοποιείται τόσο σε επίπεδο σχεδιασμού όσο και για την πρόγνωση πλημμυρικών φαινομένων σε πραγματικό χρόνο.



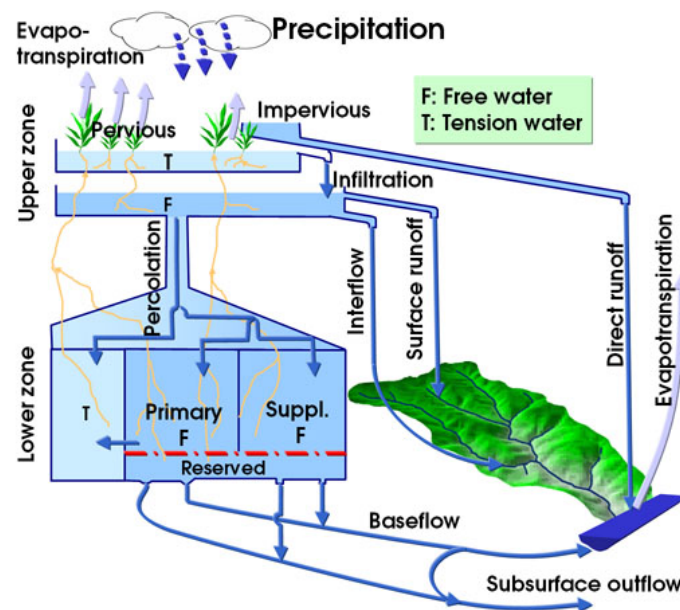
Σχήμα 7.3: Παράδειγμα σχηματοποίησης της πιλοτικής λεκάνης του Σαρανταπόταμου σε περιβάλλον HEC-HMS (Πηγή: Τουτζιάρη, 2012).

## SACRAMENTO

Το ευρύτερα γνωστό ως μοντέλο SACRAMENTO ή SAC-SMA είναι ένα από τα παλαιότερα μοντέλα συνεχούς προσομοίωσης, το οποίο αναπτύχθηκε από το Joint Federal State River Forecasting Center των ΗΠΑ (Burnash *et al.*, 1973). Όπως φαίνεται στο Σχήμα 7.4, οι υδρολογικές διεργασίες της λεκάνης αναπαρίστανται μέσω ενός εννοιολογικού συστήματος διασυνδεδεμένων δεξαμενών, κάθε μία από τις οποίες αναφέρεται σε διαφορετική συνιστώσα της απορροής. Από την επαλληλία των επιμέρους ροών παράγεται η συνολική απορροή στην έξοδο της λεκάνης.

Αρχικά, γίνεται η παραδοχή ότι η λεκάνη χωρίζεται σε δύο τμήματα, το αδιαπέρατο, που περιλαμβάνει λίμνες, ποτάμια και πλήρως στεγανές επιφάνειες, από τις οποίες παράγεται άμεση απορροή, και το υπόλοιπο υδατοπερατό τμήμα, που παράγει απορροή μόνο εφόσον η ένταση της βροχής ξεπεράσει το ρυθμό διήθησης του εδάφους. Αρχικά, το νερό των κατακρημνίσεων που φτάνει στην επιφάνεια του εδάφους γεμίζει κατά προτεραιότητα την δεξαμενή κατακράτησης (tension water), η οποία αναπαριστά τη φυσική διεργασία της παρεμπόδισης της βροχής από τη χλωρίδα και της παγίδευσής της στις κοιλότητες του εδάφους. Η χωρητικότητα της δεξαμενής αντιστοιχεί στον όγκο νερού που απαιτείται για την έναρξη της διήθησης και της οριζόντιας στράγγισης. Μετά την πλήρωσή της, η περίσσεια νερού αποθηκεύεται, προσωρινά, στη δεξαμενή ελεύθερου νερού (free water), το οποίο δεν μένει προσκολλημένο στο έδαφος αλλά μπορεί να κινηθεί υπό την επίδραση των δυνάμεων βαρύτητας, είτε διηθούμενο κατακόρυφα προς βαθύτερα εδαφικά στρώματα, είτε κινούμενο πλευρικά, παράγοντας υποδερμική ροή. Εφόσον η δεξαμενή γεμίσει, η περίσσεια νερού εμφανίζεται ως επιφανειακή απορροή. Ο μηχανισμός μεταφοράς νερού από την ανώτερη προς την κατώτερη ζώνη έχει ως βάση την εκτίμηση της ζήτησης για διήθηση. Η κατώτερη

ζώνη του εδάφους περιλαμβάνει τρεις δεξαμενές: (α) την δεξαμενή κατακρατούμενου νερού της κατώτερης ζώνης (lower zone tension water), που περιλαμβάνει το τμήμα εκείνο των υπόγειων αποθεμάτων που είναι διαθέσιμα για την πραγματοποίηση της εξατμοδιαπνοής, (β) την κύρια δεξαμενή ελεύθερου νερού (lower zone primary free water), και (γ) την επιπρόσθετη δεξαμενή ελεύθερου νερού (lower zone supplementary free water). Οι δύο τελευταίες λειτουργούν ως γραμμικοί ταμιευτήρες που τροφοδοτούν τη βασική ροή (base flow) του υδατορεύματος και την υπόγεια εκροή (subsurface outflow) εκτός λεκάνης. Η χρήση τριών διαφορετικών δεξαμενών επιτρέπει την αναπαράσταση διαφορετικών τύπων καμπυλών στείρευσης. Μάλιστα, η εκτίμηση των χαρακτηριστικών μεγεθών των δεξαμενών μπορεί να γίνει άμεσα, με γραφική ανάλυση των μετρημένων υδρογραφημάτων (χωρίς να απαιτείται βαθμονόμηση). Γενικά, για την εκτίμηση των παραμέτρων του μοντέλου έχει αναπτυχθεί μια τυποποιημένη διαδικασία, που περιγράφεται από τον Anderson (1997). Σήμερα, το SAC-SMA αποτελεί το καθιερωμένο εργαλείο πρόγνωσης πλημμυρών στις ΗΠΑ.



Σχήμα 7.4: Σχηματική απεικόνιση της δομής του μοντέλου SACRAMENTO.

### **MIKE SHE - MIKE 11**

Η Δανέζικη εταιρεία λογισμικού DHI Software έχει αναπτύξει την υπολογιστική πλατφόρμα MIKE SHE, που υποστηρίζει μοντέλα διαφορετικών επιπέδων πολυπλοκότητας και συνδυάζεται με το υδροδυναμικό μοντέλο MIKE 11. Το ίδιο το SHE (Système Hydrologique Européenne) αποτέλεσε ένα από τα πρώτα μοντέλα φυσικής βάσης, τα οποία προσομοιώνουν τις υδρολογικές διεργασίες του εδάφους, της ακόρεστης ζώνης και του υδροφορέα σε μικρές χωρικές κλίμακες, επιλύοντας τις θεωρητικές εξισώσεις ροής (Abbot *et al.*, 1986). Το μοντέλο SHE μπορεί να διατυπωθεί τόσο ως κατανεμημένο όσο και ως αδιαμέριστο. Το MIKE 11 συνεργάζεται και με άλλες εφαρμογές, όπως τα λογισμικά NAM και FEH (αδιαμέριστα μοντέλα συνεχούς υδρολογικής προσομοίωσης), το UHM (για προσομοίωση γεγονότος, με εφαρμογή της θεωρίας MY), το URBAN (μοντέλο αστικών πλημμυρών), και το λογισμικό DRiFt (ημικατανεμημένο μοντέλο, που βασίζεται στο γεωμορφολογικό MY).

### **TOPMODEL**

Πρόκειται για ένα φυσικής βάσης κατανεμημένο μοντέλο, το οποίο αναπτύχθηκε από τους Beven and Kirkby (1979). Το εννοιολογικό υπόβαθρο του μοντέλου βασίζεται στην χρήση ενός δείκτη υδρολογικής ομοιότητας, που υπολογίζεται από τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά της λεκάνης. Σχετικά πρόσφατα αναπτύχθηκε μια βελτιωμένη εκδοχή του μοντέλου, το λεγόμενο δυναμικό TOPMODEL, που υπερτερεί τόσο από πλευρά ακρίβειας όσο και από πλευράς υπολογιστικού φόρτου (Beven and Freer, 2001).

### **HBV**

Το μοντέλο HBV (Hydrologiska Byråns Vattenbalansavdelning) αναπτύχθηκε και έχει τύχει ευρείας εφαρμογής στις Σκανδιναβικές χώρες (Bergström, 1995). Το μοντέλο προσομοιώνει τις υδρολογικές διεργασίες σε διάφορες χρονικές και χωρικές κλίμακες. Συνήθως, εφαρμόζεται σε ημερήσια βήμα και σε κατανεμημένη δομή. Περιλαμβάνει τρία υπομοντέλα, για τις διεργασίες του χιονιού, της εδαφικής υγρασίας, καθώς και τη διόδευση της απορροής στο υδρογραφικό δίκτυο.

### **LISFLOOD**

Πρόκειται για ελεύθερο λογισμικό, που αναπτύχθηκε αρκετά πρόσφατα, στα πλαίσια προγραμμάτων του Joint Research Centre, με στόχο να αποτελέσει ένα εργαλείο γενικής χρήσης στο επίπεδο της ΕΕ (De Roo *et al.*, 2000· Van der Knijff *et al.*, 2010). Το LISFLOOD είναι πλήρως κατανεμημένο και χρησιμοποιεί γεωγραφικά δεδομένα εισόδου, τα οποία παράγονται σε περιβάλλον raster GIS. Συγκριτικά με τα άλλα παρεμφερή μοντέλα, έχει τη δυνατότητα προσομοίωσης της υδρολογικής λειτουργίας των ταμιευτήρων και λιμνών, στη διάρκεια της πλημμύρας.

## 8 Διόδευση πλημμυρών

---

### 8.1 Θεωρητικό πλαίσιο

Είναι γνωστό ότι εφόσον κατά μήκος ενός υδατορεύματος δεν πραγματοποιούνται πλευρικές εισροές, ένα υδρογράφημα (πλημμυρικό κύμα) που εισάγεται ανάντη θα εμφανιστεί στα κατάντη με χρονική υστέρηση, μειωμένη αιχμή και αυξημένη χρονική διασπορά (Σχήμα 8.1). Το φαινόμενο είναι γνωστό ως *διόδευση* (routing), ενώ το σχετικό πρόβλημα, δηλαδή η μαθηματική αναπαράσταση της χωρικής και χρονικής εξέλιξης της στάθμης  $y(x, t)$  και της παροχής  $q(x, t)$  του υδατορεύματος, κατά κανόνα περιγράφεται ικανοποιητικά από τις διαφορικές εξισώσεις μονοδιάστατης μη μόνιμης ροής βαθμιαίας μεταβολής σε αγωγούς με ελεύθερη επιφάνεια (Κουτσογιάννης, 1999, σ. 113). Οι κύριες παραδοχές που διέπουν την εν λόγω προσέγγιση είναι οι ακόλουθες:

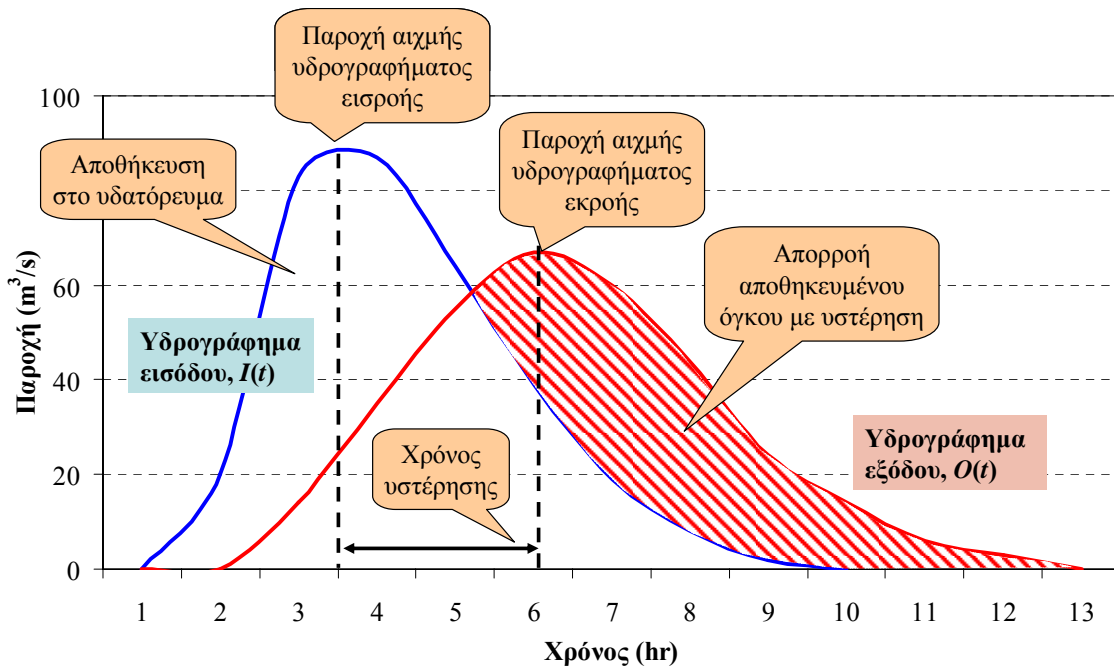
- ισχύουν οι εξισώσεις συνέχειας και διατήρησης της ποσότητας κίνησης (εξισώσεις St. Venant).
- η κατά μήκος κλίση του αγωγού είναι σχετικά ήπια, ώστε η ροή να μην είναι υπερκρίσιμη.
- τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά των διατομών του είναι σταθερά (δεν λαμβάνονται υπόψη μεταφορές φερτών, επικαθήσεις, κτλ.).
- τα υδραυλικά χαρακτηριστικά του αγωγού είναι χρονικά αμετάβλητα, και συνεπώς μπορούν να εφαρμοστούν οι συντελεστές τριβών (π.χ. συντελεστές Manning) της μόνιμης ομοιόμορφης ροής.
- η ροή είναι σχεδόν ευθύγραμμη, οπότε αγνοείται η συμβολή των μαιανδρισμών.
- αγνοούνται οι απώλειες λόγω διαστολής και συστολής των διατομών του υδατορεύματος.
- αγνοούνται οι πρόσθετες απώλειες τριβών που σχετίζονται με την εσωτερική απώλεια ιξώδους σε μη Νευτώνεια ρευστά.
- ο αγωγός έχει αρχική μη μηδενική παροχή νερού (δεν επιτρέπεται να είναι ξηρός).

Σύμφωνα με τις παραπάνω παραδοχές, η εξίσωση συνέχειας γράφεται:

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = q_L \quad (8.1)$$

όπου  $A$  είναι η επιφάνεια της υγρής διατομής,  $q$  η παροχή κατά μήκος του του κύριου άξονα ροής  $x$ ,  $q_L$  η πλευρική παροχή ανά μονάδα μήκους, και  $t$  ο χρόνος. Επισημαίνεται ότι η επιφάνεια είναι συνάρτηση του βάθους ροής  $y$ , ενώ η παροχή είναι επίσης συνάρτηση του βάθους ροής καθώς και της μέσης ταχύτητας  $v$  κατά τη διεύθυνση  $x$  (καθώς  $q = v A$ ). Αν το πλάτος της διατομής  $B$  θεωρηθεί σταθερό, τότε  $A(x, t) = B y(x, t)$  και  $q(x, t) = B v(x, t) y(x, t)$  και συνεπώς η (8.) γράφεται στην ισοδύναμη μορφή:

$$\frac{\partial y}{\partial t} + v \frac{\partial y}{\partial x} + y \frac{\partial v}{\partial t} = \frac{q_L}{B} \quad (8.2)$$



Σχήμα 8.1: Τυπική μορφή μεταβολής ενός υδρογραφήματος μεταξύ δύο διατομών.

Η εξίσωση διατήρησης της ποσότητας κίνησης ή εξίσωση ορμής, γνωστή και ως *δυναμικό μοντέλο*, γράφεται στη γενική μορφή:

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} - \frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} - v_{LX} \frac{q_L}{gA} \quad (8.3)$$

όπου  $S_f$  είναι η κλίση της γραμμής ενέργειας,  $S_0$  η κλίση του πυθμένα της κοίτης του υδατορεύματος,  $g$  η επιτάχυνση της βαρύτητας και  $v_{LX}$  η συνιστώσα της ταχύτητας του πλευρικού κύματος που είναι παράλληλη στον άξονα της ροής. Η παραπάνω σχέση, η οποία είναι απλοποιημένη σε σχέση με την πληρέστερη μορφή των αρχικών εξισώσεων St. Venant, εκφράζει την ισορροπία των ακόλουθων μεγεθών, εκφρασμένων ανά μονάδα βάρους:

- των δυνάμεων βαρύτητας,  $S_0$ .
- των δυνάμεων τριβής,  $S_f$ .
- της διαφοράς των δυνάμεων πίεσης,  $\partial y / \partial x$ .
- της μεταθετικής επιτάχυνσης,  $(v / g) (\partial v / \partial x)$ .
- της τοπικής επιτάχυνσης,  $(1 / g) (\partial v / \partial t)$ .
- της συμβολής της πλευρικής παροχής,  $(v_{LX} q_L) / (g A)$ .

Οι θεμελιώδεις σχέσεις (8.) ή (8.2) και (8.3) χρησιμοποιούνται σε συνδυασμό με μια εξίσωση τριβών (ήτοι μια σχέση στάθμης-παροχής, π.χ. εξίσωση Manning) καθώς και με σχέσεις που συνδέουν μεταξύ τους τα γεωμετρικά χαρακτηριστικά του αγωγού. Τελικά, προκύπτει ένα σύστημα μη γραμμικών διαφορικών εξισώσεων που δεν είναι δυνατό να επιλυθούν αναλυτικά. Οι τεχνικές επίλυσης που εφαρμόζονται περιγράφονται με τον όρο *υδραυλικές μέθοδοι*, οι οποίες βασίζονται είτε σε σχήματα πεπερασμένων διαφορών είτε σε απλοποιήσεις των εξισώσεων, ώστε αυτές να επιδέχονται αναλυτική επίλυση. Στην εν λόγω προσέγγιση, είναι αναγκαίος ο καθορισμός των αρχικών και των οριακών συνθηκών. Οι πρώτες εκφράζονται με τη συνθήκη μόνιμης ροής σε όλο το μήκος του αγωγού στο χρόνο  $t = 0$ , ενώ οι δεύτερες, για το ανάντη πέρας του μήκους ολοκλήρωσης διατυπώνονται με τη μορφή ενός

γνωστού υδρογραφήματος εισροής,  $q(x = 0, t)$ , ενώ για το κατάντη πέρας κατά κανόνα διατυπώνονται μέσω μιας γνωστής σχέσης στάθμης-παροχής  $q = f(y)$ .

Η απλούστερη και πλέον εύχρηστη κατηγορία αριθμητικών τεχνικών είναι οι *υδρολογικές μέθοδοι*, οι οποίες δεν αντιμετωπίζουν την πλήρη χωροχρονική εξέλιξη του φαινομένου αλλά ελέγχουν την στάθμη και την παροχή σε δύο σημεία, ανάντη και κατάντη (είσοδος και έξοδος υδατορεύματος). Το ενδιάμεσο τμήμα του αγωγού θεωρείται ως κλειστό υδρολογικό σύστημα, όπου η εξίσωση ποσότητας κίνησης αντικαθίσταται από μια συνάρτηση απόκρισης κλειστού τύπου ή από μια εννοιολογική σχέση (Κουτσογιάννης, 1999, σ. 126). Ειδικότερα, αντί της εξίσωσης ορμής χρησιμοποιείται (ή υπονοείται) μια σχέση έκφρασης του αποθηκευμένου όγκου συναρτήσει των άλλων μεταβλητών που υπεισέρχονται στην εξίσωση συνέχειας, ήτοι:

$$S(t) = \varphi[I(t), I_L(t), O(t)] \quad (8.4)$$

όπου  $I(t)$  η εισροή στην ανάντη διατομή,  $I_L(t)$  η πλευρική εισροή κατά μήκος του αγωγού και  $O(t)$  η εκροή στην κατάντη διατομή.

Ανάλογα με τους όρους που αγνοούνται, διαμορφώνονται δύο τυπικές κατηγορίες μοντέλων διόδευσης, τα οποία επιλύονται με αντίστοιχα αριθμητικά σχήματα. Οι δύο αυτές προσεγγίσεις αποσκοπούν στην απλοποίηση της αρχής διατήρησης της ποσότητας κίνησης (εξ. 8.3), θεωρώντας ότι δεν υπάρχει πλευρική τροφοδοσία του υδατορεύματος (καθώς όλες οι εισροές και εκροές πραγματοποιούνται στους κόμβους του υδρογραφικού δικτύου), και αγνοώντας κάποιους όρους με αμελητέα επίδραση στη μεταβολή της ποσότητας κίνησης. Συστηματική και κριτική επισκόπηση των βιβλιογραφικών προσεγγίσεων του προβλήματος γίνεται από τον Koussis (2009).

## 8.2 Μοντέλο κύματος διάχυσης (Muskingum)

Όταν η κατά μήκος κλίση  $S_0$  του αγωγού είναι πολύ ήπια (της τάξης του 0.002 ή μικρότερη), τότε η επιτάχυνση του νερού, δηλαδή η ποσότητα:

$$\frac{Dv(x, t)}{Dt} = \frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} \quad (8.5)$$

γίνεται εξαιρετικά μικρή. Συγκεκριμένα, οι όροι της τοπικής και της μεταθετικής επιτάχυνσης της εξίσωσης ποσότητας κίνησης (8.3) είναι μικρότεροι των  $S_f$  και  $S_0$  κατά δύο τάξεις μεγέθους, οπότε με απαλοιφή τους η εν λόγω εξίσωση γράφεται:

$$S_f = S_0 - \frac{\partial y}{\partial x} \quad (8.6)$$

Συνεπώς, η μεταβολή της γραμμής ενέργειας οφείλεται στις δυνάμεις βαρύτητας και στη διαφορά των δυνάμεων πίεσης εξαιτίας της μεταβολής της στάθμης από ανάντη προς κατάντη. Η παραπάνω σχέση σε συνδυασμό με την εξίσωση συνέχειας (8.), στην οποία ο όρος της πλευρικής παροχής  $q_L$  είναι μηδενικός (δεν υπάρχει εισροή ή εκροή νερού κατά μήκος του αγωγού), αποτελούν ένα σύστημα διαφορικών εξισώσεων που είναι πολύ πιο απλό σε σχέση με τις πλήρεις εξισώσεις St. Venant. Το μοντέλο που προκύπτει είναι γνωστό ως *κύμα διάχυσης* (diffusion wave) ή *κύμα μηδενικής αδράνειας* (noninertia wave), και ενδείκνυται για προβλήματα διόδευσης πλημμυρών σε πεδινά υδατορεύματα.

Το μοντέλο κύματος διάχυσης συνιστά το εννοιολογικό υπόβαθρο του γνωστού σχήματος επίλυσης Muskingum. Η φερώνυμη μέθοδος, η οποία εντάσσεται στις υδρολογικές

προσεγγίσεις, προτάθηκε από τον McCarthy (1938), και υπό ορισμένες προϋποθέσεις αποτελεί προσεγγιστική λύση τόσο των εξισώσεων του κύματος διάχυσης όσο και αυτών του κινηματικού κύματος, οι οποίες περιγράφονται στο εδάφιο 8.3 (Cunge, 1969).

