
Κεφάλαιο 2 Ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα

Στο κείμενο αυτό ο όρος *κατακρημνίσματα* χρησιμοποιείται για να περιγράψει μαζικά τις μετρήσιμες ποσότητες νερού που φτάνουν στην επιφάνεια της γης ως συνέπεια της υγροποίησης ατμοσφαιρικών υδρατμών. Τα φαινόμενα που έχουν αποτέλεσμα τα κατακρημνίσματα (βροχόπτωση, χιονόπτωση κτλ.) χαρακτηρίζονται με τον όρο *κατακρημνίσεις*.*

Την τεχνική υδρολογία των τροπικών, υποτροπικών και εύκρατων περιοχών, ενδιαφέρουν κυρίως οι *βροχοπτώσεις*, γιατί και συνηθέστερες είναι και ποσοτικά υπερέχουν πολύ των άλλων μορφών κατακρημνισμάτων, αλλά και δημιουργούν τα σημαντικότερα φαινόμενα επιφανειακής απορροής. Δεύτερη σε σπουδαιότητα μορφή κατακρημνισμάτων είναι οι *χιονοπτώσεις*, που στα εύκρατα κλίματα αποτελούν την κυριότερη πηγή της εαρινής (μερικές φορές και της θερινής) απορροής, ρυθμίζοντας, με την υστέρηση στην τήξη του χιονιού, τη δίαιτα των μεγάλων κυρίως υδατορευμάτων που έχουν τις πηγές τους σε ψηλούς ορεινούς σχηματισμούς. Η καλύτερη διερεύνηση των αποθεμάτων και της πυκνότητας του χιονιού επιτρέπει σήμερα τη ρεαλιστική εκτίμηση της απορροής σε εποχιακή και ετήσια κλίμακα. Το *χαλάζι* είναι μια τρίτη μορφή κατακρημνίσματος, η μελέτη του οποίου αποκτά σημασία λόγω των καταστροφικών αποτελεσμάτων του ιδίως στη γεωργία. Άλλες μορφές κατακρημνισμάτων, όπως

* Στη διεθνή βιβλιογραφία δεν γίνεται αυτή η διάκριση, αλλά ο όρος precipitation αποδίδει τόσο το φαινόμενο, όσο και τα αποτελέσματά του. Στην Ελλάδα, οι μετεωρολόγοι χρησιμοποιούν και τον όρο *υετός* ως ισοδύναμο με τον όρο precipitation.

το χιονόβροχο, ή αποθέσεων, όπως η δρόσος, η πάχνη, η βρέχουσα ομίχλη και η αχλύς έχουν μικρότερη σημασία για την υδρολογία.

2.1 Φυσικό πλαίσιο

Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 1, η ανάλυση σε βάθος των φαινομένων και μηχανισμών που σχετίζονται με τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα ανήκει στη σφαίρα της ατμοσφαιρικής επιστήμης και της μετεωρολογίας. Ωστόσο, η κατανόηση των κύριων ατμοσφαιρικών διεργασιών είναι χρήσιμη στον υδρολόγο, ιδίως για θέματα που σχετίζονται με την εκτίμηση και πρόγνωση πλημμυρών (π.χ. πρόγνωση πλημμυρών σε πραγματικό χρόνο, εκτίμηση της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης – βλ. ενότητα 2.8). Για το λόγο αυτό θα δώσουμε στην ενότητα αυτή το απαραίτητο φυσικό υπόβαθρο των ατμοσφαιρικών διεργασιών που σχετίζονται με τα κατακρημνίσματα.

Γενικά, η δυναμική της ατμόσφαιρας περιγράφεται από έξι μεταβλητές: την πυκνότητα, την πίεση, τη θερμοκρασία και τις τρεις συνιστώσες της ταχύτητας στις τρεις διευθύνσεις. Οι μεταβλητές αυτές συνδέονται μεταξύ τους με έξι εξισώσεις, οι οποίες περιγράφουν μαθηματικά τους φυσικούς νόμους της ατμοσφαιρικής κίνησης και είναι γνωστές ως *πρωταρχικές εξισώσεις*. Πρόκειται για τις εξισώσεις διατήρησης μάζας, ενέργειας και ορμής (διανυσματική εξίσωση με τρεις βαθμωτές συνιστώσες) σε συνδυασμό με το νόμο των τέλειων αερίων. Η επίλυση των έξι εξισώσεων δίνει τα πεδία μεταβολής των έξι παραπάνω ατμοσφαιρικών μεταβλητών. Στις εφαρμογές που αναφέρονται στα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα επιπροστίθενται και οι εξισώσεις που αφορούν στη διατήρηση της μάζας του νερού και το νόμο μερικών πιέσεων του Dalton.

Βεβαίως στο υδρολογικό αυτό κείμενο δεν έχει θέση η παράθεση των πλήρων εξισώσεων της δυναμικής της ατμόσφαιρας· θα περιοριστούμε στις φυσικές γενικές αρχές για την περιγραφή και την κατανόηση των φαινομένων. Παράλληλα, στην ενότητα 2.2 θα παραθέσουμε ορισμένα στοιχεία μετεωρολογίας που εξηγούν τη γένεση των κατακρημνισμάτων.

2.1.1 Ατμοσφαιρική υγρασία

Υπεύθυνοι για τη δημιουργία των νεφών και στη συνέχεια των κατακρημνισμάτων είναι οι υδρατμοί της ατμόσφαιρας, οι οποίοι υπό ορισμένες συνθήκες μεταπίπτουν από την αέρια στην υγρή ή στερεά φάση. Ποσοτικά, η παρουσία των υδρατμών στην ατμόσφαιρα εκφράζεται με αναφορά είτε στην πυκνότητά τους είτε στη μερική πίεσή τους. Έτσι αν ρ_v είναι η πυκνότητα των υδρατμών (μάζα των υδρατμών που περιέχονται στη μονάδα όγκου του αέρα), γνωστή και ως *απόλυτη υγρασία*, και ρ_d η πυκνότητα του ξηρού αέρα,* ορίζεται ως *λόγος ανάμιξης* το μέγεθος

$$r := \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad (2.1)$$

και ως *ειδική υγρασία* το μέγεθος

$$q := \frac{\rho_v}{\rho_v + \rho_d} = \frac{r}{1 + r} \quad (2.2)$$

Πρακτικώς τα δύο μεγέθη δεν διαφέρουν πολύ, επειδή η συνεισφορά της μάζας των υδρατμών στη συνολική μάζα του αέρα είναι πολύ μικρή. Οι τυπικές τιμές των μεγεθών αυτών ξεκινούν από 0.002 (= 2 g/kg) στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη, μέχρι 0.020 στις τροπικές περιοχές.

Η μερική πίεση e των υδρατμών οφείλεται στη μοριακή κίνηση και τις συγκρούσεις των μορίων H_2O και, όπως προκύπτει από το νόμο μερικών πιέσεων του Dalton

$$\frac{e}{p - e} = \frac{r}{\varepsilon} \quad \text{ή} \quad e = \frac{r p}{\varepsilon + r} \quad (2.3)$$

όπου p η ατμοσφαιρική πίεση και ε αριθμητική σταθερά που εκφράζει το λόγο των μοριακών βαρών του νερού και του ξηρού αέρα, με τιμή $\varepsilon = 18.016 / 28.966 = 0.622$.

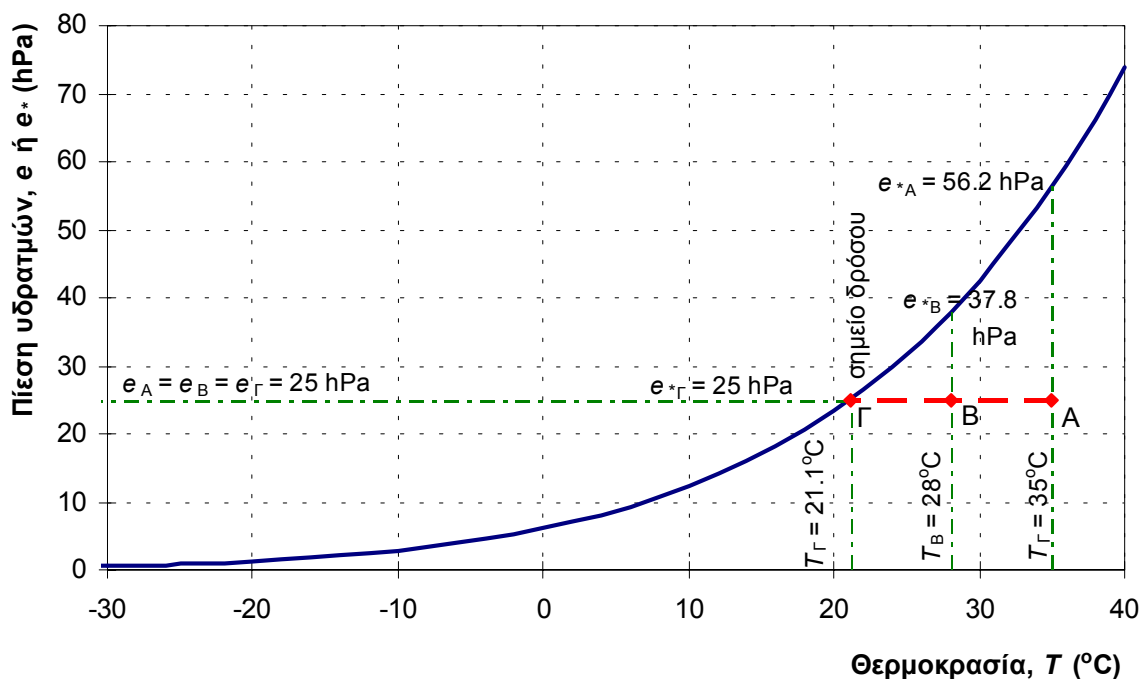
Για δεδομένη θερμοκρασία αέρα υπάρχει μια μέγιστη πίεση υδρατμών που είναι θερμοδυναμικά ευσταθής, η οποία ονομάζεται *πίεση κορεσμού υδρατμών* (ή τάση κορεσμένων υδρατμών). Εισροή υδρατμών σε ατμόσφαιρα που περιέχει ήδη υδρατμούς σε συνθήκες πίεσης κορεσμού, έχει

* Η πυκνότητα του ξηρού αέρα σε συνθήκες $T = 0^\circ\text{C}$ και $p = 1013.25 \text{ hPa}$, είναι $\rho_d = 1.2923 \text{ kg/m}^3$.

αποτέλεσμα την υγροποίησή τους. Το ίδιο αποτέλεσμα έχει και η μείωση της θερμοκρασίας*, δεδομένου ότι η πίεση κορεσμού είναι αύξουσα συνάρτηση της θερμοκρασίας. Η συνάρτηση αυτή περιγράφεται από τη διαφορική εξίσωση Clausius-Clapeyron, από τη λύση της οποίας προκύπτει η ακόλουθη υπολογιστικά εύχρηστη αριθμητική προσέγγιση†:

$$e^* = 6.11 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right) \quad (2.4)$$

όπου e^* η πίεση κορεσμού υδρατμών σε hPa και T η θερμοκρασία σε °C.‡
Γραφική απεικόνιση της συνάρτησης δίνεται στο Σχ. 2.1.



Σχ. 2.1 Γραφική απεικόνιση της μεταβολής της πίεσης κορεσμού υδρατμών συναρτήσει της θερμοκρασίας και επεξηγηματικό παράδειγμα της μεταβολής της υγρασίας με τη θερμοκρασία (βλ. ένθετο εδάφιο στη σ. 80).

* Χαρακτηριστικά, αυτό το παρατηρούμε στις κλιματιστικές συσκευές που το καλοκαίρι ψύχουν τον αέρα και αποδίδουν νερό σε υγρή μορφή, το οποίο απάγεται με κατάλληλο σωληνίσκο.

† Για άλλες προσεγγίσεις βλ. μεταξύ άλλων Brutsaert (1982, σ. 42).

‡ Η προσεγγιστική εξίσωση προτάθηκε το 1930 από τον Ο. Tetans. Η αριθμητική σταθερά 237.3 στον παρονομαστή της (2.4) δεν έχει καμιά σχέση και δεν πρέπει να συγχέεται με τη σταθερά 273.15 που χρησιμοποιείται για τη μετατροπή των °C σε K.

Αλλά η πιο διαδεδομένη έκφραση της ατμοσφαιρικής υγρασίας δίνεται από τη *σχετική υγρασία*, η οποία ορίζεται ως

$$U := \frac{e}{e_*} \approx \frac{r}{r_*} \quad (2.5)$$

όπου r_* ο λόγος ανάμιξης σε συνθήκες κορεσμού. Η σχετική υγρασία είναι αδιάστατος αριθμός που κυμαίνεται από 0 μέχρι 1 (συνηθέστερα εκφράζεται ως ποσοστό %).*

Η συνολική ποσότητα υδρατμών που περιέχεται σε μια κατακόρυφη στήλη αέρα ύψους H^\dagger είναι

$$W = \frac{1}{\rho_w} \int_0^H \rho_v dz = \frac{1}{\rho_w g} \int_{p_H}^{p_0} q dp \quad (2.6)$$

όπου με z και p συμβολίζονται το υψόμετρο και η ατμοσφαιρική πίεση, αντίστοιχα, p_0 και p_H είναι η ατμοσφαιρική πίεση στις στάθμες 0 (επιφάνεια εδάφους) και H , αντίστοιχα, ρ_w είναι η πυκνότητα του νερού σε υγρή μορφή και g η επιτάχυνση βαρύτητας. Το μέγεθος W είναι γνωστό ως *κατακρημνίσιμο νερό* και έχει διαστάσεις μήκους (τυπική μονάδα: mm). Για την εκτίμησή του χρειάζονται δεδομένα θερμοκρασίας, πίεσης και σχετικής υγρασίας καθ' ύψος της ατμόσφαιρας, τα οποία αποκτώνται με *ραδιοβολίσεις* (όργανα μετεωρολογικών μετρήσεων που μεταφέρονται κατακόρυφα με μικρά αερόστατα)‡.

Συστηματικές μετρήσεις στις ΗΠΑ έδειξαν ότι το μέσο κατακρημνίσιμο νερό κυμαίνεται, ανάλογα με τη γεωγραφική θέση και την εποχή, από 5 μέχρι 40 mm, όπου οι μεγαλύτερες τιμές αντιστοιχούν στα μικρότερα γεωγραφικά πλάτη και στους θερμότερους μήνες. Η μέγιστη τιμή του κατακρημνίσιμου νερού που σημειώθηκε δεν υπερβαίνει τα 66 mm

* Δεν αποκλείεται η σχετική υγρασία να ξεπερνά το 100%, οπότε έχουμε *υπέρκορη* ατμόσφαιρα, αλλά η κατάσταση αυτή είναι ασταθής.

† Συνήθως λαμβάνεται ως H το πάχος της τροπόσφαιρας.

‡ Σε Αθήνα και Θεσσαλονίκη γίνονται καθημερινά 2 ραδιοβολίσεις από την EMY.

(Smith, 1993, σ. 3.7).^{*} Δεδομένου ότι έχουν παρατηρηθεί (και είναι αρκετά συχνά σε μεγάλο γεωγραφικό εύρος) επεισόδια βροχής με ύψη πολλαπλάσια από την τιμή αυτή, γίνεται καταφανές ότι για να πραγματοποιηθεί μια ραγδαία βροχόπτωση δεν φτάνει να υπάρχει υψηλή ατμοσφαιρική υγρασία, αλλά χρειάζεται να πνέουν άνεμοι που να τροφοδοτούν την περιοχή με νέους υδρατμούς.[†]

Επεξήγηση της μεταβολής της υγρασίας με τη θερμοκρασία

Αναφερόμενοι στο Σχ. 2.1, υποθέτουμε ότι στη θέση Α, ένας όγκος αέρα βρίσκεται σε θερμοκρασία $T_A = 35^\circ\text{C}$ και έχει μερική πίεση $e_A = 25 \text{ hPa}$. η πίεση κορεσμού για αυτή τη θερμοκρασία είναι $e_{*A} = 56.2 \text{ hPa}$ και κατά συνέπεια η σχετική υγρασία είναι $U_A = 25/56.2 = 44.5\%$. Αν ο όγκος αέρα ψυχθεί στη θερμοκρασία $T_B = 28^\circ\text{C}$ χωρίς να μεταβληθεί η περιεκτικότητα των υδρατμών και η ατμοσφαιρική πίεση, η μερική πίεση παραμένει $e_B = e_A = 25 \text{ hPa}$, ενώ η πίεση κορεσμού για αυτή τη θερμοκρασία είναι $e_{*B} = 38.8 \text{ hPa}$. κατά συνέπεια η σχετική υγρασία γίνεται $U_A = 25/37.8 = 66.1\%$. Αν ο όγκος αέρα εξακολουθήσει να ψύχεται με τον ίδιο τρόπο (χωρίς να μεταβληθεί η περιεκτικότητα των υδρατμών και η ατμοσφαιρική πίεση) μέχρι τη θερμοκρασία $T_\Gamma = 21.1^\circ\text{C}$, στην οποία η πίεση κορεσμού γίνεται $e_{*\Gamma} = e_\Gamma = 25 \text{ hPa}$, τότε η σχετική υγρασία γίνεται $U_A = 25/25 = 100\%$. Η θερμοκρασία $T_\Gamma = 21.1^\circ\text{C}$, που προκύπτει ως η τομή της οριζόντιας που περνά απ' το αρχικό σημείο Α και της καμπύλης κορεσμού, ονομάζεται *σημείο δρόσου*. Περαιτέρω μείωση της θερμοκρασίας κάτω από το σημείο δρόσου έχει συνέπεια την υγροποίηση μέρους των υδρατμών.