Για την εφαρμογή της μεθόδου, η εξίσωση συνέχειας διατυπώνεται ως εξίσωση διαφορών:

$$\frac{\Delta S}{\Delta t} = I(t) - O(t) \quad (8.7)$$

όπου  $S(t)$  ο όγκος νερού που είναι αποθηκευμένος μεταξύ της ανάντη και κατάντη διατομής,  $I(t)$  το γνωστό υδρογράφημα εισροής και  $O(t)$  το ζητούμενο υδρογράφημα εκροής. Η αριθμητική προσέγγιση της παραπάνω σχέσης στο χρονικό διάστημα  $\Delta t = [t, t - 1]$  μέσω ενός απλού σχήματος οπίσθιων διαφορών γράφεται:

$$\frac{S_t - S_{t-1}}{\Delta t} = \frac{I_t + I_{t-1}}{2} - \frac{O_t + O_{t-1}}{2} \quad (8.8)$$

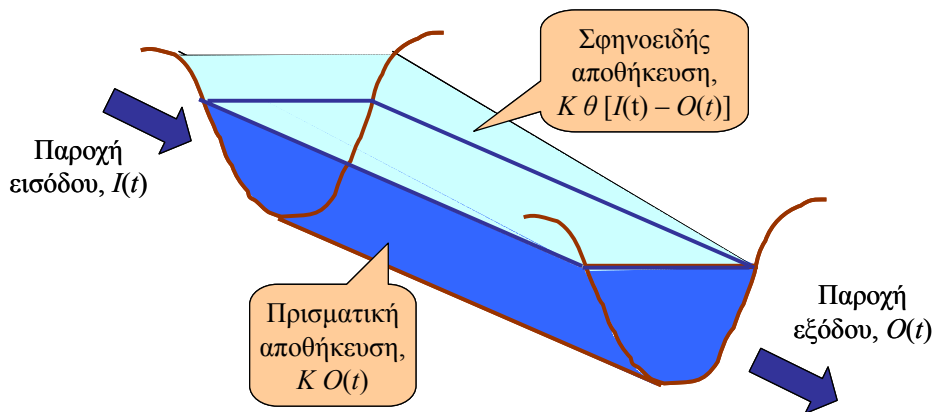
Μεταφέροντας τα άγνωστα μεγέθη  $S_t, O_t$  στο αριστερό μέλος λαμβάνεται η σχέση:

$$\left(\frac{S_t}{\Delta t} + \frac{O_t}{2}\right) = \left(\frac{I_t + I_{t-1}}{2}\right) + \left(\frac{S_{t-1}}{\Delta t} - \frac{O_{t-1}}{2}\right) \quad (8.9)$$

Για την επίλυση της (8.9) απαιτείται ο προσδιορισμός μιας ακόμη σχέσης της μορφής (8.4) που συνδέει την εκροή  $O(t)$  με την αποθήκευση  $S(t)$ . Η κλασική μέθοδος Muskingum χρησιμοποιεί την εμπειρική γραμμική σχέση:

$$S(t) = K [\theta I(t) + (1 - \theta)O(t)] \quad (8.10)$$

όπου  $\theta$  αδιάστατη παράμετρος και  $K$  χρονική παράμετρος, η οποία εκφράζει το μέσο χρόνο διαδρομής από την είσοδο μέχρι την έξοδο του υδατορεύματος (ακριβέστερα, τη χρονική απόσταση μεταξύ των κέντρων βάρους των υδρογραφημάτων εισροής και εκροής).



Σχήμα 8.2: Οι έννοιες της πρισματικής και σφηνοειδούς αποθήκευσης της συνάρτησης απόκρισης του μοντέλου Muskingum (εξ. 8.10).

Όπως φαίνεται στο σκαρίφημα του Σχήματος 8.2, η εμπειρική σχέση απόκρισης (8.10) περιλαμβάνει δύο συνιστώσες αποθήκευσης, την *πρισματική* (prism storage) και τη *σφηνοειδή* (wedge storage). Η πρισματική συνιστώσα,  $K O(t)$ , υποδηλώνει τον όγκο που αποθηκεύεται μεταξύ των διατομών σε συνθήκες ομοιόμορφης ροής, στις οποίες το βάθος ροής είναι σταθερό, ενώ η σφηνοειδής αποθήκευση,  $K \theta [I(t) - O(t)]$ , σχετίζεται με τη μεταβολή της στάθμης κατά μήκος του αγωγού. Όπως φαίνεται στο Σχήμα 8.1, στα αρχικά στάδια της χρονικής εξέλιξης του φαινομένου, η στάθμη μειώνεται από τα ανάντη προς τα κατάντη, καθώς αποθηκεύεται νερό στο ποτάμι λόγω ανάσχεσης της πλημμύρας, ενώ στη συνέχεια η

στάθμη αυξάνει από τα ανάντη προς τα κατόντη, καθώς ο αποθηκευμένος όγκος απορρέει με υστέρηση. Η παράμετρος  $\theta$  ορίζεται στο διάστημα  $[0, 0.50]$ , με τυπική τιμή  $\theta = 0.20$  για φυσικούς αγωγούς. Η οριακή τιμή  $\theta = 0$  αντιστοιχεί στο μοντέλο γραμμικού ταμιευτήρα (όπου η τρέχουσα εκροή εξαρτάται μόνο από την εκροή του προηγούμενου βήματος), ενώ τιμή  $\theta = 0.50$  αντιστοιχεί σε πλήρη σφήνα. Τιμές εκτός των παραπάνω ορίων δεν έχουν φυσικό νόημα, καθώς για  $\theta > 0.50$  η αιχμή του υδρογραφήματος αυξάνει καθώς μεταβαίνουμε στα κατόντη, ενώ για  $\theta < 0$  η αποθήκευση μειώνεται με την αύξηση της παροχής εισροής (Brutsaert, 2005, σ. 230).

Συνδυάζοντας τις (8.9) και (8.10) προκύπτει η ακόλουθη αναδρομική εξίσωση:

$$O_t = c_0 I_t + c_1 I_{t-1} + c_2 O_{t-1} \quad (8.11)$$

όπου:

$$c_0 = \frac{-2K\theta + \Delta t}{2K(1-\theta) + \Delta t} \quad (8.12)$$

$$c_1 = \frac{2K\theta + \Delta t}{2K(1-\theta) + \Delta t} \quad (8.13)$$

$$c_2 = \frac{2K(1-\theta) - \Delta t}{2K(1-\theta) + \Delta t} \quad (8.14)$$

Οι συντελεστές είναι συνάρτηση των  $K$ ,  $\theta$  και  $\Delta t$  και ικανοποιούν την προφανή σχέση  $c_0 + c_1 + c_2 = 1$ . Με δεδομένο το υδρογράφημα εισόδου, και συνεπώς γνωστές την τρέχουσα και προηγούμενη τιμή της εισροής  $I_t$  και  $I_{t-1}$ , αντίστοιχα, και με γνωστή την εκροή του προηγούμενου βήματος  $O_{t-1}$ , είναι δυνατός ο βήμα-προς-βήμα υπολογισμός της επίκαιρης εκροής  $O_t$ . Για την εφαρμογή της αναδρομικής σχέσης απαιτείται ο προσδιορισμός των ακόλουθων μεγεθών:

- του υπολογιστικού βήματος,  $\Delta t$ .
- των παραμέτρων  $K$  και  $\theta$ .
- των τιμών της εισροής,  $I_0$ , και εκροής,  $O_0$ , στο πρώτο βήμα (αρχικές συνθήκες).

Συγκεκριμένα, το υπολογιστικό βήμα  $\Delta t$  ταυτίζεται με το χρονικό βήμα του μοντέλου και, σε κάθε περίπτωση, οφείλει να είναι υποπολλαπλάσιο του  $K$ . Οι παράμετροι  $K$  και  $\theta$  εκτιμώνται, κατά κανόνα, εμπειρικά, με βάση τα χαρακτηριστικά του υδατορεύματος (διατομή, μήκος, κλίση, συντελεστής απωλειών). Προφανώς, οι δύο παράμετροι μπορούν να εκτιμηθούν με πολύ μεγαλύτερη ακρίβεια εφόσον διατίθενται πραγματικά υδρογραφήματα εισροής και εκροής. Γενικά, για δεδομένο μήκος  $L$  του αγωγού, όσο μειώνεται η κλίση ο χρόνος  $K$  αυξάνει, ενώ, αντίθετα, η τιμή της παραμέτρου  $\theta$  μειώνεται. Η εν λόγω τιμή λαμβάνεται πρακτικά μηδενική για υδατορεύματα εξαιρετικά ήπιας κλίσης και με πλευρική υπερχείλιση, οπότε η ροή προσομοιάζει τη λειτουργία γραμμικού ταμιευτήρα. Αντίθετα, για σχετικά απότομες κλίσεις και καλά διαμορφωμένες διατομές, η παράμετρος  $\theta$  προσεγγίζει την ανώτερη οριακή τιμή 0.50.

Στον προσδιορισμό των μεγεθών  $\Delta t$ ,  $K$  και  $\theta$ , είναι αναγκαίο να εξασφαλίζεται ότι οι υπολογιζόμενες εκροές θα είναι μη αρνητικές. Στην ιδανική περίπτωση, θα πρέπει να ισχύει  $K = \Delta t$ , που σημαίνει ότι το υπολογιστικό βήμα να ταυτίζεται με το μέσο χρόνο διαδρομής του κύματος στο υδατόρευμα. Αν αυτό δεν είναι εφικτό, τότε για την αποφυγή αρνητικών παροχών, το υπολογιστικό βήμα  $\Delta t$  θα πρέπει να επιλέγεται στο διάστημα (Hjelmfelt Jr., 1985):



$$2 K \theta \leq \Delta t \leq 2 K(1 - \theta) \quad (8.15)$$

Πρακτικά, για να υπάρχει ακρίβεια στους υπολογισμούς, το χρονικό βήμα θα πρέπει να λαμβάνεται μεταξύ των τιμών  $K/3$  και  $K/4$  (Κουτσογιάννης, 1999, σ. 130).

### 8.3 Μοντέλο κινηματικού κύματος

Στο μοντέλο του κινηματικού κύματος, η εξίσωση ποσότητας κίνησης (8.3) απλοποιείται περαιτέρω, καθώς αγνοείται και ο όρος  $\partial y / \partial x$ , οπότε λαμβάνει τη στοιχειώδη μορφή  $S_f = S_0$ . Συνεπώς, η ταχύτητα και η παροχή είναι μονοσήμαντες συναρτήσεις της στάθμης ή, ισοδύναμα, της επιφάνειας, ήτοι:

$$q(x, t) = f[A(x, t)] \quad (8.16)$$

Από την παραπάνω σχέση προκύπτει:

$$\frac{\partial q}{\partial x} = \frac{\partial q}{\partial A} \frac{\partial A}{\partial x} = c(A) \frac{\partial A}{\partial x} \quad (8.17)$$

όπου το μέγεθος  $c(A)$  έχει διαστάσεις ταχύτητας και εξαρτάται από τη γεωμετρία της διατομής και τη σχέση απωλειών τριβής που χρησιμοποιείται. Συνεπώς, αν θεωρηθεί μηδενική πλευρική παροχή, η εξίσωση συνέχειας (8.) γράφεται:

$$\frac{\partial A}{\partial t} = -c(A) \frac{\partial A}{\partial x} \quad (8.18)$$

η οποία έχει γενική λύση:

$$A(x, t) = \varphi(t - x / c) \quad (8.19)$$

Η συνάρτηση  $\varphi$  καθορίζεται από τη οριακή συνθήκη για  $x = 0$ , ενώ για δεδομένη χωροχρονική εξέλιξη της επιφάνειας  $A(x, t)$ , η εξέλιξη της παροχής προκύπτει άμεσα από την (8.16). Το μέγεθος  $c$  στην εξίσωση (8.19) εκφράζει την ταχύτητα του κινηματικού κύματος, δεδομένου ότι για έναν παρατηρητή που κινείται προς τα κατάντη με ταχύτητα  $c$ , η μορφή του κύματος  $(A, q, y)$  παραμένει αμετάβλητη. Αν η τιμή του  $c$  θεωρηθεί σταθερή, τότε προκύπτει το λεγόμενο γραμμικό κινηματικό κύμα, το οποίο μετακινείται προς τα κατάντη με ταχύτητα  $c$ , χωρίς καμία μεταβολή του σχήματός του, άρα και χωρίς εξομάλυνση της παροχής αιχμής (Κουτσογιάννης, 1999, σ. 121-123).

## 9 Υπολογιστικά εργαλεία υδραυλικής προσομοίωσης

### 9.1 Κατηγορίες μοντέλων

Σε αυτό το κεφάλαιο παρουσιάζονται μερικά από τα γνωστότερα υπολογιστικά προγράμματα που χρησιμοποιούνται για την αναπαράσταση της διάδευσης των πλημμυρικών φαινομένων. Κατά κανόνα, τα μοντέλα αυτά χωρίζονται σε τρεις κατηγορίες (μονοδιάστατα, δισδιάστατα, τρισδιάστατα), ανάλογα με τη διάσταση των διανυσμάτων των υπολογιζόμενων υδραυλικών χαρακτηριστικών. Ακόμη, υπάρχει μια ενδιάμεση κατηγορία, μεταξύ των μονοδιάστατων και διδιάστατων υδραυλικών μοντέλων, τα λεγόμενα ψευδο-διδιάστατα.