^{*} Στην Αθήνα, από την παράθεση διάφορων μετρήσεων του κατακρημνίσμου νερού που περιέχονται (σε μορφή διαγραμμάτων) στην εργασία του Karalis (1974), προκύπτει ότι η μέγιστη τιμή του δεν έχει ξεπεράσει τα 32 mm.

[†] Σύμφωνα με τον ορισμό που δόθηκε, το κατακρημνίσμο νερό δεν περιλαμβάνει το νερό των σύννεφων που βρίσκεται σε υγρή μορφή. Αλλά και η ποσότητα αυτού του νερού δεν είναι ιδιαίτερα σημαντική: Σύμφωνα με υπολογισμούς του Dingman (1994, σ. 522) ένα σύννεφο πάχους 10 000 m (που καλύπτει σχεδόν όλη την τροπόσφαιρα) περιέχει νερό που μπορεί να δώσει βροχή ύψους 5 mm το πολύ. Κατά συνέπεια απομένει ως μόνη πηγή μεγάλων ποσοτήτων κατακρημνισμάτων η συνεχής τροφοδοσία της περιοχής όπου εξελίσσεται η βροχή με νέους υδρατμούς.

2.1.2 Γένεση των κατακρημνισμάτων

Πρώτο βήμα στη διεργασία της γένεσης 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 ανοδική πορεία προκαλείται από διαφορές θερμοκρασίας και πίεσης οι οποίες επάγουν κινήσεις του αέρα (πεδία ανέμων), όπως συνοπτικά περιγράφεται στην ενότητα 2.2. Ειδικότερα η ανοδική κίνηση ευνοείται σε συνθήκες *ασταθούς ατμόσφαιρας*, δηλαδή σε συνθήκες απότομης μείωσης της θερμοκρασίας του αέρα όσο μεγαλώνει το υψόμετρο (ισχυρής θερμοβαθμίδας).

Το δεύτερο βήμα είναι η συμπύκνωση των υδρατμών σε λεπτά σταγονίδια ενδεικτικής μέσης διαμέτρου 10 ως 30 μm ή μικρούς κρυστάλλους (ανάλογα με τη θερμοκρασία που επικρατεί). Η υγροποίηση των υδρατμών απαιτεί τη δημιουργία *διεπιφάνειας* μεταξύ της υγρής και της αέριας φάσης, που προϋποθέτει την ύπαρξη υγροσκοπικών πυρήνων, οπότε το όλο φαινόμενο παρουσιάζει την ασυνεχή ενδιάμεση φάση της *πυρηνοποίησης*. Η απαιτούμενη ενέργεια για τη δημιουργία της διεπιφάνειας, δηλαδή του *υγροσκοπικού πυρήνα*, δημιουργεί ένα “ενεργειακό φράγμα” στο φαινόμενο της συμπύκνωσης των υδρατμών. Το φράγμα αυτό ξεπερνιέται δύσκολα όταν η πυρηνοποίηση είναι *ομογενής*, δηλαδή όταν το έμβρυο-πυρήνας δημιουργείται αποκλειστικά από σύμπλεγμα μορίων νερού. Όμως, στην ατμόσφαιρα κυκλοφορούν σε επαρκείς ποσότητες στερεοί *πυρήνες συμπύκνωσης* διάφορων προελεύσεων (π.χ. σκόνη εδαφικού υλικού, προϊόντα καύσης, κρύσταλλοι άλατος από το θαλάσσιο νερό, κτλ.), τυπικής διαμέτρου μικρότερης του 1 μm , οι οποίοι ευνοούν την *ετερογενή* πυρηνοποίηση, γιατί οι ενεργειακές απαιτήσεις της είναι πολύ μικρότερες.

Η δημιουργία των σταγονιδίων σε μεγάλες ποσότητες είναι εμφανής μακροσκοπικά, αφού έχει συνέπεια τη δημιουργία των νεφών, αλλά δεν είναι ικανή για την έναρξη της κατακρήμνισης, αφού τα σταγονίδια, λόγω της μικρής ταχύτητάς καθίζησής τους, παραμένουν σε αιώρηση στην ατμόσφαιρα. Η έναρξη της κατακρήμνισης προϋποθέτει ένα τρίτο βήμα, κατά το οποίο παρατηρείται εντυπωσιακή αύξηση (π.χ. 10^6 φορές) της μάζας των σταγόνων (ή των κρυστάλλων πάγου) σε μεγέθη κατακρημνίσμα, 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 *σύμψυξης 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). Η πραγματοποίηση των δύο παραπάνω πρώτων βημάτων που δημιουργούν τα σταγονίδια είναι συνηθέστατη, δεν ακολουθείται όμως συχνά και από το τρίτο βήμα, οπότε το σύννεφο, θερμαινόμενο από τις διάφορες ακτινοβολίες ή από τυχόν καθοδική κίνησή του, βαθμιαία διαλύεται με επανεξάτμιση των σταγονιδίων.

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

Τεχνητή βροχή (σπορά νεφών)

Από την εποχή του δεύτερου παγκόσμιου πολέμου, το παλιό όνειρο του ελέγχου και επηρεασμού (ιδίως σε ξηρές και άνυδρες περιοχές ή περιόδους) της φυσικής διεργασίας της δημιουργίας βροχής, ξέφυγε από την αναζήτηση ενός “μάγου- βροχοποιού” και μπήκε στο στάδιο του συστηματικού επιστημονικού πειραματισμού.

Οι εφαρμογές τεχνητής βροχής αποσκοπούν στον τεχνητό εμπλουτισμό της ατμόσφαιρας σε πυρήνες συμπύκνωσης, οι οποίοι δίνουν το έναυσμα στο σχηματισμό παγοκρυστάλλων και επιταχύνουν έτσι τη συμπύκνωση των υδρατμών. Αυτό για ψυχρά σύννεφα γίνεται με τη διάχυση ή *σπορά*, όπως έχει επικρατήσει, μέσα στο σύννεφο, είτε υπέρψυχρων σωματιδίων (π.χ. ανθρακικοί ανυδρίτες σε θερμοκρασία -80°C) οπότε δημιουργούνται αυτόματα κρυσταλλικοί πυρήνες από την ψύξη των σταγονιδίων που έρχονται σε επαφή μαζί τους, είτε κρυσταλλικών πυρήνων με δομή παραπλήσια των κρυστάλλων πάγου (π.χ. ιωδιούχος άργυρος, AgI). Η τεχνική διαφέρει στα θερμά σύννεφα, όπου χρησιμοποιούνται κυρίως διαχύσεις χλωριούχου νατρίου ή σταγονιδίων νερού. Εξ άλλου, η *υπερσπορά* τεχνητών πυρήνων σε υπέρψυχρα σύννεφα μπορεί να έχει αποτέλεσμα τη μείωση των κατακρημνισμάτων, λόγω της πληθώρας των διαθέσιμων πυρήνων και της συνακόλουθης αποδυνάμωσης της διεργασίας αύξησης της μάζας των σταγονιδίων ή των παγοκρυστάλλων. Η υπερσπορά των νεφών αποτελεί τη βάση των προγραμμάτων *αντιχαλαζιακής προστασίας*.

Πολλά προγράμματα σποράς νεφών, που αποσκοπούν είτε στην αύξηση των υδατικών πόρων, είτε στην αντιχαλαζιακή προστασία, έχουν πραγματοποιηθεί σε διάφορες χώρες, με προεξάρχουσες τις ΗΠΑ, την πρώην Σοβιετική Ένωση, το Ισραήλ κ.ά. Στην Ελλάδα τέτοια προγράμματα έχουν πραγματοποιηθεί περιστασιακά σε περιόδους έμμονης ξηρασίας (π.χ. για την ενίσχυση των υδατικών πόρων που υδροδοτούν την Αθήνα) και συστηματικά για την αντιχαλαζιακή προστασία από τον οργανισμό ΕΛΓΑ.

Η παραπάνω διαδικασία επεμβαίνει μόνο στη διεργασία δημιουργίας σταγονιδίων βροχής. Μετά από όσα αναφέρθηκαν στα προηγούμενα εδάφια, σύμφωνα με τα οποία η πραγματοποίηση υδρολογικά σημαντικών βροχοπτώσεων προϋποθέτει τη συνεχή μεταφορά υδρατμών, κάτι που δεν μπορεί να τροποποιηθεί με ανθρώπινη επέμβαση, γίνεται κατανοητό ότι η αποτελεσματικότητα της σποράς νεφών στην αύξηση της βροχόπτωσης δεν μπορεί να είναι ιδιαίτερα αξιόλογη.

Πράγματι, ως τώρα τα αποτελέσματα από τα προγράμματα τεχνητής βροχής δεν είναι κατηγορηματικά: ορισμένες μελέτες υποστηρίζουν ότι υπό κατάλληλες συνθήκες η σπορά νεφών μπορεί να αυξήσει τη βροχόπτωση κατά 5-20%. ωστόσο, σε άλλες περιπτώσεις φαίνεται να μην έχει επηρεαστεί, ή ακόμη και να έχει μειωθεί, η βροχόπτωση από την εφαρμογή της μεθόδου. Εξ άλλου, η εκτίμηση της αποτελεσματικότητας ενός πειράματος σποράς νεφών είναι αμφίβολης αξιοπιστίας, δεδομένου ότι δεν είναι γνωστό τί θα γίνονταν αν δεν είχε εκτελεστεί το πείραμα. Παρόμοια είναι και τα συμπεράσματα για την επιτυχία των προγραμμάτων αντιχαλαζιακής προστασίας: στην πρώην ΕΣΣΔ φαίνεται ότι τα σχετικά προγράμματα ήταν επιτυχή, ενώ στις ΗΠΑ δεν υπάρχουν αποδείξεις για την αποτελεσματικότητά τους (Ahrens, 1993, σ. 120· Dingman, 1994, σ. 153). Στον όλο σκεπτικισμό γύρω από την αποτελεσματικότητα των πρακτικών *τροποποίησης του καιρού*, έρχονται σήμερα να προστεθούν και οι αμφισβητήσεις που συνδέονται με τις τυχόν απρόβλεπτες αρνητικές επιπτώσεις τους (Dingman, 1994, σσ. 153-154) και ειδικότερα με την πιθανή τροποποίηση των γενικών χαρακτηριστικών των υδρολογικής δίαιτας μιας περιοχής: Η τυχόν ανθρωπογενής τροποποίηση αυτών των φυσικών χαρακτηριστικών, στα οποία έχει βασιστεί ο υδρολογικός σχεδιασμός των διάφορων έργων της περιοχής, μπορεί να έχει αρνητικές συνέπειες στα ίδια τα έργα. Μάλιστα, οι επιπτώσεις αυτές είναι δομικά απρόβλεπτες, λόγω της χαοτικής φύσης των υδρομετεωρολογικών συστημάτων.

2.2 Μετεωρολογικό πλαίσιο

Στην προηγούμενη ενότητα εξηγήθηκε ότι οι μηχανισμοί γένεσης των κατακρημνισμάτων συνδέονται με την κίνηση της ατμόσφαιρας, που είναι υπεύθυνη τόσο για τη δημιουργία κατάστασης κορεσμού των υδρατμών, όσο και για τη συνεχή τροφοδοσία με νέους υδρατμούς. Παρακάτω συνοψίζονται οι μετεωρολογικές συνθήκες που επάγουν αυτές τις κινήσεις και οδηγούν στο σχηματισμό κατακρημνισμάτων.

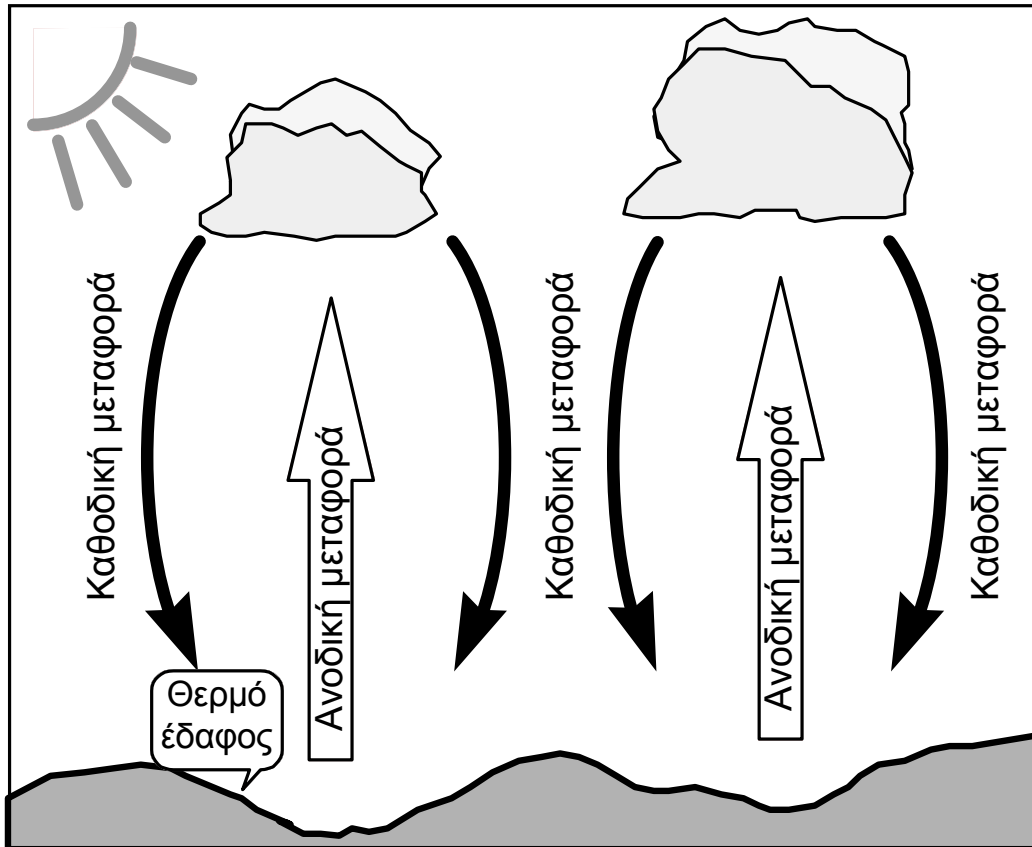
Γενικά οι μετεωρολογικές συνθήκες χαρακτηρίζονται από τη σχετική κυριαρχία ενός από τους δύο βασικούς μετεωρολογικούς μηχανισμούς κατακρήμνισης: του *μεταγωγικού* (ή κατακόρυφης μεταφοράς: convective) και του *διαστρωματικού* (stratiform). Στον μεταγωγικό μηχανισμό κυριαρχεί η κατακόρυφη κίνηση του αέρα και η δημιουργία της κατακρήμνισης είναι ταχύτατη (τυπικός χρόνος ανάπτυξης 45 min), ενώ η ανάπτυξη της κατακρήμνισης 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). Ένας άλλος μηχανισμός είναι ο *ορογραφικός* (orographic) που συνδέεται με τη μεταφορά αέριων μαζών πάνω από όρη και συνδυάζει μεταγωγικές και διαστρωματικές συνιστώσες.

2.2.1 Μεταγωγικές κατακρημνίσεις

Στο Σχ. 2.2 παρουσιάζεται ένα ενδεικτικό σκαρίφημα της δημιουργίας μεταγωγικής κατακρήμνισης. Το έδαφος θερμαίνεται από την απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας και συνακόλουθα θερμαίνει τον αέρα που βρίσκεται σε επαφή. Η κατακόρυφη θερμοκρασιακή διαφορά του αέρα προκαλεί ανοδική κίνησή του. Ο αέρας που ανέρχεται διαστέλλεται και ψύχεται, και εφόσον υπάρχουν συνθήκες ατμοσφαιρικής αστάθειας δημιουργεί σύννεφα. Παράλληλα, σε αντικατάσταση του αέρα που ανέρχεται, δημιουργούνται ρεύματα καθοδικής μεταφοράς ψυχρού αέρα, και η όλη δομή της ατμοσφαιρικής κίνησης χαρακτηρίζεται από το σχηματισμό *μεταγωγικών κυττάρων*, όπως αυτά του Σχ. 2.2.

Οργανωμένα μεταγωγικά συστήματα, γνωστά ως *μεταγωγικά συστήματα μεσοκλίμακας* (mesoscale convective systems) μπορεί να καλύπτουν μεγάλες εκτάσεις και να παράγουν ισχυρές βροχοπτώσεις και πλημμύρες.

Διακρίνονται δύο γενικές κατηγορίες τέτοιων συστημάτων: τα *μεταγωγικά συμπλέγματα μεσοκλίμακας* (mesoscale convective complexes) που εκτείνονται επιφανειακά σε περιοχές της τάξης των 100 000 km² και οι *γραμμές λαίλαπας* (squall lines) που χαρακτηρίζονται από γραμμική οργάνωση των μεταγωγικών κυττάρων (Smith, 1993, σ. 3.12).



Σχ. 2.2 Επεξηγηματικό σκαρίφημα του μηχανισμού μεταγωγικής κατακρήμνισης.