Γενικά, οι μακροσκοπικές συνθήκες ροής με ελεύθερη επιφάνεια μπορεί να είναι μη μόνιμες ή μόνιμες, ανάλογα με το εάν τα χαρακτηριστικά της ροής (π.χ. ταχύτητα ρευστού, παροχτετευτικότητα, τραχύτητα εδάφους) μεταβάλλονται ή όχι συναρτήσει του χρόνου, αντίστοιχα. Ακόμη, οι συνθήκες ροής μπορεί να είναι ομοιόμορφες, εφόσον τα χαρακτηριστικά της ροής δεν μεταβάλλονται στον χώρο, οπότε και δημιουργούνται ροϊκές γραμμές παράλληλες μεταξύ τους και με την κλίση του πυθμένα, ή ανομοιόμορφες, με βαθμιαίως ή ταχέως μεταβαλλόμενη κλίση της ελεύθερης επιφάνειας και απώλειες ενέργειας που οφείλονται στις τριβές.

Στα μοντέλα μονοδιάστατης μόνιμης και ομοιόμορφης ροής, για την επίλυση της ροής συνήθως χρησιμοποιείται η εξίσωση Manning, ενώ σε μόνιμη και ανομοιόμορφη ροή μπορούν να προστεθούν και οι συνθήκες βαθμιαίας μεταβολής της εξίσωσης ενέργειας, με την υπόθεση ότι ο όρος  $dE / dx$  είναι πολύ μικρός. Στις περιπτώσεις της μονοδιάστατης ή και δισδιάστατης μη μόνιμης και ανομοιόμορφης ροής, κατά κανόνα χρησιμοποιούνται οι εξισώσεις St. Venant. Ειδικές περιπτώσεις της τελευταίας είναι οι εξισώσεις κινηματικού κύματος και κύματος διάχυσης. Αυτές, προκύπτουν από τις εξισώσεις Navier-Stokes ολοκληρωμένες κατά βάθος, για περιπτώσεις μικρών βαθών σε σχέση με την οριζόντια επιφάνεια της ροής (συνθήκες ρηχού περιβάλλοντος). Τέλος, οι εξισώσεις Navier-Stokes μπορούν να χρησιμοποιηθούν σε όλες τις περιπτώσεις.

### 9.2 Μονοδιάστατα μοντέλα

Μερικά από τα πιο διαδεδομένα μοντέλα υδραυλικής προσομοίωσης διάδευσης πλημμύρας, που υλοποιούν μονοδιάστατη ανάλυση, είναι το HEC-RAS, το MIKE 11, το DAMBRK και το TUFLOW. Στο Σχήμα 9.1 απεικονίζεται μια χαρακτηριστική οθόνη του λογισμικού HEC-RAS, που είναι προϊόν του Hydrologic Engineering Center των ΗΠΑ.

Τα μονοδιάστατα μοντέλα υπολογίζουν τα προφίλ της ελεύθερης επιφάνειας για μερικές ή όλες τις συνθήκες:

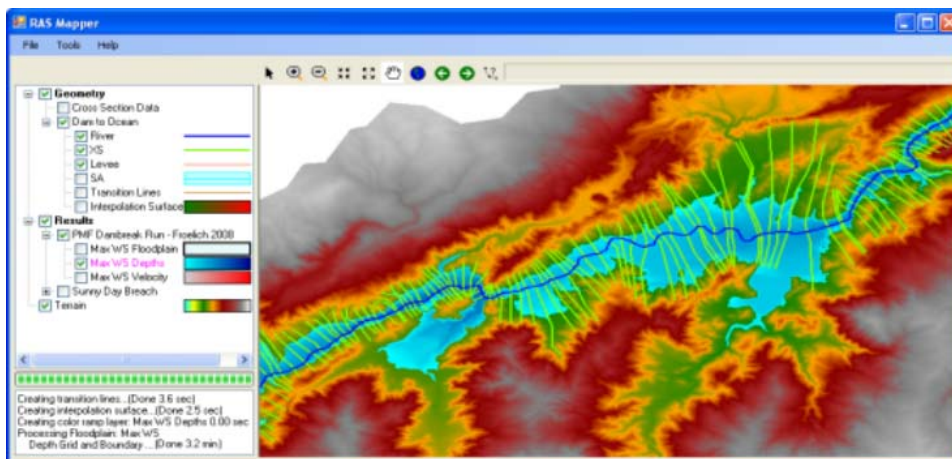
- μόνιμης ομοιόμορφης ροής (εξίσωση Manning)
- μόνιμης ανομοιόμορφης ροής, βαθμιαία μεταβαλλόμενης
- μη μόνιμης ροής, βαθμιαία μεταβαλλόμενης.

Ο χρήστης έχει ακόμη τη δυνατότητα να εισάγει και κατασκευές/εμπόδια κατά μήκος της ροής (όπως γέφυρες, οχετούς και υπερχειλιστές). Δεδομένα εισόδου των μοντέλων είναι:

- η τοπογραφία του εδάφους, στις διατομές ενδιαφέροντος·
- η θέση και η γεωμετρία των κατασκευών·
- οι συντελεστές τραχύτητας κατά μήκος του κυρίου καναλιού και στις παρειές του·
- η ανάντη και κατάντη κλίση της ροής, η οποία, για απλούστευση, μπορεί να θεωρηθεί ίση με την κλίση του εδάφους·
- το πλημμυρογράφημα εισόδου σε κάθε διατομή ενδιαφέροντος, αν υπάρχουν συμβολές μικρότερων χειμάρρων.

Γενικά, τα μονοδιάστατα μοντέλα είναι πολύ εύκολα στη χρήση και απαιτούνται λίγες γνώσεις θεωρητικής και υπολογιστικής υδραυλικής για την εφαρμογή τους. Τα αποτελέσματα αφορούν κυρίως το βάθος ροής και την ταχύτητα με διεύθυνση κάθετη στη διατομή, η οποία θεωρείται πως κατανέμεται ομοιόμορφα στα τμήματα όμοιας τραχύτητας του καναλιού. Στη συνέχεια, με βάση την τοπογραφία, το μοντέλο παράγει τον πλημμυρικό χάρτη, στον οποίο όλα τα κελιά με υψόμετρο χαμηλότερο από αυτό της ελεύθερης επιφάνειας πλημμυρίζουν.

Για καλύτερη αναπαράσταση του φαινομένου, ο χρήστης μπορεί να επιλέξει επίλυση και με βαθμιαία μεταβαλλόμενη ροή, με μίξη υπερκρίσιμων και υποκρίσιμων ροών.

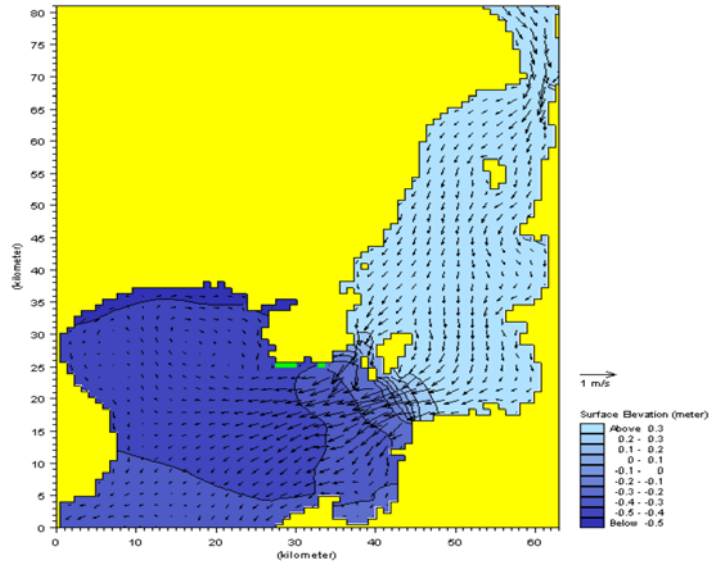


Σχήμα 9.1: Παράδειγμα κατάκλισης πλημμύρας με το ελεύθερο λογισμικό HEC-RAS (Πηγή: <http://www.hec.usace.army.mil/software/hec-ras/>).

### 9.3 Δισδιάστατα μοντέλα

Η ανάγκη προσομοίωσης της αλληλεπίδρασης των πλημμυρικών φαινομένων στο χώρο δημιούργησε την ανάγκη για μεγαλύτερες διαστάσεις μοντέλων. Μερικά από τα πιο διαδεδομένα δισδιάστατα μοντέλα είναι το MIKE 21, το RIVER2D, το FESWMS, και το Telemac. Στο Σχήμα 9.2 απεικονίζεται μια χαρακτηριστική οθόνη του λογισμικού MIKE 21, που είναι προϊόν της Δανέζικης εταιρείας DHI.

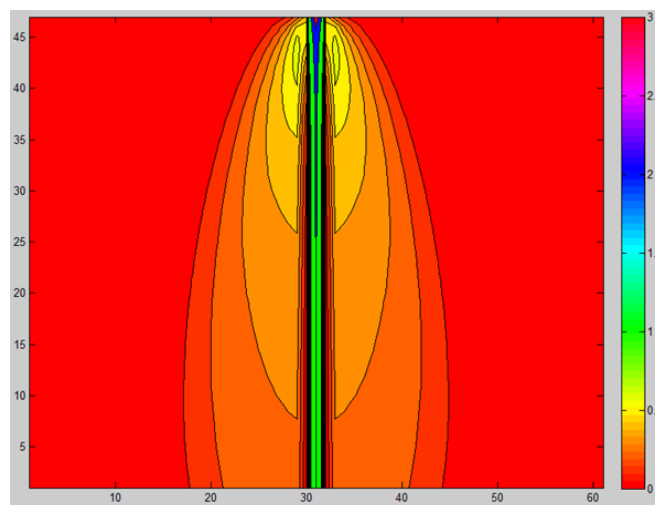
Στα δισδιάστατα μοντέλα απαιτείται στις παραμέτρους εισόδου ότι και στα μονοδιάστατα, αλλά σε όλο το 2D πεδίο που είναι παράλληλο στον πυθμένα. Στην περίπτωση αυτή, ωστόσο, απαιτούνται πιο εξειδικευμένες γνώσεις υδραυλικής (υπολογιστικά σχήματα επίλυσης 2D εξισώσεων, αντιμετώπιση προβλημάτων σύγκλισης, συνθήκες ορίων, κ.ά.). Σε κάθε σημείο του πεδίου το μοντέλο μπορεί να εκτιμήσει το βάθος ροής, αλλά και την εγκάρσια κατανομή της ταχύτητας, δηλαδή στις δύο οριζόντιες διευθύνσεις.



Σχήμα 9.2: Παράδειγμα επιφανειακών ταχυτήτων ροής με τη χρήση του λογισμικού MIKE21 (Πηγή: [http://www.hydroasia.org/jahia/webdav/site/hydroasia/shared/Document\\_public/Project/Manuals/WRS/MIKE\\_FLOOD\\_River\\_Flood\\_Modelling\\_Step\\_by\\_Step.pdf](http://www.hydroasia.org/jahia/webdav/site/hydroasia/shared/Document_public/Project/Manuals/WRS/MIKE_FLOOD_River_Flood_Modelling_Step_by_Step.pdf)).

#### 9.4 Ψευδο-δισδιάστατα μοντέλα

Τα τελευταία χρόνια, ευρεία χρήση στην προσομοίωση πλημμυρικών φαινομένων απέκτησαν τα λεγόμενα ψευδο-δισδιάστατα μοντέλα (quasi 2D), τα οποία συνδυάζουν τα πλεονεκτήματα των μονοδιάστατων μοντέλων αποδίδοντας παράλληλα και πληροφορίες για την κάθετη στην κύρια διεύθυνση ροή. Συγκεκριμένα, η μονοδιάστατη εξίσωση ορμής επιλύεται στην κύρια αλλά και κατά την κάθετη σε αυτήν διεύθυνση ροής. Η υβριδική φύση αυτών των μοντέλων εξασφαλίζει μια ικανοποιητική ισορροπία μεταξύ της ελαχιστοποίησης του υπολογιστικού φόρτου και της μεγιστοποίησης της παρεχόμενης πληροφορίας. Με τον τρόπο αυτό, επιτρέπει την σύνθεση χαρτών πλημμύρας (χάρτες διάδευσης και κατάκλισης) σε πολύπλοκες και αναλυτικές τοπογραφίες. Παραδείγματα τέτοιων μοντέλων είναι το Lisflood (Σχήμα 9.3), το οποίο επιλύει την εξίσωση κινηματικού κύματος και στις δύο διευθύνσεις, καθώς και το Flo-2D, το οποίο επιλύει τις πλήρεις εξισώσεις Saint-Venant.