2.2.2 Εξωτροπικοί κυκλώνες

Οι εξωτροπικοί *κυκλώνες* είναι μετεωρολογικοί σχηματισμοί συνήθεις σε γεωγραφικά πλάτη 30° έως 60° στο βόρειο και το νότιο ημισφαίριο και είναι υπεύθυνοι για σημαντικό ποσοστό των κατακρημνισμάτων σε αυτά τα πλάτη. Επίσης, είναι υπεύθυνοι για τη μεταφορά σημαντικών ποσοτήτων ενέργειας, με κατεύθυνση από τον ισημερινό προς τους πόλους, στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη. Αποτελούν τυπικό παράδειγμα γένεσης δια-

στρωματικών κατακρημνίσεων*. Η χωρική έκταση των σχηματισμών καλύπτει αρκετές εκατοντάδες χιλιάδες km^2 , ενώ ο κύκλος ζωής τους, από την ανάπτυξη μέχρι την αποδιάρθρωσή τους, διαρκεί αρκετές ημέρες, κατά τις οποίες κινούνται προς τα ανατολικά. Σχηματίζονται στα όρια ψυχρών και θερμών αερίων μαζών, τα οποία στο αρχικό τους στάδιο λέγονται *στάσιμα μέτωπα*. Τα όρια αυτά κατά την εξέλιξη των κυκλώνων μετασχηματίζονται σε *θερμά* και *ψυχρά μέτωπα*, και αργότερα σε *συσφιγμένα μέτωπα* (Σχ. 2.3).

Στο στάδιο της πλήρους ανάπτυξής του ο κυκλώνας χαρακτηρίζεται από ένα πεδίο χαμηλών ατμοσφαιρικών πιέσεων στο κέντρο του (Σχ. 2.3γ και δ), στη στάθμη της γήινης επιφάνειας, και γι' αυτό είναι γνωστός και ως *ύφεση* ή *βαρομετρικό χαμηλό*. Η συγκεκριμένη μορφή του πεδίου πιέσεων επάγει την κίνηση του αέρα από την περιφέρεια προς το κέντρο του κυκλώνα (δηλαδή από τις ψηλότερες προς τις χαμηλότερες πιέσεις). Η κίνηση αυτή λόγω της περιστροφικής κίνησης της Γης εκτρέπεται δεξιόστροφα στο βόρειο ημισφαίριο (αριστερόστροφα στο νότιο ημισφαίριο): η εκτροπή μπορεί να θεωρηθεί ως αποτέλεσμα της υποθετικής (αδρανειακής για τον παρατηρητή που βρίσκεται στη Γη) *δύναμης Coriolis*.[†] Η συνισταμένη των δυνάμεων λόγω διαφοράς πίεσης, Coriolis και της τριβής (στην επιφάνεια της γης) δημιουργεί τελικά ένα περιστροφικό πεδίο ανέμων γύρω από το κέντρο του κυκλώνα με αριστερόστροφη κατεύθυνση στο βόρειο ημισφαίριο (δεξιόστροφη στο νότιο). Η ακτινική συνιστώσα της ταχύτητας του ανέμου είναι μη μηδενική και κατευθύνεται προς το εσωτερικό του κυκλώνα, πράγμα που είναι γνωστό ως *σύγκλιση* προς το κέντρο του κυκλώνα (Σχ. 2.3γ και δ). Ο αέρας που συγκλίνει προς το εσωτερικό αναγκάζεται (μη έχοντας άλλη διέξοδο) να

* Η κατακόρυφη κίνηση του αέρα στους κυκλώνες γίνεται με μικρές μέσες ταχύτητες, της τάξης των 3 cm/s.

† Η εκτροπή αυτή (ή ισοδύναμα η δύναμη Coriolis) είναι υπεύθυνη για τη κίνηση των μετεωρολογικών σχηματισμών, και των ίδιων των κυκλώνων, από τα δυτικά προς τα ανατολικά. Έτσι, στην Ελλάδα οι κυκλώνες φτάνουν από την πλευρά της Ιταλίας, της δυτικής Μεσογείου ή της Σαχάρας και ποτέ αντίστροφα. Επειδή η κίνηση αυτή είναι ομόρροπη με την περιστροφική κίνηση της Γης έχει ονομαστεί *γεωστροφική*. Πιο συγκεκριμένα, στα μεσαία γεωγραφικά πλάτη παρατηρείται μείωση της ατμοσφαιρικής πίεσης όσο απομακρυνόμαστε από τον ισημερινό, πράγμα τείνει να δημιουργήσει κίνηση του αέρα προς τους πόλους. Η κίνηση αυτή εκτρέπεται προς τα ανατολικά, ως συνέπεια της δράσης της δύναμης Coriolis, η οποία εξισορροπεί τη δύναμη λόγω διαφοράς πίεσης.

ανυψωθεί στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας, ακολουθώντας σπειροειδή ανοδική κίνηση. Όπως είδαμε και παραπάνω, η ανύψωση προκαλεί ψύξη του αέρα και συμπύκνωση των υδρατμών.*

Εκτός από την σπειροειδή ανοδική κίνηση του ανέμου που προκαλείται από το πεδίο χαμηλών πιέσεων, η παρουσία των μετώπων επιδρά επίσης αποφασιστικά στην ανοδική κίνηση του αέρα και συνακόλουθα στη δημιουργία κατακρημνίσεων, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο Σχ. 2.4.

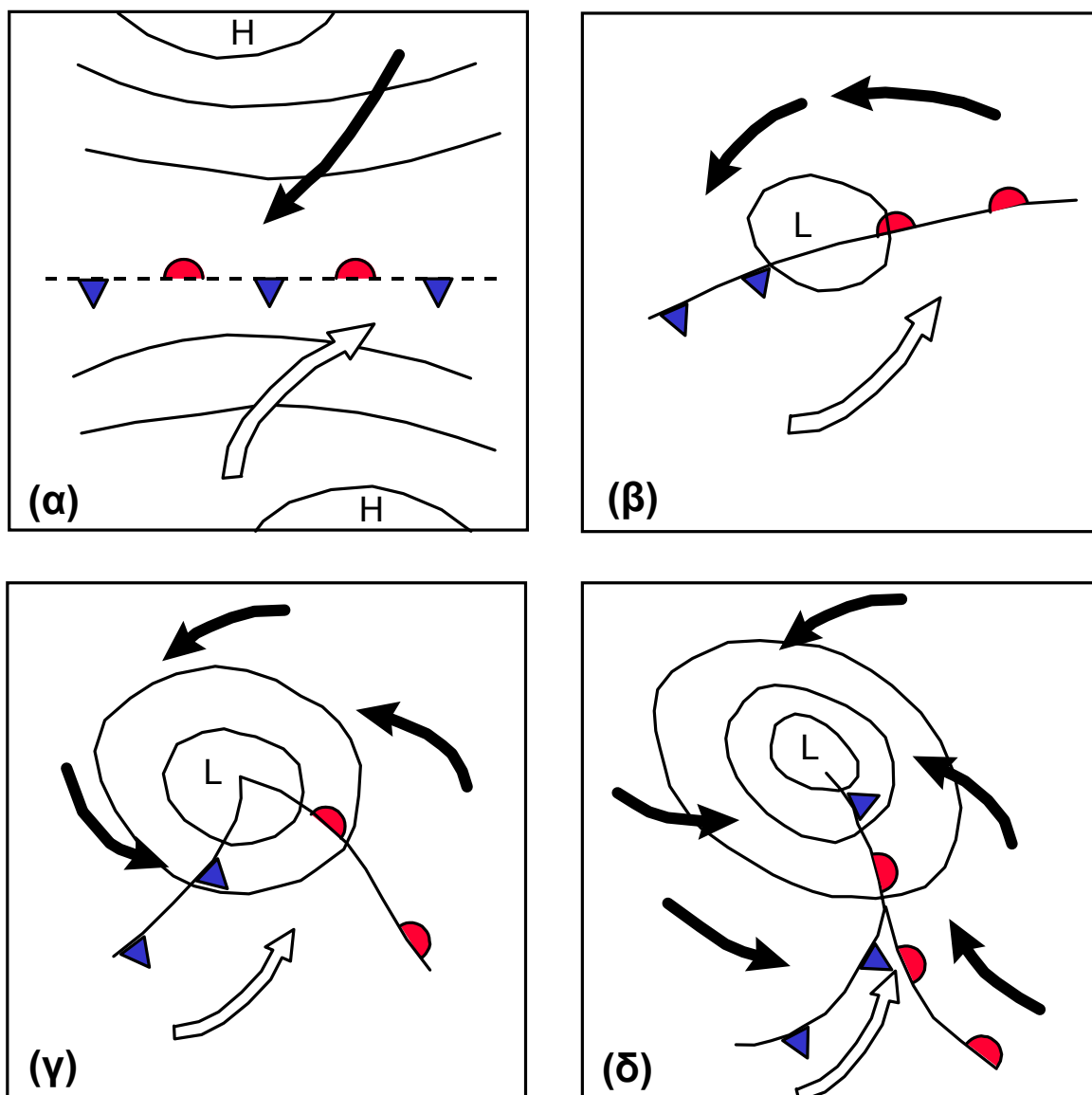
2.2.3 Ορογραφικές κατακρημνίσεις

Ο αέρας που κινείται οριζόντια, όταν συναντήσει ένα ορεινό όγκο, αναγκάζεται να ανυψωθεί, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο Σχ. 2.5. Όπως και στις άλλες περιπτώσεις, η ανύψωση έχει συνέπεια την ψύξη του αέρα, το σχηματισμό σύννεφων και δυνητικά την κατακρήμνιση. Τα σύννεφα που σχηματίζονται στην προσήνεμη πλευρά του ορεινού όγκου λέγονται *ορογραφικά*, ενώ ο ίδιος όρος χρησιμοποιείται και για το χαρακτηρισμό της κατακρήμνισης. Στην υπήνεμη πλευρά η καθοδική κίνηση του αέρα έχει συνέπεια τη θέρμανση και τη διάλυση των σύννεφων, κάτι που είναι γνωστό ως *ομβροσκιά*.

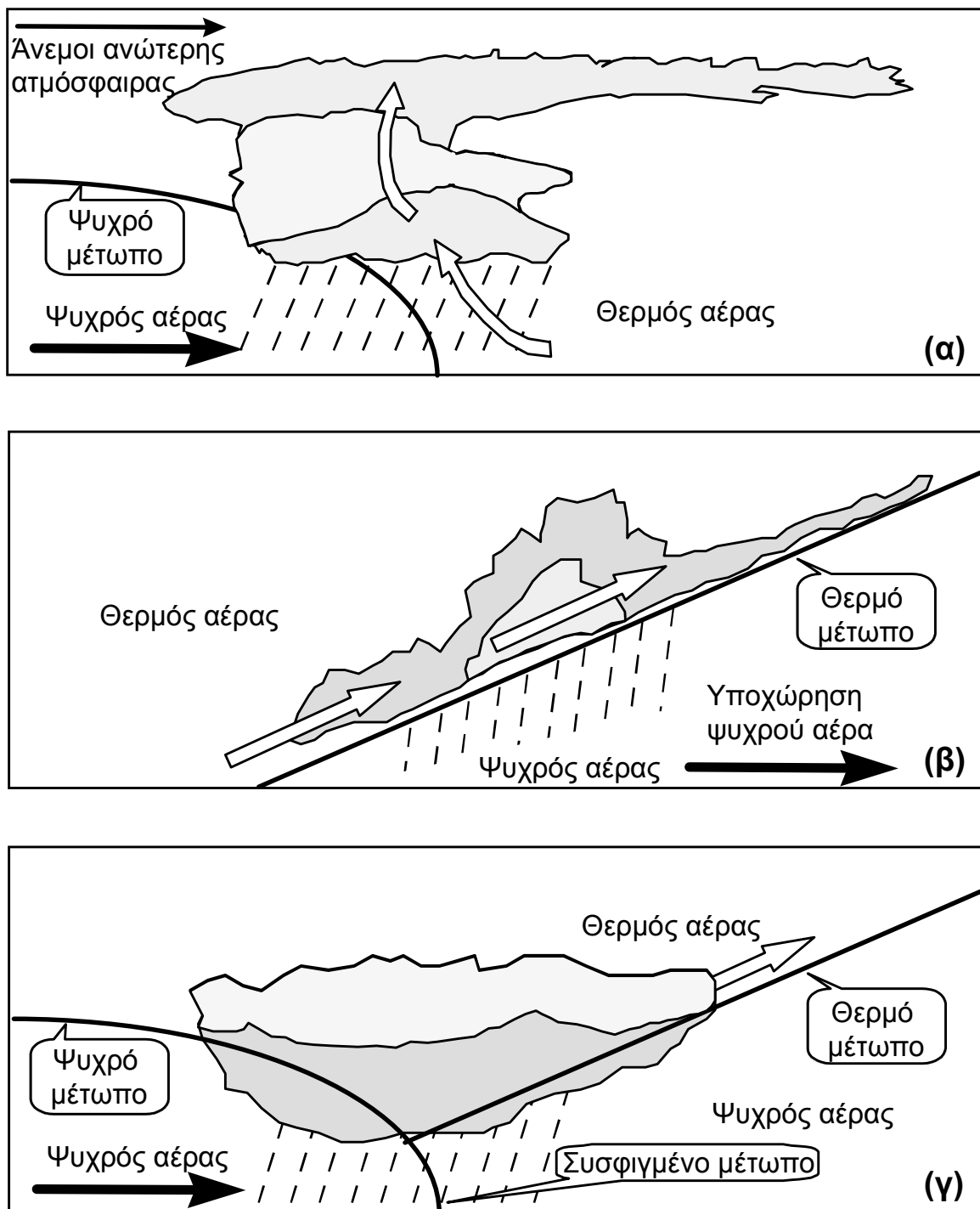
Η ορογραφία δεν είναι συνήθως ικανή για τη δημιουργία κατακρήμνισης, αλλά χρειάζεται να συντρέχουν και κατάλληλες μετεωρολογικές συνθήκες, όπως μεταγωγικές ή κυκλωνικές κινήσεις, ή ακόμη ατμοσφαιρική αστάθεια. Στις περιπτώσεις αυτές, η ορογραφική επίδραση ενισχύει την κατακρήμνιση στην προσήνεμη πλευρά, 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. Έτσι σε ορισμένες περιοχές της Πίνδου, το μέσο ετήσιο ύψος βροχής ξεπερνά τα 2000 mm, ενώ σε περιοχές της Ανατολικής Ελλάδας (ομβροσκιά) γίνεται μικρότερο από 500 mm.

* Αντίστροφα, στον *αντικυκλώνα*, ο οποίος χαρακτηρίζεται από υψηλή πίεση στο κέντρο του, δημιουργείται καθοδικό σπειροειδές πεδίο ανέμων γύρω από το κέντρο του με δεξιόστροφη φορά στο βόρειο ημισφαίριο. Η καθοδική κίνηση, αντίστροφα με την ανοδική, θερμαίνει τον αέρα και εξατμίζει τα σύννεφα. Γι' αυτό το λόγο όταν επικρατεί αντικυκλώνας έχουμε καλό καιρό.



Σχ. 2.3 Χαρακτηριστικά στάδια της δημιουργίας ενός κυκλώνα (στο βόρειο ημισφαίριο): (α) Ένα στάσιμο μέτωπο διαχωρίζει μια ψυχρή (βόρεια) και μια θερμή (νότια) αέρια μάζα, ενώ το πεδίο πιέσεων είναι τέτοιο (υψηλές πιέσεις βόρεια και νότια – σύμβολο H) που κατευθύνει τους ανέμους τόσο στον ψυχρό τομέα (μαύρο βέλος) όσο και στο θερμό τομέα (λευκό βέλος) προς το μέτωπο· οι άνεμοι λόγω των δυνάμεων Coriolis εκτρέπονται δεξιόστροφα. (β) Το στάσιμο μέτωπο δίνει τη θέση του σε ένα θερμό μέτωπο (δεξιά – συμβολίζεται με ημικύκλια) και ένα ψυχρό μέτωπο (αριστερά – συμβολίζεται με τρίγωνα), ενώ στην ένωση των δύο μετώπων δημιουργείται χαμηλή πίεση (σύμβολο L) και το πεδίο ανέμων δημιουργεί ένα στρόβιλο γύρω από την περιοχή χαμηλής πίεσης. (γ) Το πεδίο χαμηλών πιέσεων και το πεδίο ανέμων γύρω από αυτό εντείνονται, και ο κυκλώνας βρίσκεται σε πλήρη ανάπτυξη. (δ) Το ψυχρό μέτωπο που κινείται ταχύτερα από το θερμό, το προλαβαίνει σχηματίζοντας συσφιγμένο μέτωπο. Μετά το στάδιο (δ) ακολουθεί η αποδιάρθρωση του κυκλώνα. Σε όλες τις φάσεις το σύστημα κινείται προς τα ανατολικά.

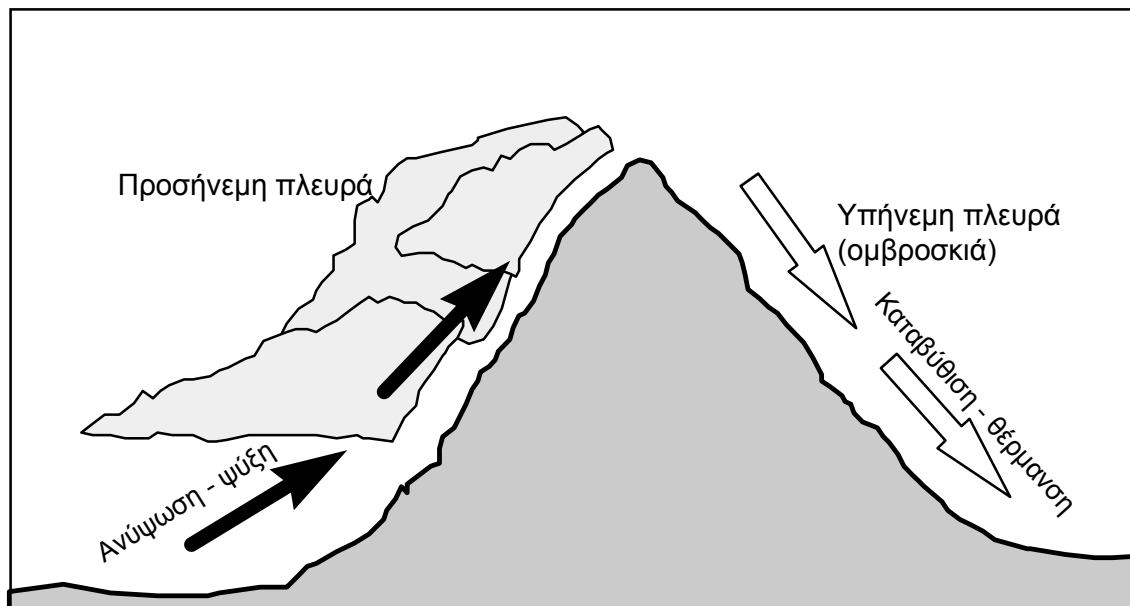


Σχ. 2.4 Κατακόρυφη τομή κατά μήκος (α) ενός ψυχρού μετώπου, (β) ενός θερμού μετώπου και (γ) ενός συσφιγμένου μετώπου (στο βόρειο ημισφαίριο). Όλα τα μέτωπα κινούνται προς τα ανατολικά. Με μαύρα βέλη συμβολίζονται οι κινήσεις του ψυχρού αέρα και με λευκά οι κινήσεις του θερμού.

2.2.4 Άλλοι τύποι κατακρημνίσεων

Στις τροπικές ή υποτροπικές περιοχές παρατηρούνται και ορισμένοι άλλοι μετεωρολογικοί σχηματισμοί που δημιουργούν κατακρημνίσεις,

όπως οι τυφώνες, οι μουσώνες και οι συστοιχίες τροπικών νεφών. Ο αναγνώστης που ενδιαφέρεται για αυτούς τους τύπους κατακρημνίσεων, οι οποίοι δεν παρατηρούνται στην Ελλάδα, παραπέμπεται σε άλλα βιβλία υδρολογίας ή μετεωρολογίας (π.χ. Smith, 1993, σσ. 3.13-3.14· Dingman, 1994, σσ. 91-92· Ahrens, 1993, σσ. 275-293, 163-165).



Σχ. 2.5 Ενδεικτικό σκαρίφημα της ορογραφικής επίδρασης στην ανύψωση του αέρα.

2.3 Μετρικές ιδιότητες

2.3.1 Σημειακά ύψη και εντάσεις

Από άποψη ενδιαφέροντος για την τεχνική υδρολογία, η κύρια μετρική ιδιότητα των βροχοπτώσεων και γενικότερα των κατακρημνισμάτων είναι το *ύψος* τους h σε δεδομένο χρόνο t , το οποίο όπως θα δούμε στην επόμενη ενότητα είναι εύκολο να μετρηθεί σε σημειακή βάση, μέσω των κυλίνδρων των βροχομέτρων ή βροχογράφων. Παράγωγο μέγεθος είναι η *ένταση* βροχής που κατ' αρχήν ορίζεται σε στιγμιαία βάση ως

$$i := \frac{dh}{dt} \quad (2.7)$$

όπου dh είναι η μεταβολή του ύψους στο διαφορικό χρόνο dt . Επειδή όμως στην πραγματικότητα η στιγμιαία ένταση βροχής δεν είναι δυνατό να μετρηθεί, χρησιμοποιούνται πάντα προσεγγίσεις της μορφής

$$i = \frac{\Delta h}{\Delta t} \quad (2.8)$$

όπου Δh είναι η μεταβολή του ύψους στον πεπερασμένο χρόνο Δt . Η τιμή της έντασης που ορίζεται από την (2.8) αποτελεί χρονικά μέση τιμή, η οποία εξαρτάται άμεσα από το χρονικό διάστημα Δt . Προφανώς, όσο μικρότερο είναι το Δt τόσο περισσότερο η χρονικά μέση ένταση προσεγγίζει τη στιγμιαία.

Το φαινόμενο της κατακρήμνισης είναι επιφανειακά ανομοιόμορφο, δηλαδή εξελίσσεται σε κάποια επιφάνεια της γης με ρυθμό που μεταβάλλεται από σημείο σε σημείο (όπως άλλωστε συμβαίνει και με όλα τα υδρολογικά φαινόμενα, π.χ. την απορροή). Όπως δείχνει και η καθημερινή εμπειρία, αυξομειώσεις της έντασης και του συνολικού ύψους μιας βροχής είναι πολύ σημαντικές, ακόμα και σε σχετικά κοντινές αποστάσεις (της τάξης λίγων km). Η πλήρης γνώση της χωροχρονικής εξέλιξης ενός φαινομένου θα απαιτούσε να είναι γνωστό το πεδίο $h(x, y, t)$ σε κάθε σημείο (x, y) της επιφάνειας που ενδιαφέρει και σε κάθε χρονική στιγμή t . Αυτό πρακτικώς είναι αδύνατο. Στην πραγματικότητα, τα συμβατικά όργανα μετρήσεων παρέχουν *σημειακή* πληροφορία για ένα επιφανειακό φαινόμενο, η οποία αναφέρεται σε συγκεκριμένες θέσεις της βρεχόμενης επιφάνειας, δηλαδή στις θέσεις των εγκαταστημένων βροχομέτρων ή βροχογράφων. Και ενώ η σημειακή μέτρηση της παροχής σε μία θέση υδατορεύματος ολοκληρώνει και παρουσιάζει την απορροή σε όλη την σαφώς καθορισμένη ανάντη λεκάνη, η σημειακή μέτρηση της βροχοπτώσεως παρέχει πληροφορία για το συγκεκριμένο σημείο και μόνο. Κατά συνέπεια η ολική διαθέσιμη πληροφορία μιας περιοχής προσεγγίζει την πραγματική χωρική κατανομή των κατακρημνισμάτων τόσο ακριβέστερα, όσο πυκνότερα είναι τα σημεία της πληροφορίας στην επιφάνεια του φαινομένου. Η ολοκλήρωση της σημειακής πληροφορίας στην επιφάνεια αποτελεί άλλωστε και τον τελικό στόχο της μελέτης των βροχοπτώσεων (βλ. ενότητα 2.6).

Η παρακολούθηση της χρονικής εξέλιξης των κατακρημνισμάτων απαιτεί τη λήψη διαδοχικών μετρήσεων ανά τακτά (συνήθως) χρονικά

διαστήματα Δt . Η αλληλουχία των διαδοχικών μετρήσεων είναι μια *χρονοσειρά*. Η χρονική κλίμακα Δt καθορίζεται από την χρονική διακριτότητα του οργάνου μέτρησης (για βροχογράφους· βλ. εδάφιο 2.4.1) ή ην ακολουθούμενη πρακτική μέτρησης. Σε συμβατικά όργανα μέτρησης η διαθέσιμη χρονική διακριτότητα ξεκινά από 5 min και φτάνει την 1 ημέρα.* Σε μια υδρολογική μελέτη, η χρονική κλίμακα μελέτης δεν συμπίπτει με τη χρονική κλίμακα μέτρησης αλλά εξαρτάται από τους σκοπούς της μελέτης. Έτσι είναι συχνά επιβεβλημένη η μετάβαση από λεπτότερες χρονικές κλίμακες σε αδρότερες (π.χ. από την κλίμακα ημέρας στην κλίμακα μήνα· βλ. και εδάφιο 1.7.2), κάτι που φυσικά είναι εύκολο (συνάθροιση επιμέρους μετρήσεων)· αντίθετα η μετάβαση από αδρότερες σε λεπτότερες κλίμακες είναι αδύνατη, εκτός αν χρησιμοποιηθούν παρεμβολές, οι οποίες εισάγουν μεγάλα σφάλματα.

Στην τυπικότερη περίπτωση μαθηματικής αναπαράστασης, κάθε στοιχείο μιας χρονοσειράς ύψους κατακρημνισμάτων (δηλαδή κάθε μερικό ύψος Δh) θεωρείται ως η πραγματοποίηση μιας συνεχούς *τυχαίας μεταβλητής*. Αντίστοιχα, η όλη χρονοσειρά αποτελεί την πραγματοποίηση μιας ακολουθίας τυχαίων μεταβλητών, η οποία είναι γνωστή ως *στοχαστική ανελίξη*. Αυτού του είδους η μαθηματική αναπαράσταση παραπέμπει άμεσα στη θεωρία πιθανοτήτων, τη στατιστική και τη θεωρία στοχαστικών ανελίξεων. Ειδικότερα, η θεωρία στοχαστικών ανελίξεων αποτελεί το πλέον γενικευμένο μαθηματικό εργαλείο για τη μελέτη της πλήρους χρονοσειράς και είναι απαραίτητη στην περίπτωση που τα διαδοχικά στοιχεία της χρονοσειράς είναι στοχαστικά εξαρτημένα. Πράγματι, όταν η χρονική κλίμακα μελέτης είναι λεπτή, π.χ. από μερικά λεπτά έως μερικές ώρες, η εμπειρία δείχνει ότι υπάρχει ισχυρή εξάρτηση των διαδοχικών τιμών ύψους βροχής που απαρτίζουν τη χρονοσειρά. Σε αδρότερες κλίμακες, π.χ. μηνιαία ή ετήσια, η εξάρτηση γίνεται αμελητέα. Ειδικότερα, στην ετήσια κλίμακα, η οποία είναι καθοριστική για τις μελέτες υδατικών πόρων, εξαφανίζεται από τη χρονοσειρά και η ετήσια *περιοδικότητα* που οφείλεται στη διαδοχή των εποχών, οπότε και οι διαδοχικοί όροι της χρονοσειράς μπορούν να θεωρηθούν ως διαδοχικές πραγματοποιήσεις μιας και μοναδικής τυχαίας μεταβλητής, η οποία παριστάνει το

* Σε συσκευές μετρήσεων για ερευνητικούς σκοπούς η διακριτότητα μπορεί να είναι και μικρότερη από 1 min. Σε δυσπρόσιτες θέσεις η συχνότητα των μετρήσεων μπορεί να φτάσει τη 1 ανά μήνα.

ετήσιο ύψος βροχής. Σε αυτή την περίπτωση (αλλά και σε άλλες π.χ. βροχοπτώσεις διαδοχικών ετών κατά τη διάρκεια ενός συγκεκριμένου μήνα· βλ. Κουτσογιάννης, 1996α, σσ. 90-95) επαρκεί ως μαθηματικό εργαλείο η τυπική στατιστική ανάλυση μιας μεταβλητής.

2.3.2 Άλλες μετρικές ιδιότητες

Οι νεότερες τεχνολογίες μέτρησης των κατακρημνισμάτων με τη χρήση μετεωρολογικού ραντάρ κατέστησαν εφικτή την ταυτόχρονη απεικόνιση του πεδίου μεταβολής της έντασης βροχής σε όλα τα σημεία μιας δεδομένης έκτασης, η οποία καθορίζεται από την εμβέλεια του ραντάρ, με μια δεδομένη χωρική διακριτότητα (βλ. εδάφιο 2.4.4). Οι απαιτήσεις της τεχνολογίας των ραντάρ σε συνδυασμό με τις απαιτήσεις εμβάθυνσης στην κατανόηση και περιγραφή των διεργασιών της κατακρήμνισης, επέβαλαν τη χρήση και άλλων μετρικών ιδιοτήτων των κατακρημνισμάτων, όπως είναι οι διάμετροι των σταγόνων βροχής και η στατιστική κατανομή τους, οι ταχύτητες των σταγόνων, η κινητική ενέργεια της βροχής, η ανακλαστικότητα των σύννεφων στην ακτινοβολία του ραντάρ, κ.ά. Η πλήρης περιγραφή αυτών των μετρικών ιδιοτήτων ξεφεύγει από τους στόχους αυτού του κειμένου (για μια εισαγωγή σ' αυτές, βλ. Smith, 1993, σσ. 3.15-3.17).

2.3.3 Ειδικές μετρικές ιδιότητες χιονιού

Για τις στερεές μορφές κατακρημνισμάτων και ειδικότερα για το χιόνι, το ύψος κατακρημνίσματος δεν αποδίδει σε επαρκή βαθμό την υδρολογική σπουδαιότητα των αντίστοιχων φυσικών διεργασιών. Πράγματι, η τεχνική υδρολογία ενδιαφέρεται τελικώς για την όλη διαδικασία του μετασχηματισμού των κατακρημνισμάτων σε απορροή και, κατά συνέπεια, στη χιονόπτωση σημασία έχει η ειδική διεργασία απόθεσης και υγροποίησης του χιονιού, από τη στιγμή που αγγίζει το έδαφος ή τη χλωρίδα. Έτσι, για το χιόνι ενδιαφέρουν περισσότερες από μία μετρικές ιδιότητες, που και πάλι ορίζονται σε σημειακή βάση. Ειδικότερα:

- Το *ύψος κατακρημνισμάτων* (precipitation depth) συμπεριλαμβάνει την ποσότητα των κάθε μορφής κατακρημνισμάτων, υγρής ή στερεής φάσης, τα οποία φτάνουν στο έδαφος κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης κατακρήμνισης, ή σε μια δεδομένη περίοδο μέτρησης.

- Το *ύψος χιονόπτωσης* (snowfall depth) είναι το ύψος του χιονιού (και άλλων μορφών στερεών κατακρημνισμάτων) που φτάνει στο έδαφος κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης κατακρήμνισης χιονιού, ή σε μια δεδομένη περίοδο μέτρησης. Το ύψος αυτό αναφέρεται στη στερεά απόθεση του χιονιού που συσσωρεύεται κατά την περίοδο μέτρησης και δεν περιλαμβάνει αποθέσεις που είχαν σχηματιστεί προηγουμένως.
- Το *ύψος χιονοκάλυψης* (snowcover depth, snowpack depth) είναι το ύψος του συσσωρευμένου στο έδαφος χιονιού σε κάποια στιγμή μέτρησης. Και αυτό αναφέρεται στη στερεά μορφή του χιονιού.
- Το *ισοδύναμο ύψος νερού χιονόπτωσης* είναι το ύψος νερού (σε υγρή φάση), το οποίο προκύπτει αν το δεδομένο ύψος χιονόπτωσης λιώσει. Αντίστοιχα, το *ισοδύναμο ύψος νερού χιονοκάλυψης* είναι το ύψος νερού (σε υγρή φάση), το οποίο προκύπτει αν το δεδομένο ύψος χιονοκάλυψης λιώσει.
- Το *ύψος τήξης χιονιού* (snowmelt depth) είναι η ποσότητα νερού (σε υγρή μορφή), εκφρασμένη σε ισοδύναμο ύψος, που παράγεται από τη φυσική διαδικασία της τήξης χιονιού κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης περιόδου μέτρησης.
- Η *πυκνότητα της χιονόπτωσης* (ή της χιονοκάλυψης, αντίστοιχα). Αν ρ_s είναι η πυκνότητα της χιονόπτωσης (ή της χιονοκάλυψης), h το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονόπτωσης (ή της χιονοκάλυψης, αντίστοιχα) και h' το ύψος χιονόπτωσης (ή χιονοκάλυψης, αντίστοιχα), τότε ισχύει

$$\rho_s = \frac{h'}{h} \rho_w \quad (2.9)$$

όπου $\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$ είναι η πυκνότητα του νερού σε υγρή μορφή. Τυπικά η πυκνότητα της χιονόπτωσης λαμβάνεται $\rho_s = 0.1 \rho_w = 100 \text{ kg/m}^3$, ενώ η συνήθης διακύμανση είναι $0.07 - 0.15 \rho_w$ (Dingman, 1994, σ. 160). Η πυκνότητα της χιονοκάλυψης είναι γενικά μεγαλύτερη (λόγω της καθίζησης υπό την επίδραση της βαρύτητας και άλλων μηχανισμών) και εξαρτάται από το χρόνο παραμονής της χιονοκάλυψης και το ύψος χιονοκάλυψης. Μετά από μερικές μέρες παραμονής η πυκνότητα έχει τυπική τιμή γύρω στο $0.2 \rho_w$, ενώ μετά

από μερικούς μήνες παραμονής σε μεγάλα ύψη μπορεί να προσεγγίσει το $0.4\rho_w$.

2.4 Βροχομετρία - Χιονομετρία

2.4.1 Όργανα σημειακής μέτρησης

Συνήθης βροχομετρία

Τα όργανα σημειακής μέτρησης της βροχής είναι κυλινδρικά δοχεία, εγκατεστημένα σε κατάλληλες θέσεις (βλ. εδάφιο 2.4.2), που συλλέγουν κυρίως τη βροχόπτωση, και βοηθητικά τη χιονόπτωση, δίνοντας την αντίστοιχη σημειακή μέτρηση. Διακρίνονται σε:

- *βροχόμετρα*, που δίνουν την ολική σημειακή βροχόπτωση και το ισοδύναμο νερού μιας χιονόπτωσης ανά ορισμένα χρονικά διαστήματα (συνήθως 12ωρο ή 24ωρο), με την ανάγνωση της ένδειξης από έναν παρατηρητή·
- *βροχογράφους*, που καταγράφουν με απλό ωρολογιακό μηχανισμό την μεταβολή του ύψους βροχής στο χρόνο, περιγράφοντας έτσι τη χρονική κατανομή της σημειακής βροχόπτωσης.