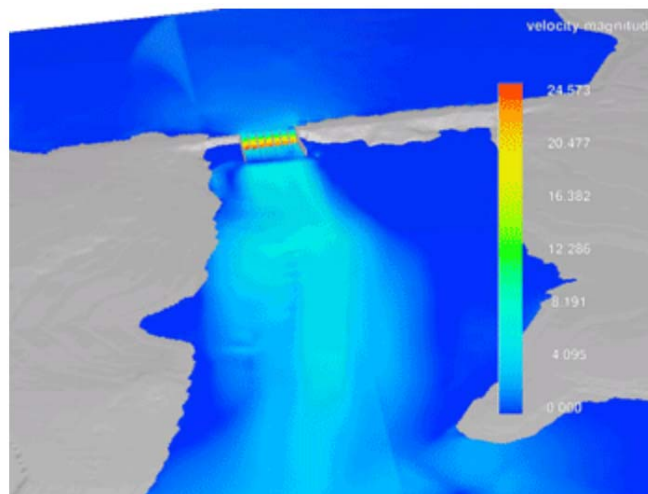
Σχήμα 9.3: Παράδειγμα πλημμυρικών βαθών σε κεκλιμένο επίπεδο δισδιάστατο χώρο με τη χρήση του λογισμικού Lisflood.

## 9.5 Τρισδιάστατα μοντέλα

Σε περιπτώσεις στις οποίες η κατακόρυφη ταχύτητα είναι σημαντική για τον σχεδιασμό των σχετικών έργων ή αναφέρονται σε σύνθετα υδραυλικά φαινόμενα, στα οποία οι τοπικές απώλειες ενέργειας είναι σημαντικές, η χρήση μονοδιάστατων και δισδιάστατων μοντέλων δεν κρίνεται αξιόπιστη, καθώς οι σχέσεις που χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό των τοπικών απωλειών είτε είναι προσεγγιστικές ή ακόμα και αγνοούν τις εν λόγω απώλειες. Για την ορθή μαθηματική και φυσική περιγραφή των παραπάνω διεργασιών κρίνεται απαραίτητη η χρήση τρισδιάστατων μοντέλων υπολογιστικής ρευστομηχανικής (CFD). Τέτοια μοντέλα χρησιμοποιούνται σε εξειδικευμένες αναλύσεις υδραυλικών αλμάτων και τυρβώδους ροής, στο σχεδιασμό υπερχειλιστών φραγμάτων και γενικά έργων με πολύπλοκη γεωμετρία, που μεταβάλλεται στις τρεις διαστάσεις.

Τα ευρέως χρησιμοποιούμενα τρισδιάστατα μοντέλα είναι τα CH3D-SED, STAR-CD, OPEN FOAM, FLUENT, CFX και FLOW3D (Σχήμα 9.4). Στην περίπτωση αυτή, απαιτείται εξαιρετικά ακριβής γνώση της γεωμετρίας του εδάφους (και στις τρεις διευθύνσεις), καθώς και άριστες γνώσεις υπολογιστικής και υδραυλικής. Από τα παραπάνω μοντέλα, το FLOW-3D θεωρείται από τα πιο αξιόπιστα, ειδικά για προσομοίωση της ροής με ελεύθερη επιφάνεια, στη περίπτωση που αναμένεται υψηλή επίδραση των τοπικών συνθηκών στην ροή (π.χ. στην προσομοίωση των μεγάλων πλημμυρικών αιχμών).

Για συνήθη προβλήματα διόδευσης, η μακροσκοπική θεώρηση που παρέχουν τα απλούστερα μοντέλα, τα οποία έχουν πολύ μικρότερες υπολογιστικές απαιτήσεις σε σχέση με τα τρισδιάστατα, είναι επαρκής, καθώς οι κατακόρυφες (ως προς τον πυθμένα) ταχύτητες είναι συνήθως πολύ μικρότερες σε σχέση με τις ταχύτητες των άλλων δύο οριζόντιων πεδίων.



Σχήμα 9.4: Παράδειγμα επιφανειακών ταχυτήτων ροής με τη χρήση του λογισμικού FLOW3D (Πηγή: [http://www.flow3d.com/resources/news\\_10/resources-news-winter-application-note.html](http://www.flow3d.com/resources/news_10/resources-news-winter-application-note.html)).

## 10 Θεσμικό πλαίσιο

---

### 10.1 Ελληνική νομοθεσία και πρακτικές

Στην Ελλάδα το υφιστάμενο νομικό πλαίσιο που διέπει την εκπόνηση μελετών Υδραυλικών Έργων είναι το Προεδρικό Διάταγμα ΠΔ-696/74 (ΦΕΚ-301/Α/8-10-74).

Στο Προεδρικό Διάταγμα, άρθρο 187, προτείνεται η ορθολογική μέθοδος υπολογισμού για τις πλημμυρικές παροχές. Ειδικότερα, για τον υπολογισμό του χρόνου συγκέντρωσης προτείνεται για απλές λεκάνες και διατομής της φυσικής κοίτης ο τύπος του Giandotti, που λαμβάνει υπόψη την έκταση της λεκάνης, το μήκος του κύριου υδατορεύματος και τη διαφορά του μέσου υψόμετρου της λεκάνης από το υψόμετρο εξόδου. Για απλές λεκάνες μέχρι  $13 \text{ km}^2$  μπορεί να χρησιμοποιηθεί και ο τύπος του Kirpich, ο οποίος λαμβάνει υπόψη του το μέγιστο μήκος διαδρομής του νερού στη λεκάνη και την κλίση ανάμεσα στο υψηλότερο σημείο της λεκάνης μέχρι την έξοδο. Επισημαίνονται όμως ότι στο ΠΔ εκφράζονται επιφυλάξεις για τη χρήση της ορθολογικής μεθόδου για μεγάλες εκτάσεις, συγκεκριμένα για εκτάσεις άνω των  $130 \text{ km}^2$ .

Δεδομένης της παρέλευσης σημαντικού χρόνου από την δημοσίευση του εν λόγω διατάγματος, κατά την πάροδο των ετών προέκυψαν διαφοροποιήσεις στις προτάσεις των νεότερων Οδηγιών μελετών, που εκδόθηκαν από οργανισμούς, όπως η Εγνατία Οδός και η ΕΡΓΟΣΕ.

Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι, για λεκάνες μεγάλου μεγέθους (ήτοι άνω των  $150 \text{ km}^2$ ), η Εγνατία Οδός προτείνει την χρήση συνθετικών μοναδιαίων υδρογραφημάτων αντί για την ορθολογική μέθοδο. Αντίστοιχα, η ΕΡΓΟΣΕ προτείνει την εφαρμογή των μοναδιαίων υδρογραφημάτων για λεκάνες μεγαλύτερες των  $20 \text{ km}^2$ . Ελλείπει καταγραφών πλημμυρικών γεγονότων στην ευρύτερη περιοχή, συστήνεται να χρησιμοποιείται το συνθετικό μοναδιαίο υδρογράφημα της US Soil Conservation Service (SCS).

Τα τελευταία χρόνια, κατά την εκπόνηση των μελετών υδραυλικών έργων, έχει επικρατήσει να χρησιμοποιείται το πρόγραμμα HEC-1 για τον υπολογισμό πλημμυρικών παροχών, και πιο πρόσφατα το HEC-HMS.

Δεδομένου ότι στην Ελλάδα στις πιο πολλές λεκάνες δεν υπάρχουν πλημμυρικά στοιχεία και ούτε έχουν αναπτυχθεί μοναδιαία υδρογραφήματα προσαρμοσμένα στις Ελληνικές συνθήκες, χρησιμοποιούνται συνθετικά μοναδιαία υδρογραφήματα που έχουν αναπτυχθεί στο εξωτερικό. Πολύ συχνά χρησιμοποιούνται είτε τα συνθετικά υδρογραφήματα της SCS είτε το συνθετικό τριγωνικό μοναδιαίο υδρογράφημα του Βρετανικού Ινστιτούτου Υδρολογίας.

Λόγω του μικρού σχετικά μεγέθους λεκανών χρησιμοποιούνται διάρκειες βροχόπτωσης από 6 έως και 24 ώρες, ενώ συχνά λαμβάνεται κατανομή βροχόπτωσης σύμφωνα με την μέθοδο των εναλλασσόμενων μπλοκ (Chow *et al.*, 1988). Η αναγωγή της σημειακής βροχόπτωσης σε επιφανειακή συνήθως γίνεται είτε με τα γραφήματα της US Weather Bureau (1958) είτε με την σχέση του National Environmental Research Council (1978), όπως τροποποιήθηκε από τους Κουτσογιάννη και Ξανθόπουλο (1999).

Ο υπολογισμός του ενεργού (καθαρού) υετογραφήματος, το οποίο και παράγει την πλημμυρική απορροή, έχει επικρατήσει να γίνεται με την μέθοδο της US Soil Conservation Service (SCS). Η επιλογή του αριθμού καμπύλης απορροής (που προσιδιάζει κάπως την έννοια του συντελεστή απορροής της ορθολογικής μεθόδου) γίνεται βάση πινάκων της SCS, γεωλογικών χαρτών του ΓΓΜΕ και την προσωπική θεώρηση του κάθε μελετητή, χωρίς να έχει υπάρξει κάποια συστηματοποιημένη προσπάθεια προσαρμογής της διεθνούς βιβλιογραφίας στις Ελληνικές συνθήκες.

Από τα παραπάνω είναι σαφές ότι δεν υπάρχει επαρκές και σύγχρονο πλαίσιο οδηγιών εκπόνησης υδρολογικών μελετών που να έχει ελεγχθεί και προσαρμοστεί στις Ελληνικές συνθήκες, την διεθνή εμπειρία και το σύγχρονο μεθοδολογικό πλαίσιο.

## **10.2 Οδηγία-Πλαίσιο 2007/60/ΕΚ**

### **10.2.1 Ιστορικό – Σκοπός**

Το έντονο ενδιαφέρον που παρατηρείται παγκοσμίως για τις επιπτώσεις των πλημμυρικών φαινομένων, σε συνδυασμό με μια σειρά πρόσφατων καταστροφικών πλημμυρών στην Ευρώπη (κυρίως οι πλημμύρες του Δούναβη και του Έλβα το καλοκαίρι του 2002), οι οποίες προκάλεσαν μείζονες υλικές καταστροφές και απώλειες ανθρώπινων ζώων, συνέβαλε στο να αναδειχθεί με εμφατικό τρόπο η κρισιμότητα του προβλήματος. Για την μείωση των κινδύνων από τις πλημμύρες και των συνεπειών τους, το Ευρωπαϊκό Κοινοβούλιο και το Συμβούλιο εξέδωσαν την Οδηγία 2007/60/ΕΚ για την εκτίμηση και διαχείριση της πλημμυρικής διακινδύνευσης (assessment and management of flood risk). Ο σχετικός νόμος ψηφίστηκε στις 23/10/2007 και τέθηκε σε ισχύ από τις 26/11/2007. Η Οδηγία θέτει ως κεντρικό στόχο τη μείωση των αρνητικών συνεπειών που συνδέονται με την πλημμύρα όσον αφορά στην ανθρώπινη υγεία, το περιβάλλον, την πολιτιστική κληρονομιά και τις οικονομικές δραστηριότητες. Οι κύριες πτυχές της συζητώνται στα επόμενα εδάφια.

Στην Ελλάδα, έως τώρα έχουν οριστεί οι διαχειριστικές αρχές (κοινές με την Οδηγία-Πλαίσιο 2000/60/ΕΚ) και έχει δημοσιευτεί η Κοινή Υπουργική Απόφαση για την «Αξιολόγηση και διαχείριση των κινδύνων πλημμύρας, σε συμμόρφωση με τις διατάξεις της οδηγίας 2007/60/ΕΚ» (ΦΕΚ 1108, 22/7/2010). Στο επίπεδο της πρακτικής υλοποίησης της Οδηγίας, έχει οριστεί ο Σύμβουλος του ΥΠΕΚΑ, που έχει ήδη ολοκληρώσει την προκαταρκτική εκτίμηση της πλημμυρικής διακινδύνευσης, σύμφωνα με τις απαιτήσεις του άρθρου 4, ενώ σύντομα πρόκειται να προκηρυχθούν οι μελέτες υλοποίησης των επόμενων άρθρων της Οδηγίας.