Τα βροχόμετρα αποτελούνται από δύο κύρια τμήματα, το στόμιο υποδοχής και το μετρητικό σύστημα. Το στόμιο υποδοχής της βροχής μοιάζει με κοινό χωνί· περιλαμβάνει στο πάνω μέρος του ένα ανοιχτό ορειχάλκινο δακτύλιο με αιχμηρά χείλη και συνεχίζει προς τα κάτω με κολουροκωνική επιφάνεια, που καταλήγει σε σωλήνα μικρής διαμέτρου. Το εμβαδό του δακτυλίου υποδοχής κατ' αρχήν δεν σχετίζεται με το ύψος βροχής, αλλά στην πράξη φαίνεται ότι επηρεάζει το τελικά συλλεγόμενο ύψος βροχής· γι' αυτό και τυποποιείται στο διάστημα 200 - 500 cm² (World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.4). Το μετρητικό σύστημα είναι ένας κύλινδρος συλλογής της βροχής, με χιλιοστομετρική κλίμακα και επιφάνεια διατομής συνήθως υποπολλαπλάσια της διαμέτρου του στομίου υποδοχής, για να πολλαπλασιάζεται η ευαισθησία της μέτρησης (π.χ. δεκαπλασιαστικό βροχόμετρο).

Οι μετρήσεις σε απομακρυσμένες και δυσπρόσιτες περιοχές (συνήθως ορεινές), γίνονται ανά μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα, π.χ. μηνιαία. Χρησιμοποιούνται για το σκοπό αυτό αθροιστικά βροχόμετρα με δακτυ-

λίους υποδοχής συνήθως μικρότερους (π.χ. 200 cm²), ενώ ο κύλινδρος συλλογής έχει μεγαλύτερη διάμετρο και περιέχει διάλυμα χλωριούχου ασβεστίου, για να εμποδίζεται η εξάτμιση από την επιφάνεια. Αντίστοιχες προφυλάξεις για παγετό, χιόνι και εξάτμιση λαμβάνονται και στα βροχόμετρα με εύκολη πρόσβαση και συχνή μέτρηση, όταν οι επικρατούσες κλιματολογικές συνθήκες της περιοχής το επιβάλλουν.

Οι βροχογράφοι είναι σε γενικές γραμμές βροχόμετρα, στα οποία μεταξύ των δύο κυρίων τμημάτων τους προστίθενται μηχανισμοί αυτοματισμού της μέτρησης και καταγραφής του ύψους βροχής. Ο τύπος του μηχανισμού αυτοματισμού χαρακτηρίζει και τον τύπο του βροχογράφου. Στις χώρες της Ευρώπης χρησιμοποιείται κυρίως ο τύπος των *αιωρούμενων σκαφιδίων* (tipping bucket), ο οποίος στηρίζεται σε σύστημα δύο στερεά συνδεδεμένων μεταξύ τους σκαφιδίων που αιωρούνται γύρω από οριζόντιο άξονα, σχηματίζοντας ένα είδος ζυγού. Κάτω από το σωλήνα του στομίου υποδοχής της βροχής βρίσκεται πάντοτε ένα σκαφίδιο, το οποίο όταν συλλέξει ορισμένη ποσότητα νερού (που αντιστοιχεί σε ύψος βροχής από 0.2 μέχρι 1 mm, ανάλογα με τον τύπο του οργάνου) υπερνικά την αντίσταση του ζυγού και κλίνει απότομα προς τα πλάγια, παρασύροντας το άλλο κενό σκαφίδιο κάτω από τον σωλήνα. Ο άξονας αιώρησης συνδέεται με τον καταγραφικό μηχανισμό που περιγράφεται παρακάτω.

Στην Ελλάδα χρησιμοποιείται περισσότερο ο τύπος του βροχογράφου με πλωτήρα (τύπος Hellmann-Fuess, γνωστός στο εμπόριο και ως βροχογράφος Αναγνώστου, από το όνομα του κατασκευαστή του). Από το σωλήνα του στομίου υποδοχής το νερό διαβιβάζεται σε άλλο δοχείο, μικρότερης διαμέτρου. Σ' αυτό υπάρχει πλωτήρας, συνδεδεμένος με στέλεχος που κινείται κατακόρυφα και συνδέεται με καταγραφικό μηχανισμό. Για ορισμένο ύψος βροχής (τυπικώς 10 mm), το δοχείο έχει γεμίσει και ο πλωτήρας έχει φτάσει στην ανώτατη στάθμη του. Τότε ενεργοποιείται αυτόματα ο σίφοντας, με τον οποίο είναι εφοδιασμένο το δοχείο, οπότε το δοχείο αδειάζει σε λίγα δευτερόλεπτα και παρασύρονται ο πλωτήρας και η γραφίδα στην κατώτατη θέση τους.

Ένας τρίτος τύπος αυτοματισμού της μέτρησης στηρίζεται στη ζύγιση του περιεχομένου του δοχείου, μέσω ενός μηχανισμού με ελατήριο και αντίβαρο. Έχουν αναπτυχθεί ακόμη και πιο πολύπλοκοι μηχανισμοί αυτοματισμού που δεν είναι ευρέως διαδεδομένοι.

Εκτός από το μηχανισμό αυτοματισμού, υπάρχει πάντα και ο μηχανισμός καταγραφής της μεταβολής του ύψους βροχής στο χρόνο. Στα συμβατικά όργανα αυτός αποτελείται από ένα κυλινδρικό τύμπανο και μία γραφίδα που εφάπτεται σ' αυτό. Το κυλινδρικό τύμπανο περιστρέφεται με τη βοήθεια ενός ωρολογιακού μηχανισμού με σταθερή γωνιακή ταχύτητα (π.χ. μία πλήρης περιστροφή ανά 24ωρο ή ανά εβδομάδα). Πάνω στο τύμπανο προσαρμόζεται κατάλληλη χάρτινη ταινία, την οποία αλλάζει ανά τακτά διαστήματα ο παρατηρητής. Η γραφίδα συνδέεται κατάλληλα με το μηχανισμό αυτοματισμού της μέτρησης και κινείται μηχανικά υπό την επίδρασή του. Ο συνδυασμός των κινήσεων της γραφίδας (που συναρτάται με το ύψος βροχής) και του τυμπάνου (που συναρτάται με το χρόνο) αποτυπώνει πάνω στην ταινία το *βροχογράφημα*, το οποίο δείχνει τη μεταβολή του ύψους βροχής στο χρόνο.

Για να αποφεύγονται χονδροειδή σφάλματα πρέπει σε κάθε αλλαγή ταινίας να μετριέται το συνολικό ύψος βροχής στον τελικό κύλινδρο συλλογής της βροχής και να συγκρίνεται με το αντίστοιχο συνολικό ύψος που καταγράφηκε στην ταινία.

Αντί του παραπάνω συμβατικού μηχανισμού καταγραφής, η σημερινή τεχνολογία μετρήσεων δίνει τη δυνατότητα μετατροπής της κίνησης του μηχανισμού αυτοματισμού της μέτρησης σε ψηφιακό σήμα. Το σήμα αυτό, αντί να καταγράφεται σε χαρτί, μπορεί να αποθηκεύεται σε ηλεκτρονικό καταχωρητή δεδομένων (data logger). Παράλληλα, υπάρχει η δυνατότητα της *τηλεμετρίας*, δηλαδή της μετάδοσης του σήματος αυτού (μετά από κατάλληλη διαμόρφωση) είτε ασύρματα (μέσω ραδιοπομπού ή και δορυφόρου) είτε ενσύρματα (μέσω τηλεφωνικής γραμμής) και της λήψης του την ίδια στιγμή σε άλλη απομακρυσμένη θέση (βλ. και εδάφιο 1.9.2).

Χιονομετρία

Όπως είδαμε στο εδάφιο 2.3.3, για το χιόνι ενδιαφέρουν περισσότερες από μία μετρικές ιδιότητες. Απ' αυτές, οι τυπικές υδρολογικές μετρήσεις αναφέρονται στο ύψος κατακρημνισμάτων, το ύψος χιονόπτωσης και το ύψος χιονοκάλυψης, καθώς και στα αντίστοιχα ισοδύναμα ύψη νερού.

Το ύψος κατακρημνισμάτων προκύπτει κατ' αρχήν απ' τα βροχόμετρα, τα οποία συλλέγουν όλες τις μορφές κατακρημνισμάτων. Όταν η υγροποίηση του χιονιού είναι άμεση (δεν στρώνεται το χιόνι), τότε η μέτρησή του (σε ισοδύναμο ύψος νερού) στο βροχόμετρο αποδίδει το

ζητούμενο ύψος με σχετική ακρίβεια. Ωστόσο, το χιόνι δεν συλλέγεται αντιπροσωπευτικά στο στόμιο υποδοχής, λόγω της τοπικής διαταραχής που εισάγει ο κύλινδρος υποδοχής στο πεδίο του ανέμου. Όταν η υγραποίηση δεν είναι άμεση (στρώνεται το χιόνι), τότε τα τυπικά βροχόμετρα δεν αποδίδουν πιστά το ύψος κατακρημνίσματος, δεδομένου ότι το χιόνι συσσωρεύεται πάνω από το στόμιο υποδοχής και κατά περιόδους παρασύρεται από τον άνεμο· έτσι η ποσότητα που, αφού λιώσει, εισχωρεί στο δοχείο μέτρησης, δεν είναι αντιπροσωπευτική του ύψους κατακρημνίσματος. Σε αυτή την περίπτωση, το ύψος κατακρημνισμάτων είναι προτιμότερο να προκύπτει ως άθροισμα της τυχόν υγρής μορφής κατακρημνίσματος και του ισοδύναμου ύψους νερού της χιονόπτωσης.

Το ύψος χιονόπτωσης μετριέται συνήθως με *χιονοτράπεζες*: αυτές είναι απλές οριζόντιες επιφάνειες, όπου, αφού συσσωρευτεί το χιόνι, μετριέται το ύψος του με ένα κοινό πήχη. Μετά τη μέτρηση η τράπεζα καθαρίζεται από το χιόνι, ώστε να είναι έτοιμη για την επόμενη μέτρηση του ύψους χιονόπτωσης. Το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονόπτωσης και η αντίστοιχη πυκνότητα μπορούν να μετρηθούν από τη χιονοτράπεζα, αν αυτή είναι εφοδιασμένη με ένα απλό σύστημα ζύγισης που μετρά το βάρος του χιονιού. Συνηθέστερα όμως, τέτοιος μηχανισμός ζύγισης απουσιάζει, οπότε, με την υπόθεση ότι η πυκνότητα της χιονόπτωσης είναι $\rho_s = 0.1 \rho_w$, το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονόπτωσης είναι το 1/10 του ύψους χιονόπτωσης (βλ. εξίσωση (2.9)).

Το ύψος χιονοκάλυψης μετριέται εύκολα με την έμπηξη ενός κοινού πήχη, ή την ανάγνωση σε μόνιμα εγκατεστημένα σταδία, της οποίας η μηδενική στάθμη συμπίπτει με την επιφάνεια του εδάφους. Το ισοδύναμο ύψος νερού της χιονοκάλυψης μετριέται με τη λήψη δείγματος χιονιού μέσω της έμπηξης κατάλληλου κυλινδρικού δειγματολήπτη χιονιού, και στη συνέχεια με τη ζύγιση του χιονιού που συλλέγεται. Για τη λήψη αντιπροσωπευτικών δειγμάτων ύψους χιονοκάλυψης και ισοδύναμου ύψους νερού, αποφεύγεται η μέτρηση σε ένα σημείο και προτιμάται η λήψη του μέσου όρου των μετρήσεων σε περίπου 6 σημεία κατά μήκος μιας προκαθορισμένης (μόνιμης) *διαδρομής χιονομέτρησης* με τυπικό μήκος 150 - 250 m.

Μια άλλη κατηγορία μεθόδων μέτρησης του ύψους χιονόπτωσης, οι οποίες δίνουν επιπλέον και την έκταση της χιονοκάλυψης, στηρίζονται στη φωτογραμμετρία, εναέρια (με αεροφωτογραφίες) ή επίγεια (με φωτο-

γραφίες εδάφους· βλ. World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.20). Η έκταση της χιονοκάλυψης μπορεί να προσδιοριστεί και από δορυφορικές εικόνες.

Μια άλλη κατηγορία μεθόδων μέτρησης και καταγραφής του ισοδύναμου νερού της χιονοκάλυψης στηρίζονται στη ραδιενέργεια. Η ραδιενεργός ακτινοβολία (ακτίνες γάμα) εκπέμπεται από πηγές κατάλληλα τοποθετημένες στο έδαφος και μετριέται από ανιχνευτές που τοποθετούνται πάνω από το έδαφος. Η ακτινοβολία διαπερνά το ύψος του χιονιού αλλά ένα μέρος της, ανάλογο της μάζας του χιονιού, απορροφάται από το χιόνι· έτσι μπορεί να συσχετιστεί άμεσα η μετρούμενη απορρόφηση της ακτινοβολίας με το ισοδύναμο ύψος νερού. Για ισοδύναμα ύψη νερού της χιονοκάλυψης μικρότερα των 400 mm μπορεί για το σκοπό αυτό να αξιοποιηθεί για τη μέτρηση η φυσική γήινη ακτινοβολία γάμα. Αυτό έχει το πλεονέκτημα ότι η μέτρηση μπορεί να γίνει σε οποιοδήποτε σημείο χωρίς να προηγηθεί η εγκατάσταση ραδιενεργού πηγής. Μάλιστα, είναι δυνατό μια συστηματική εναέρια επιθεώρηση με αυτή τη μέθοδο (με χαμηλή πτήση τυπικού ύψους 25 - 100 m) να δώσει τη χωρική κατανομή του ισοδύναμου ύψους νερού της χιονόπτωσης (World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.22).

2.4.2 Εγκατάσταση βροχομέτρων και βροχογράφων

Το πεδίο ροής του ανέμου κατά τη διάρκεια μιας βροχόπτωσης ή χιονόπτωσης αποτελεί το βασικό αίτιο των ανομοιογενειών και ασυνεχειών στην καταγραφή του ύψους κατακρημνισμάτων: οι διάφορες εδαφικές ή άλλες ανωμαλίες προκαλούν τοπικές διαταραχές στις γραμμές ροής του ανέμου, και αντίστοιχες διαταραχές στην κίνηση των σταγόνων βροχής ή των νιφάδων χιονιού. Κατά συνέπεια, το ίδιο το βροχόμετρο ή ο βροχογράφος παρεμβάλλεται στο πεδίο ροής και το διαταράσσει, αλλοιώνοντας την επιθυμητή αυθεντικότητα της σημειακής μέτρησης του ύψους κατακρημνισμάτων. Παρατηρείται, εξ άλλου, ότι η εγκατάσταση του οργάνου γίνεται μέσα στην κατώτατη ζώνη της *οριακής στοιβάδας** του πεδίου ροής του ανέμου. Η μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος

* Υπενθυμίζεται ότι ο όρος *οριακή στοιβάδα* (ή οριακό στρώμα, boundary layer) περιγράφει την περιοχή του πεδίου ροής κοντά στο στερεό όριο (εν προκειμένω το έδαφος), στην οποία οι κλίσεις ταχύτητας είναι σημαντικά μεγάλες.

είναι εξαιρετικά σημαντική για την υπόψη ζώνη και, κατά συνέπεια, απαιτείται ομογένεια στην καθ' ύψος εγκατάσταση των βροχομέτρων-βροχογράφων. Τέλος, για να είναι το σημειακό ύψος αντιπροσωπευτικό μιας περιοχής γύρω από το όργανο, πρέπει η θέση εγκατάστασης να βρίσκεται σε ομαλή ζώνη της οριακής στοιβάδας, δηλαδή απαλλαγμένη από έντονους στροβιλισμούς ή άλλες διαταραχές.