### **10.2.2 Θεμελιώδεις ορισμοί**

Ως πλημμύρα (flood) ορίζεται η προσωρινή κάλυψη του εδάφους από νερό που, υπό φυσιολογικές συνθήκες, δεν υφίσταται. Ο ορισμός καλύπτει τις ακόλουθες περιπτώσεις:

- Πλημμύρες που παράγονται από ποτάμια, ορεινούς χείμαρρους και υδατορεύματα εφήμερης ροής·
- Πλημμύρες από υπόγεια νερά, οι οποίες οφείλονται στην υπερβολική ανύψωση του υδροφόρου ορίζοντα και σε έντονες εκφορτίσεις πηγών·
- Πλημμύρες που οφείλονται σε αστοχίες δικτύων, όπως συστήματα απορροής ομβρίων και παντοροϊκά δίκτυα·

- Πλημμύρες που οφείλονται στην ανύψωση της θάλασσας σε παράκτιες περιοχές (περιλαμβάνονται τα τσουνάμι)·
- Πλημμύρες που οφείλονται στην αστοχία μεγάλων τεχνικών έργων (θραύσεις αναχωμάτων, φραγμάτων).

Στο Άρθρο 2 της οδηγίας αποσαφηνίζονται δύο κομβικές έννοιες, οι οποίες χρησιμοποιούνται ευρέως στη συνέχεια του κειμένου, ήτοι η πλημμυρική επικινδυνότητα και διακινδύνευση. Συγκεκριμένα, η *πλημμυρική επικινδυνότητα* (flood hazard) ορίζεται ως η πλημμύρα που πραγματοποιείται σε συγκεκριμένο χώρο και αντιστοιχεί σε δεδομένη περίοδο επαναφοράς. Το μέγεθος της πλημμύρας ποσοτικοποιείται μέσω του βάθους νερού, της ταχύτητας ροής ή κάποιου άλλου χαρακτηριστικού υδρολογικού ή υδραυλικού μεγέθους. Από την άλλη πλευρά, ο *κίνδυνος πλημμύρας*<sup>1</sup> (flood risk) αναφέρεται στις δυνητικές αρνητικές συνέπειες για την ανθρώπινη υγεία, το περιβάλλον, την πολιτιστική κληρονομιά και τις οικονομικές δραστηριότητες, που συνδέονται με την συγκεκριμένη πλημμύρα, στο συγκεκριμένο χώρο.

### 10.2.3 Προκαταρκτική αξιολόγηση κινδύνων πλημμύρας

Η δραστηριότητα αυτή περιγράφεται στο Άρθρο 4 και, όπως αναφέρθηκε παραπάνω, έχει ήδη ολοκληρωθεί. Σύμφωνα με το εν λόγω άρθρο, για κάθε περιοχή λεκάνης απορροής ποταμού ή τμήμα διεθνούς περιοχής λεκάνης απορροής ποταμού που βρίσκεται στην επικράτειά τους, τα κράτη μέλη διεξάγουν προκαταρκτική αξιολόγηση κινδύνων πλημμύρας. Η προκαταρκτική εκτίμηση βασίζεται σε διαθέσιμες και γενικά εύκολα υπολογιζόμενες πληροφορίες, και περιλαμβάνει:

- Χάρτες σε κατάλληλη κλίμακα, που απεικονίζουν τα όρια των λεκανών (ή παράκτιων ζωνών), τα τοπογραφικά χαρακτηριστικά τους και τις χρήσεις γης·
- Περιγραφικά δεδομένα πλημμυρών που σημειώθηκαν κατά το παρελθόν και είχαν σημαντικές αρνητικές επιπτώσεις στις ανθρώπινες ζωές, στις οικονομικές δραστηριότητες και στο περιβάλλον, εφόσον υπάρχει ακόμη πιθανότητα παρόμοιων μελλοντικών συμβάντων (στην περιγραφή αναφέρονται η έκταση της πλημμύρας, οι οδοί αποστράγγισης και οι σχετικές επιπτώσεις)·
- Αξιολόγηση των δυνητικών αρνητικών συνεπειών μελλοντικών πλημμυρών, με βάση στοιχεία όπως η τοπογραφία, η θέση και τα όρια των υδατορευμάτων, τα υδρολογικά και γεωμορφολογικά χαρακτηριστικά τους, η αποτελεσματικότητα των υφισταμένων αντιπλημμυρικών έργων, η θέση των κατοικημένων περιοχών και των περιοχών οικονομικής δραστηριότητας καθώς και οι μακροπρόθεσμες δυνητικές εξελίξεις.

### 10.2.4 Χάρτες πλημμυρικής επικινδυνότητας και διακινδύνευσης

Στο Άρθρο 6 ορίζεται ότι για τις περιοχές που χαρακτηρίζονται, με βάση την προκαταρκτική εκτίμηση της πλημμυρικής διακινδύνευσης του Άρθρου 4, ως δυνητικές περιοχές υψηλής διακινδύνευσης, καταρτίζονται χάρτες επικινδυνότητας και χάρτες κινδύνων πλημμύρας, σε κατάλληλη κλίμακα.

Συγκεκριμένα, οι *χάρτες επικινδυνότητας πλημμύρας* (flood hazard maps) προσδιορίζουν τις γεωγραφικές περιοχές που πλημμυρίζουν, σύμφωνα με τα ακόλουθα σενάρια:

- πλημμύρες χαμηλής πιθανότητας υπέρβασης (δηλαδή ακραία φαινόμενα)·

<sup>1</sup> Ορθότερα, πλημμυρική διακινδύνευση (στο κείμενο χρησιμοποιείται η ορολογία της επίσημης μετάφρασης της οδηγίας).



- πλημμύρες μέσης πιθανότητας υπέρβασης (με περίοδο επαναφοράς της τάξης των 100 ετών)·
- πλημμύρες υψηλής πιθανότητας υπέρβασης (δηλαδή συχνά φαινόμενα).

Στους χάρτες πλημμυρικής επικινδυνότητας περιγράφονται τα ακόλουθα υδραυλικά μεγέθη, ανά σενάριο:

- η έκταση της πλημμύρας·
- ο χρόνος παραμονής των υδάτων σε χαρακτηριστικές θέσεις·
- τα βάθη ροής ή η απόλυτη στάθμη νερού σε χαρακτηριστικές θέσεις·
- η ταχύτητα ροής ή η σχετική ροή των υδάτων, εφόσον κρίνεται αναγκαίο.

Αντίστοιχα, στους χάρτες κινδύνων πλημμύρας (flood risk maps) απεικονίζονται οι δυνητικές αρνητικές επιπτώσεις αρνητικών των πλημμυρών, που αναφέρονται στα τρία σενάρια επικινδυνότητας. Στους χάρτες δίνονται οι ακόλουθες πληροφορίες, ανά σενάριο:

- ο ενδεικτικός αριθμός κατοίκων που ενδέχεται να πληγούν·
- ο τύπος της οικονομικής δραστηριότητας στην περιοχή που ενδέχεται να πληγεί·
- οι εγκαταστάσεις που ενδέχεται να προκαλέσουν τυχαία ρύπανση σε περίπτωση πλημμύρας και προστατευόμενες περιοχές που ενδέχεται να πληγούν·
- οι περιοχές στις οποίες υπάρχει το ενδεχόμενο πλημμυρών με αυξημένο ποσοστό μεταφερόμενων ιζημάτων και πλημμυρών που μπορεί να προκαλέσουν ροή λάσπης ή κατολισθήσεις·
- πληροφορίες για πιθανές άλλες σημαντικές πηγές ρύπανσης.

Για τις παράκτιες περιοχές, στις οποίες παρέχεται επαρκές επίπεδο προστασίας, καθώς και τις περιοχές με πλημμύρες οφειλόμενες σε υπόγεια ύδατα, η κατάσταση χαρτών πλημμυρικής επικινδυνότητας περιορίζεται σενάριο που αναφέρεται σε ακραία φαινόμενα.

### 10.2.5 Σχέδια διαχείρισης των κινδύνων πλημμύρας

Με βάση τους χάρτες επικινδυνότητας και κινδύνου, καταρτίζονται συντονισμένα σχέδια διαχείρισης, σε κατάλληλη κλίμακα, όπως προδιαγράφεται στα Άρθρα 7 και 8. Ειδικότερα, στο Άρθρο 8 ρυθμίζονται ζητήματα διαχείρισης πλημμυρών και κατάρτιση σχετικών σχεδίων σε διακρατικές λεκάνες.

Γενικά, τα σχέδια διαχείρισης του πλημμυρικού κινδύνου αποσκοπούν στη μείωση των δυνητικών αρνητικών συνεπειών για την ανθρώπινη υγεία, το περιβάλλον, την πολιτιστική κληρονομιά και την οικονομική δραστηριότητα, προωθώντας μη κατασκευαστικά μέτρα και δράσεις για τη διαχείριση της διακινδύνευσης ή/και για τη μείωση της πιθανότητας εμφάνισης πλημμύρας. Για το σκοπό αυτό λαμβάνονται υπόψη συναφείς πτυχές, όπως:

- οι οικονομικές παράμετροι (κόστη και οφέλη)·
- τα υδραυλικά χαρακτηριστικά της πλημμύρας (κατακλυόμενη έκταση, διαδρομές και περιοχές αποστράγγισης, περιοχές ανάσχεσης)·
- οι περιβαλλοντικοί στόχοι του άρθρου 4 της οδηγίας 2000/60/EK·
- η διαχείριση του εδάφους και των υδατικών πόρων·
- ο χωροταξικός σχεδιασμός, οι χρήσεις γης, και οι προστατευόμενες περιοχές·
- η ναυσιπλοΐα και οι λιμενικές υποδομές.

Τα σχέδια διαχείρισης εστιάζουν στο τρίπτυχο πρόληψη, προστασία και ετοιμότητα, και για το σκοπό αυτό εξάλλου προβλέπουν την ανάπτυξη συστημάτων πρόγνωσης πλημμυρών και συστημάτων έγκαιρης προειδοποίησης. Σύμφωνα με την οδηγία, στα σχέδια δίνεται έμφαση στις ακόλουθες συνιστώσες:

- την προώθηση βιώσιμων πρακτικών χρήσης γης·
- τη βελτίωση της αναχαίτισης υδάτων·
- την ελεγχόμενη κατάκλυση συγκεκριμένων περιοχών.

Επισημαίνεται ότι, με βάση το Άρθρο 7, κάθε παρέμβαση, έργο ή μέτρο που σχετίζεται με τη διαχείριση των πλημμυρών οφείλει να εντάσσονται στο συντονισμένο αυτό σχέδιο. Επιπλέον, υπό το πρίσμα της αρχής της αλληλεγγύης (solidarity), το πλαίσιο που θεσπίζει ένα κράτος μέλος δεν επιτρέπεται να περιλαμβάνει μέτρα που αυξάνουν σημαντικά την πλημμυρική διακινδύνευση, ανάντη ή κατάντη, σε άλλες χώρες στην ίδια λεκάνη ή υπολεκάνη απορροής ποταμού, εκτός αν έχει γίνει συντονισμός των μέτρων αυτών και έχει βρεθεί συμφωνημένη λύση μεταξύ των ενδιαφερόμενων κρατών μελών.