Σύμφωνα με τα παραπάνω οι βασικοί κανόνες για την εγκατάσταση των βροχομέτρων-βροχογράφων συνοψίζονται ως εξής:

1. Τα όργανα τοποθετούνται σε θέσεις που εξασφαλίζουν ανεμπόδιση ροή του ανέμου, απαλλαγμένες από τοπικές ατμοσφαιρικές διαταραχές. Σημειώνεται ότι το σφάλμα μέτρησης που προκαλεί η επίδραση του ανέμου είναι το σημαντικότερο από όλα τα σφάλματα μέτρησης (Legates and DeLiberty, 1993). Έτσι, αποφεύγονται οι θέσεις κοντά σε κορυφογραμμές, γιατί σ' αυτές επικρατεί μεγάλη αστάθεια στο πεδίο του ανέμου (αποκόλληση της οριακής στοιβάδας-στροβιλισμός), και θέσεις κοντά σε φυσικές ή τεχνητές προεξοχές, κυρίως δέντρα, κτίσματα κτλ. Για την τελευταία αυτή περίπτωση, εάν L είναι η απόσταση μεταξύ άξονα οργάνου και προεξοχής και H το ύψος της προεξοχής επάνω από τον δακτύλιο υποδοχής της βροχής, πρέπει να ισχύει η συνθήκη $L > 2 H$ (World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.3).
2. Το επίπεδο του δακτυλίου υποδοχής της βροχής πρέπει να είναι οριζόντιο. Για κλίση μέχρι 10° , μετρήθηκε ότι σε κάθε μοίρα αντιστοιχεί μέσο σφάλμα στη μέτρηση του h της τάξης του $\pm 1\%$. Πάντως το σφάλμα εξαρτάται από την ταχύτητα του ανέμου και τη γωνία διεύθυνσής του ως προς τη γραμμή της μέγιστης κλίσης του δακτυλίου.
3. Η απόσταση του επιπέδου του δακτυλίου υποδοχής της βροχής από το έδαφος πρέπει να είναι η ίδια για όλα τα όργανα ενός δικτύου, απλά ή αυτογραφικά. Συνήθως επιλέγεται ίση προς 1.00 ή 1.50 m, ανάλογα με το μέγιστο ύψος χιονοκάλυψης. Το πρότυπο ύψος τοποθέτησης κατά τον Παγκόσμιο Μετεωρολογικό Οργανισμό (World Meteorological Organization) είναι 1.00 m.*

* Πρόκειται για ένα προσωρινό πρότυπο γνωστό ως interim reference precipitation gauge (IRPG) που προβλέπει, εκτός από το ύψος τοποθέτησης του 1.00 m, ύψος οργάνου 457 mm και διάμετρο στομίου υποδοχής 127 mm. Κάθε χώρα του

Με σειρές ερευνών αποδείχτηκε ότι η απομάκρυνση του οργάνου από το επίπεδο του εδάφους ελαττώνει σημαντικά (ίσως και 10%) τη συλλεγόμενη ποσότητα βροχής (βλ. και Dingman, 1994, σ. 103), όπως προβλέπει άλλωστε και η θεωρία της οριακής στοιβάδας του ανέμου, δεδομένου ότι η αύξηση του ύψους συνοδεύεται με αύξηση των ταχυτήτων και της τύρβης. Για το λόγο αυτό έχει εισαχθεί η χρήση βροχομέτρων που το στόμιο υποδοχής τους δεν προεξέχει από το επίπεδο του εδάφους. Αυτά τα βροχόμετρα χρησιμοποιούνται μόνο για τη μέτρηση των υγρών κατακρημνισμάτων (δεν είναι κατάλληλα για χιόνι) και πρέπει να συνοδεύονται από ειδική εσχάρα που αποκλείει την είσοδο σταγόνων νερού μετά από κρούση στο έδαφος (World Meteorological Organization, 1983, σ. 7.1). Πάντως, βροχόμετρα αυτού του τύπου δεν χρησιμοποιούνται στην Ελλάδα.

2.4.3 Εγκατάσταση δικτύων σημειακών μετρήσεων

Η εγκατάσταση ενός οργάνου σημειακής μέτρησης, έστω και απλού βροχομέτρου, αποτελεί στην πραγματικότητα εγκατάσταση ενός μετρητικού σταθμού. Στην απλούστερη περίπτωση, ο μετρητικός σταθμός περιλαμβάνει μόνο βροχόμετρο ή και βροχογράφο, οπότε είναι γνωστός ως *βροχομετρικός σταθμός*. Συχνά οι σταθμοί σημειακών μετρήσεων περιλαμβάνουν και άλλα όργανα μετεωρολογικών μετρήσεων και είναι γνωστοί ως *μετεωρολογικοί σταθμοί* (βλ. αντίστοιχο ένθετο εδάφιο στη σ. 102).

Οι επιλογές των οργάνων των σταθμών, της πυκνότητάς τους ανά ευρύτερες περιοχές και των θέσεων εγκατάστασής τους, αποτελούν αντικείμενο ειδικής μελέτης και εξαρτώνται κυρίως από τους στόχους που θα εξυπηρετήσουν οι μετρήσεις και από τη χωρική ανομοιογένεια των κατακρημνισμάτων στην υπόψη περιοχή. Γι' αυτό και δεν υπάρχουν γενικοί κανόνες για την πυκνότητα των σταθμών και το είδος των οργάνων κάθε σταθμού.

Στον ελληνικό χώρο, οι εγκατεστημένοι σήμερα σταθμοί, που υπερβαίνουν τους 1180*, ανήκουν σε διάφορες υπηρεσίες, και κυρίως στα

Οργανισμού έχει συμφωνήσει να εγκαταστήσει τουλάχιστον ένα τέτοιο βροχόμετρο.

* Στο παρελθόν έχουν λειτουργήσει άλλοι 1230 σταθμοί.

Υπουργεία Γεωργίας (443), και Περιβάλλοντος, Χωροταξίας και Δημόσιων Έργων (349), στην Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (133), και στη Δημόσια Επιχείρηση Ηλεκτρισμού (255). Περισσότεροι από τους μισούς σταθμούς είναι αμιγώς βροχομετρικοί, ενώ οι υπόλοιποι συμπεριλαμβάνουν και μετεωρολογικά όργανα. Η ασυντόνιστη εγκατάστασή τους είχε αποτέλεσμα σε ορισμένες περιοχές να συσσωρεύονται σταθμοί διαφόρων υπηρεσιών, ενώ άλλες περιοχές να παραμένουν σχεδόν ακάλυπτες. Έτσι, ενώ η μέση πυκνότητα σταθμών είναι σχετικά καλή (9 σταθμοί ανά 1000 km², έναντι 3 στη Νορβηγία, 10 στην Ισπανία, 24 στη Μεγάλη Βρετανία, και 23 στην Γερμανία· World Meteorological Organization, 1995)*, η κάλυψη ορισμένων περιοχών, ιδίως σε μεγάλα υψόμετρα, είναι ανεπαρκέστατη, ενώ και η ποιότητα της συλλεγόμενης πληροφορίας είναι μέτρια και σε αρκετές περιπτώσεις κακή. Η ετήσια ζημία της εθνικής οικονομίας από την έλλειψη αξιόπιστης πληροφορίας σε ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα (έλλειψη υποδομής) είναι πολλαπλάσια των δαπανών για ανακατανομή, συμπλήρωση και βελτίωση του υπάρχοντος δικτύου σταθμών.

Κατηγορίες μετεωρολογικών σταθμών και μετεωρολογικά όργανα

Οι απλούστεροι μετεωρολογικοί σταθμοί, γνωστοί ως *κλιματολογικοί σταθμοί*, περιλαμβάνουν κατ' ελάχιστο (World Meteorological Organization, 1983, σ. 1.1):

- θερμόμετρο ξηρό (κοινό, για τη μέτρηση της θερμοκρασίας του αέρα) και υγρό (για τη μέτρηση της σχετικής υγρασίας)·
- θερμόμετρο μεγίστου και ελαχίστου (για τη μέτρηση της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας)·
- βροχόμετρο.

Τα θερμόμετρα βρίσκονται μέσα σε μετεωρολογικό κλωβό και αναρτώνται σε κατάλληλη συσκευή.

Οι *συνοπτικοί σταθμοί*, που χρησιμοποιούνται για τις μετεωρολογικές προγνώσεις περιλαμβάνουν, εκτός από τα παραπάνω όργανα, και τα ακόλουθα (World Meteorological Organization, 1983, σ. 1.1):

- βαρόμετρο (για τη μέτρηση της ατμοσφαιρικής πίεσης)·
- βαρογράφο (για την καταγραφή της ατμοσφαιρικής πίεσης)·

* Η ανεκτή πυκνότητα κατά τον World Meteorological Organization για τις χώρες αυτές είναι 2 σταθμοί ανά 1000 km².

- ανεμόμετρο ή ανεμογράφο (για τη μέτρηση της ταχύτητας του ανέμου)
- ανεμοδείκτη (για τη μέτρηση της διεύθυνσης του ανέμου).

Εκτός από τα παραπάνω όργανα ελάχιστης συγκρότησης των κλιματολογικών και συνοπτικών σταθμών υπάρχουν και άλλα που εμπλουτίζουν τη μετρούμενη υδρομετεωρολογική πληροφορία. Από υδρολογική άποψη ενδιαφέρουν κυρίως τα ακόλουθα:

- βροχογράφος·
- χιονοτράπεζα (για περιοχές με συχνές χιονοπτώσεις)·
- θερμογράφος (για την καταγραφή της θερμοκρασίας του αέρα)·
- υγραγράφος (για την καταγραφή της σχετικής υγρασίας)*·
- ηλιογράφος (για την καταγραφή της ηλιοφάνειας)·
- όργανα μέτρησης της ακτινοβολίας·
- εξατμισόμετρο (για τη μέτρηση της εξάτμισης νερού)·
- θερμόμετρα εδάφους (στην επιφάνεια και σε διάφορα βάθη).

Τα παραπάνω όργανα περιγράφονται συνοπτικά στην ενότητα 3.3.

2.4.4 Επιφανειακές μετρήσεις: Μετεωρολογικό ραντάρ

Η επιχειρησιακή εφαρμογή των *μετεωρολογικών ραντάρ* (ή *ραντάρ καιρού* – weather radar) για τη μέτρηση βροχοπτώσεων σε μεγάλες επιφάνειες ξεκινά από τη δεκαετία του 1980, παρόλο που η χρήση του κοινού ραντάρ για τον εντοπισμό βροχοπτώσεων είναι αρκετά παλαιότερη.

Το ραντάρ αποτελείται από ένα πομπό και ένα δέκτη ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας στην περιοχή των μικροκυμάτων.[†] Ο πομπός εκπέμπει παλμούς μικροκυμάτων, οι οποίοι ανακλώνται από τα υδρομετέωρα που συναντούν στη διαδρομή τους (ή οποιοδήποτε άλλο εμπόδιο) και το σήμα που επιστρέφει λαμβάνεται από το δέκτη, μεγεθύνεται και αναλύεται κατάλληλα. Ο χρόνος που μεσολαβεί ανάμεσα στην εκπομπή και τη λήψη δείχνει την απόσταση του “στόχου”, ενώ η ισχύς του σήματος που επιστρέφει σχετίζεται άμεσα με το μέγεθος των υδρομετεώρων και έμμεσα με την ένταση των κατακρημνισμάτων στην περιοχή του στόχου. Πιο συγκεκριμένα, η ισχύς του σήματος P που επιστρέφει μετά από ανάκλα-

* Συχνά ο θερμογράφος και ο υγραγράφος συνδυάζονται σε ένα όργανο, το θερμοϋγραγράφος.

[†] Τα μικροκύματα έχουν μήκος κύματος από 0.1 μέχρι 10 cm. Τα μετεωρολογικά ραντάρ τυπικά χρησιμοποιούν μήκη κύματος από 1 μέχρι 10 cm.

ση σε μια περιοχή της ατμόσφαιρας σε απόσταση r από το ραντάρ, όπου πραγματοποιείται κατακρημνιση, δίνεται από τη σχέση

$$P = \frac{CLZ}{r^2} \quad (2.10)$$

όπου C σταθερά που εξαρτάται από τα χαρακτηριστικά του ραντάρ, L συντελεστής που σχετίζεται με την εξασθένηση του σήματος και Z ο λεγόμενος *συντελεστής ανακλαστικότητας ραντάρ*. Ο συντελεστής Z σχετίζεται άμεσα με την ένταση των κατακρημνισμάτων R μέσω εξισώσεων της μορφής

$$R = a Z^b \quad (2.11)$$

που είναι γνωστές ως *σχέσεις Z-R*. Οι παράμετροι a και b αυτών των σχέσεων εξαρτώνται από τον (μετεωρολογικό) τύπο της κατακρημνισης και μεταβάλλονται από περιοχή σε περιοχή (βλ. Meneghini and Kozu, 1990· Newsome, 1992· Smith, 1993).

Τρεις κύριες δυσκολίες έπρεπε να ξεπεραστούν για να προκύψουν αξιόπιστα ποσοτικά δεδομένα των βροχοπτώσεων:

- *Συλλογή και ανάλυση του πλήθους των πληροφοριών που δίνει κάθε σάρωση του πεδίου από την ακτίνα του ραντάρ*: Η σύνδεση του σήματος με κατάλληλο υπολογιστή έλυσε το πρόβλημα, και μάλιστα τα αποτελέσματα παρέχονται σήμερα στον πραγματικό χρόνο εξέλιξης του φαινομένου, με καταγραφή και απεικόνιση των μέσων εντάσεων της βροχής στα κύτταρα ενός δεδομένου καννάβου.
- *Έλλειψη μονοσήμαντης σχέσης μεταξύ σήματος ραντάρ και έντασης βροχής, λόγω των διαφορετικών μεγεθών των σταγόνων από βροχή σε βροχή*: Το πρόβλημα αυτό λύθηκε με διαφοροποίηση της σχέσης $Z-R$ κατά περίπτωση, συγκρίνοντας τα αποτελέσματά της εφαρμογής της με τις καταγραφές βροχογράφων (κατά προτίμηση αυτόματων τηλεμετρικών) εγκατεστημένων στην περιοχή της εμβέλειας του ραντάρ. Περαιτέρω, η χρήση των *ντιστρομέτρων* (disdrometers) που μετρούν την κατανομή των διαμέτρων των σταγόνων βροχής οδήγησε σε πιο αξιόπιστη προσέγγιση της σχέσης $Z-R$.
- *Παρασιτικά σήματα τόσο από εδαφικές ανακλάσεις όσο και από διάφορες άλλες αιτίες* (π.χ. διέλευση αεροπλάνων κτλ.): Τα πρώτα απα-

λείφονται σχετικά εύκολα με “αφαίρεση” ενός τυπικού σήματος που αναφέρεται στο εδαφικό ανάγλυφο. Τα δεύτερα απαιτούν χρήση πολύπλοκων τεχνικών αναγνώρισης.

Η χρονική διακριτότητα των μετρήσεων ραντάρ φτάνει τα 1 min και η χωρική διακριτότητα το 1×1 km. Συνήθως οι μετρήσεις δίνονται για αδρότερες από αυτές τις διακριτότητες. Η εμβέλεια των ραντάρ μπορεί να ξεπερνά τα 200 km, αλλά είναι προφανές ότι όσο μεγαλώνει η απόσταση τόσο μειώνεται η ακρίβεια της μέτρησης. Σύμφωνα με τους Linsley et al. (1975, σ. 78· βλ και Dingman, 1995, σ. 129) οι μετρήσεις του ραντάρ σε ακτίνα 110 km κυμαίνονται ανάμεσα στο μισό και το διπλάσιο των αντίστοιχων μετρήσεων από βροχομετρικούς σταθμούς εδάφους. Προφανώς, αν τα δεδομένα των σταθμών εδάφους χρησιμοποιηθούν για τη διόρθωση των μετρήσεων του ραντάρ, το σφάλμα μειώνεται· σε μια περίπτωση που εξετάζεται από τον Brandes (1975), το σφάλμα μειώθηκε από 52% σε 18% όταν μαζί με τα δεδομένα του ραντάρ χρησιμοποιήθηκαν και οι μετρήσεις ενός βροχογράφου.

Εκτός από την προφανή συμβολή των μετεωρολογικών ραντάρ στη βροχομετρία, και ειδικότερα στη διερεύνηση της επιφανειακής κατανομής των βροχοπτώσεων, αξιοσημείωτη είναι και η εφαρμογή τους στη βραχυπρόθεσμη (της τάξης της ώρας) πρόγνωση της εξέλιξης των καταιγίδων και των πλημμυρών σε πραγματικό χρόνο.

Στην Ελλάδα η χρήση ραντάρ ως τώρα έχει γίνει μόνο σε ερευνητικό επίπεδο (Μπαλτάς, 1996· Mimikou and Baltas, 1996). Συστήματα ραντάρ λειτουργούν επιχειρησιακά σε άλλες χώρες της Ευρώπης, την Ιαπωνία και τις ΗΠΑ. Ειδικά στις ΗΠΑ σήμερα πραγματοποιείται η μετάβαση σε ένα νέο σύστημα ραντάρ, με την ονομασία NEXRAD (Next Generation Weather Radar system), το οποίο καλύπτει όλη τη χώρα (Smith, 1993, σ. 3.21). Πρόκειται για τα ραντάρ Ντόπλερ, τα οποία εκτός από την ένταση της βροχής μπορούν να μετρούν και το πεδίο ταχυτήτων που μεταφέρουν τα σύννεφα, παρέχοντας δεδομένα ιδιαίτερα χρήσιμα για τη μελέτη της εξέλιξης των ισχυρών καταιγίδων και τυφώνων.