## Αναφορές

---

- Γαλιούνα, Ε., *Διερεύνηση εμπειρικών σχέσεων για την εκτίμηση των πλημμυρικών αιχμών στην Κύπρο*, Μεταπτυχιακή εργασία, 169 σελίδες, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Φεβρουάριος 2011.
- Ευστρατιάδης, Α., Ε. Ρόζος, και Α. Κουκουβίνος, Υδρόγειος: Μοντέλο υδρολογικής και υδρογεωλογικής προσομοίωσης – Θεωρητική τεκμηρίωση, *Ανάπτυξη βάσης δεδομένων και εφαρμογών λογισμικού σε διαδικτυακό περιβάλλον για την «Εθνική Τράπεζα Υδρολογικής και Μετεωρολογικής Πληροφορίας»*, 139 σελίδες, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Νοέμβριος 2009.
- Καββαδά Ο., *Ανάλυση μεθόδων βροχής-απορροής σε υδρολογικά μοντέλα με χρήση ΣΓΠ*, Μεταπτυχιακή εργασία, ΕΜΠ, 2012.
- Κουτσογιάννης, Δ., και Θ. Ξανθόπουλος, *Τεχνική Υδρολογία*, Έκδοση 3, 418 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1999.
- Κουτσογιάννης, Δ., Ν. Μαμάσης, και Α. Ευστρατιάδης, Διερεύνηση οικολογικής παροχής, *Ειδική Τεχνική Μελέτη για την Οικολογική Παροχή από το Φράγμα Στράτου*, Εργοδότης: Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού, Ανάδοχος: ECOS Μελετητική Α.Ε., 88 σελίδες, Αθήνα, Μάιος 2009.
- Κουτσογιάννης, Δ., *Σημειώσεις Βελτιστοποίησης Συστημάτων Υδατικών Πόρων – Μέρος 1*, Έκδοση 2, 91 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2000.
- Κουτσογιάννης, Δ., *Σημειώσεις Υδρομετεωρολογίας - Μέρος 1*, Έκδοση 2, 157 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2000.
- Κουτσογιάννης, Δ., *Στατιστική Υδρολογία*, Έκδοση 4, 312 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1997.
- Κουτσογιάννης, Δ., *Σχεδιασμός Αστικών Δικτύων Αποχέτευσης*, Έκδοση 4, 180 σελίδες, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2011.
- Μαθιουδάκη, Μ., *Διερεύνηση παραμέτρων υδρολογικού σχεδιασμού με χρήση συνθετικών μοναδιαίων υδρογραφημάτων, μέσω ανάλυσης χαρακτηριστικών πλημμυρικών επεισοδίων στην πειραματική λεκάνη Λυκορέματος Πεντέλης*, Μεταπτυχιακή εργασία, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Μάρτιος 2012.
- Μαμάσης, Ν., *Σημειώσεις μαθήματος «Πλημμύρες και Αντιπλημμυρικά Έργα»*, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 2009.
- Οδηγίες Μελετών Οδικών Έργων (ΟΜΟΕ), *Τεύχος 8: Αποχέτευση-Στράγγιση-Υδραυλικά Έργα Οδών*, ΥΠΕΧΩΔΕ, 2002.
- Παπαλεξίου, Σ. Μ., και Α. Ευστρατιάδης, Τελική έκθεση, *Εκτίμηση και πρόγνωση του πλημμυρικού κινδύνου με τη χρήση υδρολογικών μοντέλων και πιθανοτικών μεθόδων*, 116 σελίδες, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Νοέμβριος 2009.

- Π.Δ. 696/1974, *Περί αμοιβών μηχανικών δια σύνταξιν μελετών επίβλεψιν, παραλαβή κλπ. συγκοινωνιακών, υδραυλικών και κτιριακών έργων, ως και τοπογραφικών, κτηματογραφικών και χαρτογραφικών εργασιών, και των σχετικών τεχνικών προδιαγραφών μελετών.*
- Τουτζιάρη, Μ., *Υλοποίηση μεθοδολογικού πλαισίου για την κατάρτιση χαρτών πλημμύρας, Μεταπτυχιακή εργασία, Τομέας Υδατικών Πόρων και Περιβάλλοντος – Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 129 σελίδες, Μάρτιος 2012.*
- Τσακίρης, Γ., Πλημμυρικές απορροές, *Υδατικοί Πόροι: 1. Τεχνική Υδρολογία*, Κεφ. 11, 393–423, Εκδόσεις Συμμετρία, Αθήνα, 1995.
- Abbot, M. B., J. C. Bathurst, J. A. Cunge, P. E. O’Connell, and J. Rasmussen, An introduction to the European Hydrological System – Système Hydrologique Européenne, “SHE”, 1. History and philosophy of a physically-based distributed modelling system, *Journal of Hydrology*, 87, 45-59, 1986.
- Ahrens, C. D., *Essentials of Meteorology: An Invitation to the Atmosphere*, West Publishing, Minneapolis, 1993.
- Anderson, E. A., *Hydrologic model calibration using the Interactive Calibration Program (ICP)*, Report, Hydrol. Res. Lab., U.S. National Weather Service, Silver Spring, 1997.
- Baltas, E.A., N.A. Dervos and M.A. Mimikou, Technical Note: Determination of the SCS initial abstraction ratio in an experimental watershed in Greece, *Hydrology and Earth System Sciences*, 11, 1825–1829, 2007.
- Bergstrom, S., The HBV model, *Computer Models of Watershed Hydrology*, V. P. Singh (editor), Chapter 13, Water Resources Publications, Littleton, Colo., 1995.
- Berthet, L., V. Andréassian, C. Perrin, and P. Javelle, How crucial is it to account for the antecedent moisture conditions in flood forecasting? Comparison of event-based and continuous approaches on 178 catchments, *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 819–831, 2009.
- Beven, K. J., and J. Freer, A dynamic TOPMODEL, *Hydrological Processes*, 15(10), 1993–2011, 2001.
- Beven K.J., and M. J. Kirkby, A physically based variable contributing area model of basin hydrology, *Hydrology Science Bulletin*, 24(1), 43–69, 1979.
- Bhunya, P.K., R. Berndtsson, C. S. P. Ojha, and S. K. Mishra, Suitability of Gamma, Chi-square, Weibull, and Beta distributions as synthetic unit hydrographs, *Journal of Hydrology*, 334, 28–38, 2007.
- Blazkova S., and K. Beven, A limits of acceptability approach to model evaluation and uncertainty estimation in flood frequency estimation by continuous simulation: Skalka catchment, Czech Republic, *Water Resources Research*, 45, W00B16, 2009.
- Bobée, B., and F. Ashkar, *The Gamma Family and Derived Distributions Applied in Hydrology*, Water Resources Publications, Littleton, Colorado, 1991.
- Botero, B. A., and F. Francés, Estimation of high return period flood quantiles using additional non-systematic information with upper bounded statistical models, *Hydrology and Earth System Science*, 14, 2617–2628, 2010.

- Boughton, W., and O. Droop, Continuous simulation for design flood estimation – a review, *Environmental Modelling and Software*, 18(4), 309–318, 2003
- Brutsaert, W., *Hydrology: An Introduction*, 605 pages, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2005.
- Burnash, R. J. C., R. L. Ferral, and R. A. McGuire, *A Generalized Streamflow Simulation System-Conceptual Modeling for Digital Computers*, Joint Federal State River Forecasting Center, Sacramento, California, 1973.
- California Culvert Practice*, 2nd edition, Department of Public Works, Division of Highways, Sacramento, 1995.
- Calver A, E. Stewart, and G. Goodsell, Comparative analysis of statistical and catchment modelling approaches to river flood frequency estimation, *Journal of Flood Risk Management*, 2, 24–31, 2009.
- Chin, D. A., *Water Resources Engineering*, 2nd edition, Pearson Prentice Hall, 2006.
- Chow, V. T., D. R. Maidment, and L. W. Mays, *Applied Hydrology*, 572 pages, McGraw-Hill, 1988.
- Clark, C. O., Storage and the unit hydrograph, *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 110, 1419–1446, 1945.
- Cudennec, C., Y. Fouad, I. Sumarjo Gatot, and J. Duchesne, A geomorphological explanation of the unit hydrograph concept, *Hydrological Processes*, 18(4), 603–621, 2004.
- Cunnane, C., Review of statistical models for flood frequency estimation, in: *Hydrologic Frequency Modelling: Proceedings of the International Symposium on Flood Frequency and Risk Analysis*, Baton Rouge, USA, 14–17 May 1986, 49–96, 1986.
- D’Odorico, P. Hillslope and channel contributions to the hydrologic response, *Water Resources Research*, 39(3), 1–9, 2003.
- Daniil, E. I., S. N. Michas, and L. S. Lazaridis, On the determination of design discharges in ungaged basins for highway and railway projects, In: *PROTECTION 2008*, June 2008.
- De Roo, A. P. J., C. G. Wesseling, and W. P. A., van Doysen, Physically based river basin modelling within a GIS platform: the model LISFLOOD, *Hydrological Processes*, 14, 1981–1992, 2000.
- Di Lazzaro, M., Correlation between hillslope and channel lengths and its effects on the hydrologic response, *Journal of Hydrology*, 362, 260–273, 2008.
- Dingman, S. L., *Physical Hydrology*, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, 1994.
- Directive 2007/60/EC of the European Parliament and of the Council of 23 October 2007 on the assessment and management of flood risks.
- Efstratiadis, A., and S.M. Papalexiou, The quest for consistent representation of rainfall and realistic simulation of process interactions in flood risk assessment, *European Geosciences Union General Assembly 2010, Geophysical Research Abstracts, Vol. 12*, Vienna, 11101, European Geosciences Union, 2010.
- Fuller, W. E., Flood flows, *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, Paper No. 1293, Vol. 7, 564–617, 1914.

- Galiouna, E., A. Efstratiadis, N. Mamassis, and K. Aristeidou, Investigation of extreme flows in Cyprus: empirical formulas and regionalization approaches for peak flow estimation, *European Geosciences Union General Assembly 2011, Geophysical Research Abstracts*, Vol. 13, Vienna, 2011, European Geosciences Union, 2011.
- Giandotti, M., Previsione delle piene e delle magre dei corsi d'acqua, *Memorie e Studi Idrografici*, Ministero dei Lavori Pubblici, Roma, 1934.
- Green, W. H., and G. A. Ampt, Studies on soil physics, *Journal of Agricultural Sciences*, 4(1), 1–24, 1911.
- Grimaldi, S., A. Petroseli, and F. Serinaldi, Design hydrograph estimation in small and ungauged watersheds: continuous simulation method versus event-based approach, *Hydrological Processes*, 26(20), 3124–3134, 2012a.
- Grimaldi, S., A. Petroseli, F. Tauro, and M. Porfiri, Time of concentration: A paradox in modern hydrology, *Hydrological Sciences Journal*, 57(2), 217–228, 2012b.
- Grimaldi, S., A. Petroselli, and F. Nardi, A parsimonious geomorphological unit hydrograph for rainfall–runoff modelling in small ungauged basins, *Hydrological Sciences Journal*, 57(1), 2012c.
- Gumbel, E. J., *Statistics of Extremes*, Columbia University Press, New York, 1958.
- Gupta V. K., E. Waymir, and C. T. Wang, A representation of an instantaneous unit hydrograph from geomorphology, *Water Resources Research*, 16(5), 855–862, 1980.
- Gupta, V. K., B. M. Troutman, and D. R. Dawdy, Towards a nonlinear geophysical theory of floods in river networks: an overview of 20 years of progress, *Twenty years of nonlinear dynamics in geosciences*, A. Tsonis, J. Elsner (Eds.), Springer-Verlag, 2007.
- Haan, C. T., B. J. Barfield, and J. C. Hays, *Design Hydrology and Sedimentology for Small Catchments*, Academic Press, N. Y., 1994.
- Haberlandt U., A.D. Ebner von Eschenbach, and I. Buchwald, A space-time hybrid hourly rainfall model for derived flood frequency analysis, *Hydrology and Earth System Sciences* 12, 1353–1367, 2008.
- Haktanir T, and N. Sezen N., Suitability of two-parameter Gamma distribution and three-parameter Beta distribution as synthetic hydrographs in Anatolia, *Hydrological Sciences Journal*, 35(2), 167–184, 1990.
- Hazen, A.M., Discussion of “Flood flows” by W.E. Fuller, *Trans. Am. Soc. Civ. Eng.*, Paper No. 1293, Vol. 77, 626–632, 1914.
- Hershfield, D. M., Estimating the probable maximum precipitation, *Proc. ASCE, J. Hydraul. Div.*, 87(HY5), 99–106, 1961.
- Hershfield, D. M., Method for estimating probable maximum precipitation, *J. American Waterworks Association*, 57, 965–972, 1965.
- Hewlett, J. D., and A. R. Hibbert, Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas, *Forest Hydrology*, edited by W. E. Sopper and H. L. Lull, Pergamon, Oxford, pp. 275-290, 1967.