2.4.5 Δορυφορικές μετρήσεις

Μια άλλη πηγή πληροφορίας για την επιφανειακή κατανομή των βροχοπτώσεων παρέχουν σήμερα οι μετεωρολογικοί δορυφόροι. Η σχετική πληροφορία εξάγεται από φωτογραφίες ή, γενικότερα, είδωλα (images)

που λαμβάνονται από δορυφόρους τόσο στην ορατή, όσο και στην υπέρυθρη περιοχή του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος (Engman and Gurney, 1991· Engman, 1993). Ιδιαίτερη σημασία έχουν τα είδωλα στην υπέρυθρη περιοχή, δεδομένου ότι από τις μετρήσεις της ενέργειας των υπέρυθρων ακτινοβολιών μπορεί να εξαχθεί, μέσω του νόμου των Stefan-Boltzmann, η θερμοκρασία των σωμάτων που εκπέμπουν την ακτινοβολία και, εν προκειμένω, των σύννεφων στην ανώτερη περιοχή τους. Με δεδομένη τη θερμοβαθμίδα της ατμόσφαιρας, η θερμοκρασία της ανώτερης περιοχής των σύννεφων μπορεί να αξιοποιηθεί για την εκτίμηση του ύψους των σύννεφων. Μικρή θερμοκρασία της κορυφής των σύννεφων συνεπάγεται μεγάλο πάχος σύννεφων και κατά συνέπεια μεγάλη πιθανότητα κατακρήμνισης. Με σύγκριση των αναλύσεων των υπέρυθρων ειδώλων με πραγματικά βροχομετρικά δεδομένα εδάφους, προκύπτουν εμπειρικές σχέσεις που μπορούν να χρησιμοποιηθούν για την εκτίμηση του ύψους βροχής σε περιοχές που δεν διαθέτουν βροχομετρικούς σταθμούς. Σε αυτή τη θεώρηση στηρίζεται η λεγόμενη *μέθοδος θερμοκρασίας κατωφλίου* (Arkin, 1979· Richards and Arkin, 1981· Smith, 1993, σ. 3.24). Πρόκειται για μια απλή μέθοδο που εκτιμά το ύψος βροχής, σε μηνιαία χρονική κλίμακα και χωρική κλίμακα που ορίζεται από ένα κανναβο $2.5^\circ \times 2.5^\circ$, με βάση τον εμπειρικό τύπο

$$h = (3 \text{ mm/h}) f d \quad (2.12)$$

όπου h το ύψος βροχής για τη χρονική περίοδο παρατήρησης d ωρών και f το ποσοστό της κάλυψης με σύννεφα θερμοκρασίας κορυφής 235 K (-38°C) για το υπόψη κύτταρο του καννάβου.

Οι εκτιμήσεις των κατακρημνισμάτων από δορυφορικές μετρήσεις, αν και χονδροειδείς, είναι πολύτιμες για μεγάλες περιοχές που δεν μπορούν να μετρηθούν από σταθμούς εδάφους. Ειδικότερα, αποτελούν τη μόνη συστηματική πληροφορία για τη βροχή στους ωκεανούς, που καλύπτουν το 70% της Γης.

2.5 Τυπική επεξεργασία της σημειακής βροχομετρικής πληροφορίας

2.5.1 Έλεγχος και αποκατάσταση συνέπειας

Ο έλεγχος συνέπειας* μιας χρονοσειράς μετρήσεων βροχής αποσκοπεί στον εντοπισμό τεχνητών αλλαγών στις συνθήκες μέτρησης, οι οποίες επηρεάζουν το αποτέλεσμα της μέτρησης. Σε περίπτωση που εντοπιστούν τέτοιες αλλαγές, η αποκατάσταση της συνέπειας (γνωστή και ως ανόρθωση) αποσκοπεί στην τροποποίηση των μετρήσεων σε τρόπο ώστε να αρθούν τα αποτελέσματα των αλλαγών των συνθηκών.

Οι πηγές των ασυνεπειών στις σειρές συστηματικών μετρήσεων ενός βροχομετρικού σταθμού είναι πολλές. Ορισμένες είναι επιβεβλημένες και αναπόφευκτες, όπως αλλαγή του τύπου του μετρητικού οργάνου (σε περίπτωση βλάβης του παλιού ή τεχνολογικής εξέλιξης), αλλαγή της θέσης του βροχομετρικού σταθμού (σε περίπτωση που η παλιά θέση αποδείχτηκε προβληματική και η νέα πιο πρόσφορη), κτλ. Άλλες οφείλονται σε επιδράσεις αλλαγής στο περιβάλλον, όπως π.χ. το μεγάλωμα ενός δέντρου ή το κτίσιμο ενός κτιρίου κοντά στο σταθμό (επιδράσεις που, αν δεν είναι αναστρέψιμες, αποτελούν λόγο μετάθεσης του σταθμού). Τέλος, άλλες οφείλονται σε ανθρώπινους παράγοντες, όπως στην κακή εκπαίδευση (ή μερικές φορές στην έλλειψη ευσυνειδησίας) των παρατηρητών, ή στην ελλιπή συντήρηση των σταθμών. Οι περισσότερες από τις ασυνέπειες αναφέρονται σε μακρές περιόδους, οπότε συνδυάζονται με συστηματικά σφάλματα μέτρησης, χωρίς να είναι σπάνια και η περίπτωση μεμονωμένων σφαλμάτων.

Στη μετεωρολογία, οι έλεγχοι συνέπειας διακρίνονται σε ελέγχους ακραίων τιμών (ελέγχεται αν μια μετρημένη τιμή βρίσκεται μέσα σε λογικά όρια), εσωτερικής συνέπειας (ελέγχεται αν οι ταυτόχρονες μετρή-

* Συχνά αντί του επικρατέστερου στη διεθνή βιβλιογραφία όρου *συνέπεια* (consistency) χρησιμοποιείται ο όρος *ομογένεια* (homogeneity). Εδώ προτιμήθηκε ο πρώτος όρος γιατί ο δεύτερος έχει γενικότερο μαθηματικό περιεχόμενο, και δεν αναφέρεται μόνο στις συνθήκες μέτρησης ενός φαινομένου. Έτσι, είναι δυνατό μια χρονοσειρά να είναι ανομογενής (δηλαδή να μην προέρχεται από τον ίδιο στατιστικό πληθυσμό), εξαιτίας αλλαγών στο κλίμα της περιοχής, χωρίς να είναι και ασυνεπής, με την έννοια ότι δεν υπάρχουν συνθήκες που να οδήγησαν σε εσφαλμένες μετρήσεις.

σεις διαφορετικών μεταβλητών, π.χ. βροχόπτωσης και ηλιοφάνειας, είναι συμβατές), χρονικής συνέπειας (ελέγχεται αν οι χρονικά διαδοχικές μετρήσεις της ίδιας μεταβλητής είναι εύλογες, για να εντοπιστούν τυχόν απαράδεκτες μεταβολές), και χωρικής συνέπειας (ελέγχεται αν οι μετρήσεις της ίδιας μεταβλητής σε γειτονικούς σταθμούς είναι συμβατές).

Οι έλεγχοι συνέπειας γίνονται κατ' αρχήν στη χρονική κλίμακα των μετρήσεων (π.χ. ημερήσια ή ωριαία για βροχογράφους). Ωστόσο, τα συστηματικά σφάλματα που αναφέρονται σε μακρές περιόδους εντοπίζονται ευκολότερα σε αδρότερες χρονικές κλίμακες, όπως η ετήσια.

Ο έλεγχος των συστηματικών ασυνεπειών μιας σειράς βροχομετρικών δεδομένων είναι σχεδόν αδύνατος αν δεν διατίθεται κανένα άλλο δεδομένο, εκτός από την ίδια τη σειρά μετρήσεων του σταθμού (εκτός από κραυγαλέα σφάλματα που εντοπίζονται με παρατήρηση και κοινή λογική). Αν όμως διατίθενται δεδομένα από περισσότερους του ενός βροχομετρικούς σταθμούς μιας περιοχής, τότε γίνεται εφικτός ο έλεγχος (έλεγχος χωρικής συνέπειας), αξιοποιώντας την ισχυρή συσχέτιση των υψών βροχής γειτονικών σταθμών.

Η πιο διαδεδομένη τεχνική για τον έλεγχο της συνέπειας βροχομετρικών δεδομένων βασίζεται στη *διπλή αθροιστική καμπύλη* (double mass curve). Πρόκειται για μια εύχρηστη ημιεμπειρική μέθοδο με ατελή στατιστική τεκμηρίωση*, η οποία εφαρμόζεται για τα ετήσια ύψη βροχής† με

* Γενικά η μέθοδος στηρίζεται (α) στο κεντρικό οριακό θεώρημα, σύμφωνα με το οποίο τα αθροίσματα πολλών τυχαίων μεταβλητών τείνουν να ακολουθούν κανονική κατανομή, ανεξάρτητα από την κατανομή των επί μέρους όρων, και (β) στο γεγονός ότι η βέλτιστη παλινδρόμηση ανάμεσα σε δύο μεταβλητές που ακολουθούν από κοινού διδιάστατη κανονική κατανομή είναι γραμμική. Ωστόσο, η μέθοδος δεν έχει διατυπωθεί με αυστηρό τρόπο και για το λόγο αυτό δεν προχωρεί στη διεξαγωγή στατιστικών ελέγχων· άλλωστε οι συνήθεις στατιστικοί έλεγχοι δεν είναι εφαρμόσιμοι στην εν λόγω μέθοδο (Matalas and Benson, 1961). Για αυτούς τους λόγους, πιο πρόσφατα έχουν διατυπωθεί άλλες παρεμφερείς μέθοδοι καλύτερα θεμελιωμένες και πιο αντικειμενικές (αλλά και πολυπλοκότερες στην εφαρμογή), όπως αυτή του Worsley (1983).

† Η εφαρμογή της μεθόδου σε λεπτότερη κλίμακα, π.χ. μηνιαία, παρόλο που σε ορισμένες μελέτες έχει χρησιμοποιηθεί, δεν συνιστάται γιατί η συσχέτιση των υψών βροχής στη μηνιαία κλίμακα είναι ασθενέστερη, ενώ η μεταβλητότητα είναι πολύ μεγαλύτερη· ούτως ή άλλως τα αποτελέσματα του ελέγχου στη μηνιαία κλίμακα δεν μπορεί να είναι διαφορετικά από αυτά της ετήσιας.

γραφικό τρόπο*. Διπλή αθροιστική καμπύλη είναι η απεικόνιση, σε διάγραμμα με άξονες κοινής αριθμητικής διαβάθμισης, της σημειοσειράς που προκύπτει από τα διαδοχικά ύψη βροχής δύο σταθμών, αφού τα τελευταία μετατραπούν σε αθροιστικές σειρές (βλ. Εφαρμογή 2.5.1, και ειδικότερα Σχ. 2.7 και Σχ. 2.8). Ειδικότερα ο ένας άξονας (έστω των τετμημένων, Σx) αναφέρεται στο αθροιστικό ύψος ενός βροχομετρικού σταθμού βάσης (ή και μέσου όρου περισσότερων βροχομετρικών σταθμών) με διαπιστωμένη συνέπεια μετρήσεων· ο άλλος άξονας (έστω των τεταγμένων, Σy) αναφέρεται στο αθροιστικό ύψος του υπό έλεγχο βροχομετρικού σταθμού. Σε περίπτωση που οι μετρήσεις του υπό έλεγχο σταθμού είναι συνεπείς, η σειρά των σημείων ($\Sigma x_i, \Sigma y_i$), όπου ο δείκτης i αναφέρεται στο έτος, θα σχηματίζει μια ευθυγραμμία που περνά απ' την αρχή των αξόνων. Αυτή η παρατήρηση χρησιμοποιείται για τον έλεγχο της συνέπειας· αποκλίσεις από την ευθυγραμμία ερμηνεύονται ως ασυνέπειες μετρήσεων και συγκεκριμένα:

1. Η θλάση στη σημειοσειρά, δηλαδή ο σχηματισμός δύο ευθειών με διαφορετικές κλίσεις m και m' , ερμηνεύεται ως συστηματική ασυνέπεια που καλύπτει τη μία από τις δύο περιόδους διαφορετικών κλίσεων.
2. Το άλμα στη σημειοσειρά, δηλαδή ο σχηματισμός δύο παράλληλων ευθειών, ερμηνεύεται ως μεμονωμένο σφάλμα για το έτος στο οποίο αντιστοιχεί το άλμα· τη ίδια ερμηνεία έχει και η περίπτωση που σχηματίζεται μία ευθεία, η οποία όμως δεν διέρχεται από την αρχή των αξόνων.

Είναι δυνατό να εμφανίζονται σε μια διπλή αθροιστική καμπύλη περισσότερες της μιας θλάσεις ή άλματα ή συνδυασμός των δύο, πράγμα που ισοδυναμεί με διαφορετικές πηγές σφαλμάτων σε διαφορετικές περιόδους.

Αν εντοπιστούν ασυνέπειες, τότε αυτές θα πρέπει να εξηγηθούν και να αρθούν. Η καλύτερη μέθοδος για την εξήγηση συνίσταται στην ανα-

* Η εφαρμογή της μεθόδου με χρήση αριθμητικών τεχνικών δεν είναι τόσο απλή· για το λόγο αυτό, ακόμη και διάφορες υπολογιστικές εκδοχές της μεθόδου στηρίζονται στο γράφημα (με χρήση υπολογιστή) της μεθόδου, αφού όπως προαναφέρθηκε δεν υπάρχουν αντικειμενικοί στατιστικοί έλεγχοι για τη λήψη απόφασης σχετικά με τη συνέπεια ή όχι των δεδομένων.

δρομή στα πρωτογενή αρχεία των υπηρεσιών που είναι αρμόδιες για τη μέτρηση, για να διαπιστωθεί η αιτία της ασυνέπειας (π.χ. αν άλλαξε η θέση του σταθμού, ο παρατηρητής, το όργανο, κτλ.). Ωστόσο, αυτό προϋποθέτει την τήρηση συστηματικού αρχείου μεταβολών του σταθμού, πράγμα που δεν αποτελεί τον κανόνα (αλλά μάλλον την εξαίρεση) στις υπηρεσίες της Ελλάδας (αλλά και άλλων χωρών). Εξ άλλου η πρόσβαση στους πρωτογενείς φακέλους δεν είναι πάντα εφικτή. Ενδιαφέρουσες πληροφορίες μπορούν ακόμη να αντληθούν από επίσκεψη στο σταθμό και συνεντεύξεις με τους κατοίκους της περιοχής. Οι δυσκολίες που συναντά η αιτιολόγηση μιας διαπιστωμένης ασυνέπειας συχνά έχουν συνέπεια την παράλειψη του σταδίου της εξήγησης.

Για την άρση των ασυνεπειών που εμφανίζονται στη διπλή αθροιστική καμπύλη με τη μορφή της θλάσης, πρέπει πρώτα να επιλεγεί η μία από τις δύο υποπεριόδους, της οποίας τα δεδομένα θα θεωρηθούν ορθά (αν δεν υπάρχει καμιά σχετική πληροφορία, επιλέγεται η πιο πρόσφατη υποπερίοδος), και να αναχθούν τα δεδομένα της άλλης υποπεριόδου. Η αναγωγή γίνεται με πολλαπλασιασμό (ή διαίρεση κατά περίπτωση) των ετήσιων υψών βροχής* με το συντελεστή

$$\lambda = m / m' \quad (2.13)$$

Με αυτό τον τρόπο προκύπτει δείγμα συνεπές για όλη την περίοδο μετρήσεων. Η άρση ασυνέπειας που εμφανίζεται ως άλμα προϋποθέτει τη διαγραφή της αντίστοιχης μέτρησης και τη συμπλήρωση της στη συνέχεια με τις μεθόδους του εδαφίου 2.5.2. Αν η λεπτομερής έρευνα εντοπίσει ακριβέστερα την πηγή της ασυνέπειας, π.χ. αν δείξει ότι η ασυνέπεια οφείλεται σε μέτρηση μιας μεμονωμένης ημέρας ή μήνα, τότε προφανώς δεν διαγράφεται το ετήσιο ύψος βροχής, αλλά το αντίστοιχο ημερήσιο ή μηνιαίο.

Η μέθοδος διατυπώθηκε παραπάνω με την προϋπόθεση ότι ο ένας από τους δύο σταθμούς, ο σταθμός βάσης, έχει συνεπή δεδομένα. Στην πραγματικότητα, αυτή η προϋπόθεση δεν μπορεί να τεκμηριωθεί παρά μόνο αν ελεγχθεί η συνέπεια του σταθμού βάσης. Έτσι, στο ξεκίνημα μιας μελέτης κανένας σταθμός δεν θεωρείται ως συνεπής και γίνεται παράλ-

* Η ίδια αναγωγή γίνεται και για τα ύψη βροχής λεπτότερης κλίμακας, π.χ. μηνιαίας ή ημερήσιας.

ληλη εφαρμογή της μεθόδου της διπλής αθροιστικής καμπύλης κάθε σταθμού με διαφορετικούς σταθμούς βάσης. Από τη διερεύνηση εντοπίζεται ο σταθμός που παρουσιάζει ασυνέπειες, δεδομένου ότι η ίδια ασυνέπεια θα εμφανιστεί σε όλες τις διπλές αθροιστικές καμπύλες του υπόψη σταθμού με τους άλλους, συνεπείς σταθμούς. Σε αυτή την περίπτωση εξάγονται περισσότερες από μία τιμές του συντελεστή αναγωγής λ και χρησιμοποιείται τελικά ο μέσος όρος τους· ακόμη, μπορεί να χαραχτεί μια αθροιστική καμπύλη παίρνοντας ως βάση το μέσο όρο των μετρήσεων των συνεπών σταθμών και από κει να υπολογιστεί η τιμή του λ .