- Hewlett, J. D., J. C. Fortson and G. B. Cunningham, Additional tests on the effect of rainfall intensity on storm flow and peak flow from wild-land basins, *Water Resources Research*, 20, 985-989, 1984.
- Hewlett, J. D., J. C. Fortson and G. B. Cunningham, The effect of rainfall intensity on storm flow and peak discharge from forest land, *Water Resources Research*, 13, 259-266, 1977.
- Hewlett, J. D., Watershed management, *Report for 1961 Southeastern Forest Experiment Station*, U.S. Forest Service, Asheville, N.C., 1961.
- Hirsch, R. M., Helsel, D. R., Cohn, T. A., and Gilroy, E. J., Statistical analysis of hydrological data, *Handbook of Hydrology*, D. R. Maidment (ed.), McGraw-Hill, 1993.
- Hjelmfelt Jr., A. T., Negative outflows from Muskingum flood routing, *Journal of Hydraulic Engineering*, 111(6), 1010–1014, 1985.
- Horton, R. E., The field, scope, and status of the science of hydrology, *Trans. AGU, Reports and Papers, Hydrology*, National Research Council, Washington, D.C., 1931.
- Hosking, J. R. M., and J. R. Wallis, Regional frequency analysis of floods in central Appalachia, *Res. Rep. RC20349*, IBM Res., Armonk, N. Y., 1996
- Hydrologic Engineering Center (HEC), *HEC-1 flood hydrograph package user's manual*, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California, 1968.
- Hydrologic Engineering Center (HEC), *HEC-1 flood hydrograph package user's manual*, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California, 1981.
- Hydrologic Engineering Center (HEC), *Hydrologic modelling system HEC-HMS user's manual version 2*, U.S. Army Corps of Engineers, Davis, California, 2000.
- Jain S. K., S. D. Singh, and S. M. Seth, Design flood estimation using GIS supported GIUH approach, *Water Resources Management*, 14, 369–376, 2000.
- Katz, E. W., M. B. Parlange, and P. Naveau, Statistics of extremes in hydrology, *Advances in Water Resources*, 25, 1287–1304, 2002.
- Kirpich, Z. P., Time of concentration of small agricultural watersheds, *Civil Engineering*, 10(6), 362, 1940.
- Kottegoda, N. T., *Stochastic Water Resources Technology*, Macmillan Press, London, 1980.
- Koussis, A. D., Assessment and review of the hydraulics of storage flood routing 70 years after the presentation of the Muskingum method, *Hydrological Sciences Journal*, 54(1), 43–61, 2009.
- Koutsoyiannis, D., A probabilistic view of Hershfield's method for estimating probable maximum precipitation, *Water Resources Research*, 35(4), 1313–1322, 1999.
- Koutsoyiannis, D., A stochastic disaggregation method for design storm and flood synthesis, *Journal of Hydrology*, 156, 193-225, 1994.
- Koutsoyiannis, D., and A. Langousis, Precipitation, *Treatise on Water Science*, edited by P. Wilderer and S. Uhlenbrook, 2, 27–78, Academic Press, Oxford, 2011.
- Koutsoyiannis, D., and G. Baloutsos, Analysis of a long record of annual maximum rainfall in Athens, Greece, and design rainfall inferences, *Natural Hazards*, 22(1), 31–51, 2000.

- Koutsoyiannis, D., and Th. Xanthopoulos, On the parametric approach to unit hydrograph identification, *Water Resources Management*, 3(2), 107–128, 1989.
- Koutsoyiannis, D., D. Kozonis, and A. Manetas, A mathematical framework for studying rainfall intensity-duration-frequency relationships, *Journal of Hydrology*, 206(1-2), 118–135, 1998.
- Kumar, R., C. Chatterjee, R. D. Singh, A. K. Lohani<sup>1</sup>, and S. Kumar, Runoff estimation for an ungauged catchment using geomorphological instantaneous unit hydrograph (GIUH) models, *Hydrological Processes*, 21, 1829–1840, 2007.
- Linsley, R. K., M. A. Kohler, and J. L. H. Paulhus, *Hydrology for Engineers*, 2<sup>nd</sup> Edition, McGraw-Hill, New York, 1975.
- McCarthy, G.-T., *The Unit Hydrograph and Flood Routing*, Conference North Atlantic Division, US Army Corporation of Engineers, 1938.
- McCuen, R.H., Uncertainty analyses of watershed time parameters, *Journal of Hydrologic Engineering*, 14(5), 490–498, 2009.
- McGuire, K. J., J. J. McDonnell, M. Weiler, C. Kendall, B. L. McGlynn, and J. M. Welker, The role of topography on catchment-scale water residence time, *Water Resources Research*, 41, W05002, 2005.
- Merz, R. and G. Blöschl, Flood frequency hydrology: 1. Temporal, spatial, and causal expansion of information, *Water Resources Research*, 44, W08432, 2008.
- Mesa, O. J., and E. R. Mifflin, On the relative role of hillslope and network hydraulic geometry in hydrologic response, *Scale problems in hydrology*, V. K. Gupta, I. Rodriguez-Iturbe, E. F. Wood (eds.), 1–17, D. Reidel, Norwell, Mass., 1986.
- Moretti G., and A. Montanari, Inferring the flood frequency distribution for an ungauged basin using a spatially distributed rainfall-runoff model, *Hydrology and Earth System Sciences*, 12, 1141–1152, 2008.
- Moretti, G., and A. Montanari, AFFDEF: A spatially distributed grid based rainfall-runoff model for continuous time simulations of river discharge, *Environmental Modelling and Software*, 22, 823–836, 2007.
- Mosley, M. P., and A. I. McKerchar, Streamflow, Ch. 8, *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, New York, 1993.
- Mulvany, T. J., On the use of self registering rain and flow gauges, *Proc. Institute Civ. Eng.*, 4(2), 1–8, 1850.
- Nalbantis, I., A. Efstratiadis, E. Rozos, M. Kopsiafti, and D. Koutsoyiannis, Holistic versus monomeric strategies for hydrological modelling of human-modified hydrosystems, *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 743–758, 2011.
- Nash, J. E., Systematic determination of unit hydrograph parameters, *Journal of Geophysical Research*, 64, 111-115, 1959.
- National Environmental Research Council (NERC), *Flood Studies Report*, Institute of Hydrology, Wallingford, 1975.
- National Research Council, *Estimating Probabilities of Extreme Floods: Methods and Recommended Research*, National Academy Press, Washington, D.C., 1988.



- Natural Resources Conservation Service (NRCS), *Urban hydrology for small watersheds*, Technical Release 55 (TR-55), U.S. Department of Agriculture, Washington, D.C., 1986.
- O' Donnel, T., Deterministic catchment modelling, *River Flow Modelling and Forecasting*, D. A. Kraijenhoff & J. R. Moll (eds.), D. Reidel, Holland, 1986.
- Pathiraja, S., S. Westra, and A. Sharma, Why continuous simulation? The role of antecedent moisture in design flood estimation, *Water Resources Research*, 48, W06534, 2012.
- Pavlovic, S. B., and G. E. Moglen, Discretization issues in travel time calculation, *Journal of Hydrologic Engineering*, 13(2), 71–79, 2008.
- Philip, J. R., The theory of infiltration, 4, Sorptivity and algebraic infiltration equations, *Soil Sciences*, 84, 257-264, 1957.
- Pramanik, N., R. K. Panda and D. Sen, Development of design flood hydrographs using probability density functions, *Hydrological Processes*, 24(4), 415–428, 2010.
- Rai, R.K., S. Sarkar, and V. P. Singh VP, Evaluation of the adequacy of statistical distribution functions for deriving unit hydrograph, *Water Resources Management*, 23, 899–929, 2009.
- Ramírez, J. A., Prediction and modeling of flood hydrology and hydraulics, *Inland Flood Hazards: Human, Riparian and Aquatic Communities*, Ellen Wohl (editor), Chapter 11, Cambridge University Press, 2000.
- Raudkivi, A. J., *Hydrology: An Advanced Introduction to Hydrological Processes and Modelling*, Pergamon Press, London, UK, 1979.
- Rinaldo, A., and I. Rodriguez-Iturbe, Geomorphological theory of the hydrological response, *Hydrological Processes*, 10, 803–829, 1996.
- Robinson, J. S., M. Sivapalan, and J. D. Snell, On the relative roles of hillslope processes, channel routing, and network geomorphology in the hydrologic response of natural catchments, *Water Resources Research*, 31(12), 3089–3101, 1995.
- Rodriguez-Iturbe I., and J. B. Valdes, The geomorphologic structure of hydrologic response, *Water Resources Research*, 15(6), 1409–1420, 1979.
- Rossi, G., N. B. Harmanciogamalu, and V. Yevjevich, *Coping with Floods*, NATO Science Series E: Applied Sciences, Vol. 257, 792 pp., Kluwer Academic Publishers, 1992.
- Serinaldi F., and S. Grimaldi, Synthetic Design Hydrographs based on distribution functions with finite support, *Journal of Hydrologic Engineering*, 16(5), 434–446, 2011.
- Sherman, L. K., Streamflow from rainfall by the unit graph method, *Eng. News Rec.*, 108, 501–505, 1932.
- Singh, V. P., and D. A. Woolhiser, Mathematical modeling of watershed hydrology, *Journal of Hydrologic Engineering*, ASCE, 7(4), 270–292, 2002.
- Smith, J. A., Precipitation, *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, Ch. 3, McGraw-Hill, New York, 1993.
- Snell J.D., and M. Sivapalan, On geomorphological dispersion in natural catchments and the geomorphological unit hydrograph, *Water Resources Research*, 30(7), 2311–2323, 1994.
- Snyder, F. F., Synthetic unit-graphs, *EOS Transactions*, American Geophysical Union, 19, 447–454, 1938.

- Soil Conservation Service, *National Engineering Handbook*, section 4, Hydrology, U.S. Dept. of Agriculture, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1972.
- Stedinger, J. R., R. M. Vogel, and E. Foufoula-Georgiou, Frequency analysis of extreme events, Chapter 18 in *Handbook of Hydrology*, edited by D. R. Maidment, McGraw-Hill, 1993.
- Sutcliffe J.V., *Methods of Flood Estimation - A Guide to Flood Studies Report*, Report No 49, Institute of Hydrology, UK, 1978.
- U.K. National Environmental Research Council (UK-NERC), *Flood Studies Report*, Institute of Hydrology, Wallingford, 1975.
- U.S. Army Corps of Engineers, *Flood-Runoff Analysis*, Technical Engineering and Design Studies, No. 19, ASCE, 1997.
- U.S. Department of the Interior, Bureau of Reclamation, *Design of Arch Dams*, U.S. Government Printing Office, Denver, CO, 1977.
- U.S. Weather Bureau, *Rainfall intensity--frequency regime*, Tech. Paper No. 29, U.S. Department of Commerce, Washington, D.C, 1958.
- Van der Knijff J. M., J. Younis, and A. P. J. De Roo, LISFLOOD: a GIS-based distributed model for river-basin scale water balance and flood simulation, *International Journal of Geographical Information Science*, 24(2), 189–212, 2010.
- Viessman, W. Jr., G. L. Lewis and J. W. Knapp, *Introduction to Hydrology*, 3rd edition, Happer & Row, New York, 1989.
- Villarini, G., and J. A. Smith, Flood peak distributions for the eastern United States, *Water Resources Research*, 46, W06504, 2010.
- Viparelli, C., Ricostruzione dell'idrogramma di piena, *L'Energia Elettrica*, 6, 421–428, 1963.
- Viviroli D., H. Mittelbach, J. Gurtz, and R. Weingartner, Continuous simulation for flood estimation in ungauged catchments of Switzerland - Part II: Parameter regionalisation and flood estimation results, *Journal of Hydrology*, 377, 208–225, 2009.
- Wanielista, M., *Hydrology and Water Quantity Control*, John Wiley & Sons, USA, 1990.
- Ward, R. C., and M. Robinson, *Principles of Hydrology*, 3rd edition, McGraw-Hill, London, 1989.
- Waymire, E., and V. Gupta, The mathematical structure of rainfall representations: A review of the stochastic rainfall models, *Water Resources Research*, 17(5), 1261-1272, 1981.
- Wheater, H. S., R. E. Chandler, C. J. Onof, V. S. Isham, E. Bellone, C. Yang, D. Lekkas, G. Lourmas, and M.-L. Segond, Spatio-temporal rainfall modelling for flood risk estimation, *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 19, 403–416, 2005.
- World Meteorological Organization (WMO), Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, *Operational Hydrology Report 1*, 2nd edition, Publication 332, World Meteorological Organization, Geneva, 1986.
- WPCF (Water Pollution Control Federation) & ASCE (American Society of Civil Engineers), *Design and Construction of Sanitary and Storm Sewers*, WPCF Manual of Practice No 9, ASCE Manual of Engineering Practice No 37, 1976.

Wright-McLaughlin Engineers, *Urban Storm Drainage Criteria Manual*, Denver Region Council of Governments, Denver, Colorado, 1969.