Ευνοϊκές προϋποθέσεις για την εφαρμογή της μεθόδου είναι η κλιματική ομογένεια των βροχομετρικών σταθμών που συγκρίνονται και η ισχυρή συσχέτιση των υψών βροχής τους. Η τήρηση των προϋποθέσεων αυτών ελέγχεται τόσο εμπειρικά, όσο και στατιστικά. Ο εμπειρικός έλεγχος συνίσταται στην επιλογή των ζευγών σταθμών που συγκρίνονται, σε τρόπο ώστε να βρίσκονται σε κοντινές αποστάσεις μεταξύ τους και σε παρόμοιες τοπογραφικές και μικροκλιματικές συνθήκες (π.χ., η σύγκριση ενός σταθμού στα δυτικά μιας οροσειράς με ένα άλλο στα ανατολικά της, θα ήταν άστοχη). Ο στατιστικός έλεγχος γίνεται με βάση το συντελεστή γραμμικής συσχέτισης r μεταξύ των ετήσιων υψών βροχής των δύο σταθμών (βλ. εδάφιο 2.5.2 και ειδικότερα εξίσωση (2.22) με x_i και y_i τις μετρήσεις των ετήσιων υψών βροχής του πρώτου και δεύτερου σταθμού, αντίστοιχα, και n τον αριθμό των ετών παρατηρήσεων που είναι κοινά για τους δύο σταθμούς). Για να είναι στατιστικά σημαντική η συσχέτιση θα πρέπει ο συντελεστής r που υπολογίζεται να είναι μεγαλύτερος από την αντίστοιχη κρίσιμη τιμή (εξίσωση (2.24)). Όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή του r τόσο ισχυρότερη είναι η συσχέτιση των υψών βροχής των δύο σταθμών, και αυτό λαμβάνεται προφανώς υπόψη στην επιλογή των ζευγών σταθμών που θα συγκριθούν. Πάντως, η ύπαρξη ασυνεπειών μειώνει το συντελεστή συσχέτισης: αν ξαναυπολογιστεί ο συντελεστής μετά την αναγωγή αναμένεται να είναι μεγαλύτερος.

Η παραπάνω τεχνική αποσκοπεί βέβαια στον εντοπισμό και την άρση των μετρητικών σφαλμάτων και όχι άρση τυχόν ανομογενειών που οφείλονται σε κλιματικές μεταβολές. Γενικά, αν δύο σταθμοί βρίσκονται σε κλιματικά ομογενή περιοχή, τυχόν κλιματική μεταβολή θα εκδηλώνεται και στους δύο σταθμούς με παρόμοιο τρόπο, οπότε η μέθοδος είναι κατάλληλη, ακόμη και σε αυτό το ενδεχόμενο. Ωστόσο, θα πρέπει να

γίνει διάκριση της περίπτωσης που ο ένας από τους δύο σταθμούς επηρεάζεται από μικροκλιματικές μεταβολές τοπικού χαρακτήρα (π.χ. από αστικοποίηση, κατασκευή ταμιευτήρα, κτλ.) χωρίς να συμβαίνει το ίδιο με τον άλλο σταθμό. Σε αυτή την περίπτωση η μέθοδος της διπλής αθροιστικής καμπύλης παρέχει τη δυνατότητα ανίχνευσης και επισήμανσης της μικροκλιματικής μεταβολής, αλλά η αναγωγή δεν θα πρέπει να εφαρμοστεί στα δεδομένα του σταθμού.

Εφαρμογή 2.5.1

Στον Πίν. 2.1 φαίνονται τα ετήσια ύψη βροχής 10 σταθμών της περιοχής Σπερχειού για την εικοσαετή περίοδο 1967-68 μέχρι 1986-87, με ελλείψεις σε μερικά χρόνια λόγω προβλημάτων σε ορισμένους σταθμούς. Οι θέσεις των σταθμών και η μορφολογία της περιοχής φαίνονται στο Σχ. 2.6: πέντε από τους σταθμούς βρίσκονται στη λεκάνη του Σπερχειού ανάντη του υδρομετρικού σταθμού Γέφυρας Κομποτάδων, ενώ οι υπόλοιποι πέντε βρίσκονται εξωτερικά αλλά κοντά στον υδροκρίτη της λεκάνης. Ζητείται ο έλεγχος και η αποκατάσταση της συνέπειας των ετήσιων υψών βροχής.

Πριν προχωρήσουμε στο στάδιο της επίλυσης, θα κάνουμε ορισμένα αρχικά σχόλια σχετικά με τα δεδομένα της Εφαρμογής. Πρόκειται για ένα τυπικό σύνολο δεδομένων του Ελλαδικού χώρου με τα χαρακτηριστικά προβλήματα που συναντά κανείς σε κάθε υδρολογική μελέτη στην Ελλάδα. Χαρακτηριστικά είναι τα ενδιάμεσα κενά, ενδεικτικά της μειωμένης αξιοπιστίας στη λειτουργία των σταθμών, και συνεπώς και στην ποιότητα του συνόλου των δεδομένων. Όπως θα δούμε στη συνέχεια (Εφαρμογή 2.5.2) η προϋπόθεση της ισχυρής συσχέτισης μεταξύ των δεδομένων των διαφορετικών σταθμών σε αρκετές περιπτώσεις δεν ισχύει (υπολογίζονται τιμές του συντελεστή συσχέτισης αρκετά χαμηλές). Η προϋπόθεση της κλιματικής ομογένειας ισχύει σε κάποιο βαθμό λόγω της γεωγραφικής γειννίασης των σταθμών, αλλά όχι απόλυτα και για όλους τους σταθμούς, δεδομένου ότι βρίσκονται σε μεγάλο φάσμα υψομέτρων (120-1160 m), ενώ ορισμένοι βρίσκονται σε γειτονικές λεκάνες απορροής. Όπως θα δούμε παρακάτω, η μέθοδος της διπλής αθροιστικής καμπύλης πρακτικώς μπορεί να εφαρμοστεί χωρίς να έχει εξασφαλιστεί η ισχύς των προϋποθέσεων, αλλά η εγκυρότητα των αποτελεσμάτων είναι αμφισβητήσιμη.

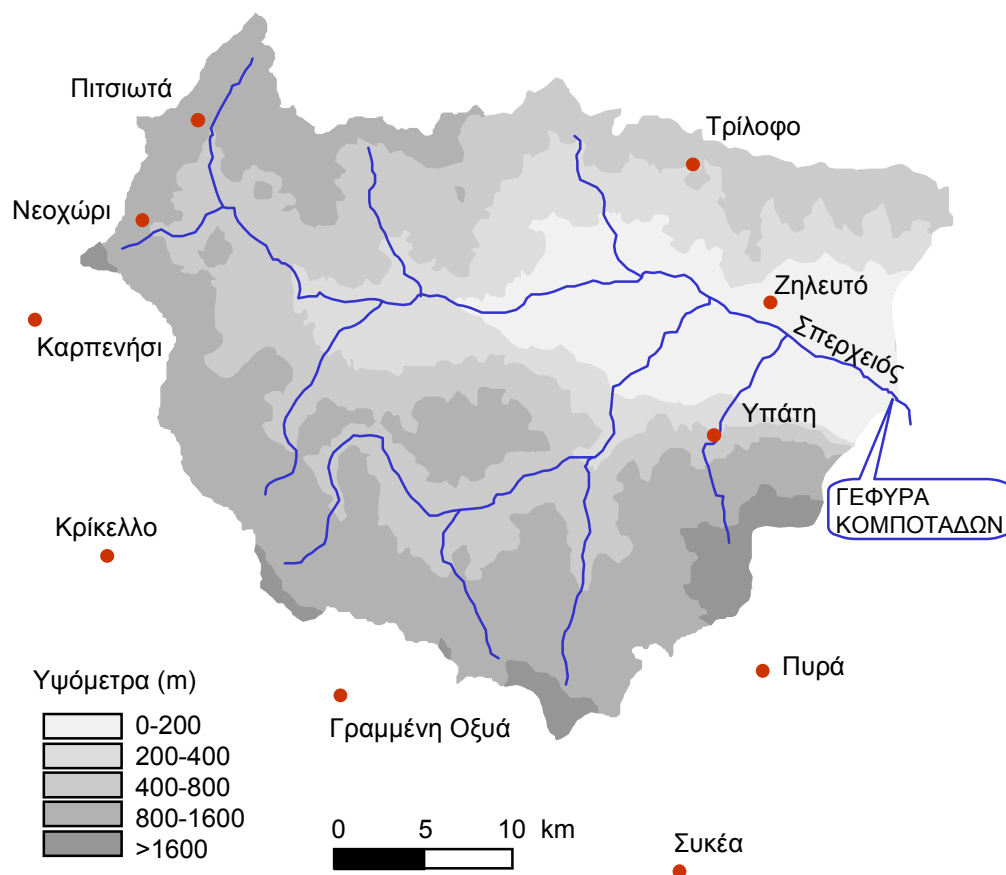
Πίν. 2.1 Ετήσια ύψη βροχής (σε mm) 10 σταθμών της περιοχής Σπερχειού για την Εφαρμογή 2.5.1.

Σταθμός	Πιτσι- ωτά	Νεο- χώρι	Καρ- πενήσι	Κρί- κελλο	Γραμ. Οξύα	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζηλευ- τό	Τρί- λοφο
Υψόμε- τρο (m)	800	800	960	1120	1160	780	1140	286	120	580
1967-68	1262.2	1647.5	1120.7	1322.7	1078.9	1092.2	1307.3	582.4	623.9	497.5
1968-69	1454.6	1809.2	1122.2	1187.3	1627.2	1289.8	1497.6	501.5	668.9	681.5
1969-70	1191.7		1132.9	1602.3	1593.9	1279.7	1244.0	840.0	522.9	467.6
1970-71	1424.4	1782.4	1359.9		1341.2	1217.3	1323.6	871.9	634.5	551.1
1971-72	1377.7	1904.6	1074.1	1269.4	1008.9	1088.2	1151.3	885.5	584.9	644.8
1972-73	1202.3	1652.6	1167.9	1321.3	1275.3	1298.2	1204.9	805.4	513.2	683.5
1973-74	1298.6	2217.4	1549.7	1087.0	1145.7	1344.2	1387.9	775.6	485.1	604.1
1974-75	1077.4	1762.0	1659.3	1033.2	1048.8	1149.5	1395.2	743.7	569.1	563.6
1975-76	1202.0		1118.3	920.9	1139.5	1026.4	1416.0	815.1	546.0	686.8
1976-77	1060.0	1302.9	1164.9	1233.6	1044.6	1016.3	948.0	517.1	339.5	350.3
1977-78	1205.2	1449.9	1204.7	1283.8	1313.4	1563.0	1760.6	798.6	650.5	608.6
1978-79	1432.0	1828.3	1674.7	1356.1	1329.1	1571.1	1408.4	720.3	487.9	561.6
1979-80	1460.0	1734.1	1335.4			1884.1	1692.9	955.8	609.5	691.5
1980-81	1286.8	2005.5	1664.2	1749.1		2129.4	1859.1	1008.9	610.0	853.4
1981-82	1461.7	1783.7	1529.6	1559.5	1366.2	1821.7	1615.9	939.6		
1982-83	1039.4	1340.7	926.0	1259.8	955.6	1258.6	1396.4	652.2	466.0	533.1
1983-84	1243.7	1888.4	1186.2	1629.8	1270.8	1339.3	1688.8	1041.9	807.1	809.4
1984-85	1076.2	1429.4	981.2	1395.2	924.6	1108.5	1617.4	708.5	394.9	479.6
1985-86	1277.9	1859.8	1087.6	1496.1		1772.0	1398.6	708.1	457.5	666.7
1986-87	1026.8	1474.9	1206.5	1439.4	1124.1	1664.3	1671.0	961.1	386.3	809.8
M.T.	1253.0	1715.2	1263.3	1341.5	1211.0	1395.7	1449.2	791.7	545.1	618.1

Πηγή Χριστοφίδης και Μαμάσης (1995). Προέλευση δεδομένων σταθμών Πιτσιωτών, Νεοχωρίου και Κρίκελλου: ΔΕΗ· λοιπών σταθμών: ΥΠΕΧΩΔΕ.

Ξεκινάμε το έλεγχο από τους σταθμούς που έχουν πλήρεις σειρές δεδομένων χωρίς ελλείψεις. Στον Πίν. 2.2 φαίνονται οι υπολογισμοί που απαιτούνται για την κατασκευή των αθροιστικών καμπυλών για τους σταθμούς Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη. Ξεκινάμε τους υπολογισμούς από τα νεότερα χρόνια (1986-87) προς τα παλιότερα (1967-68) γιατί αυτό διευκολύνει υπολογιστικά την αναγωγή των δεδομένων σε περίπτωση που διαπιστωθεί ασυνέπεια: μη έχοντας καμιά πληροφορία σχετικά με την ποιότητα των δεδομένων θεωρούμε ότι τα νεότερα είναι ορθότερα και ανάγουμε τα παλιότερα. Οι υπολογισμοί είναι απλούστατοι: π.χ. η δεύτερη αθροιστική τιμή για τα

Πιτσιωτά είναι $1026.8 + 1277.9 = 2304.7$ mm, η τρίτη τιμή $2304.7 + 1076.2 = 3380.9$ κοκ. Οι αθροιστικές καμπύλες φαίνονται στο Σχ. 2.7. Παρατηρούμε ότι τα σημειοσύνολα διατάσσονται σε ευθυγραμμίες, πράγμα που ερμηνεύεται ως ένδειξη της συνέπειας των δεδομένων των τριών σταθμών.



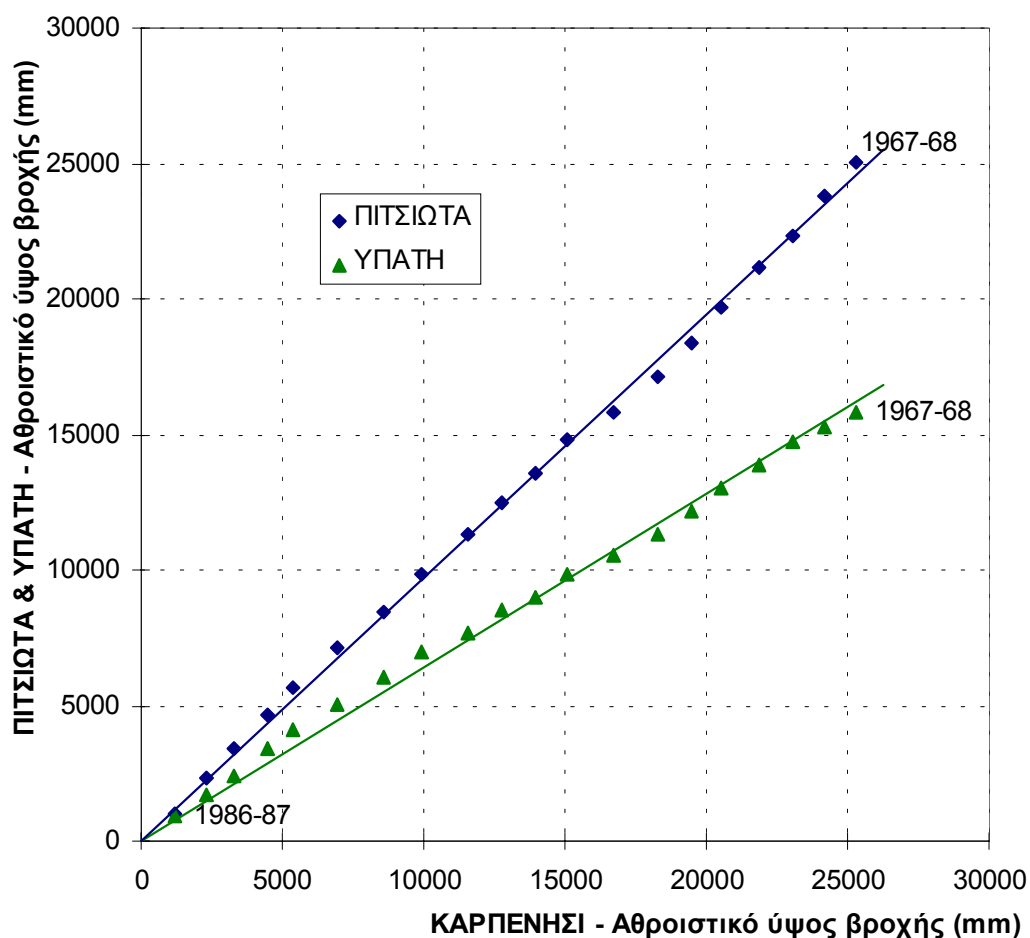
Σχ. 2.6 Συνοπτικός υδρολογικός χάρτης περιοχής Σπερχειού ανάντη της Γέφυρας Κομποτάδων.

Αντίθετα, ο σταθμός Σουκέα δεν φαίνεται να έχει συνεπείς μετρήσεις. Πράγματι, στον Πίν. 2.3 έχουν γίνει οι υπολογισμοί της αθροιστικής καμπύλης του σταθμού παίρνοντας ως βάση το μέσο όρο των μετρήσεων Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη, που σύμφωνα με τα παραπάνω θεωρήθηκαν συνεπείς. Η σημειοσειρά που ορίζεται από τα ζεύγη συντεταγμένων της πέμπτης και έκτης στήλης του Πίν. 2.3 έχει απεικονιστεί στο Σχ. 2.8. Είναι εμφανής η θλάση στη σημειοσειρά το έτος 1977-78. Η κλίση της ευθείας που αντιστοιχεί στα έτη 1986-87 έως 1977-78 είναι $m = 1.430$ (εκτιμάται γραφικά), ενώ η κλίση μεταξύ των ετών 1977-78 έως 1967-68 γίνεται $m' = 1.079$. Συνεπώς, ο λόγος των κλίσεων είναι $\lambda = m / m' = 1.430 / 1.079 = 1.325$. Πολλαπλασιάζοντας με το συντελεστή λ διορθώνουμε όλα τα δεδομένα του σταθμού πριν το 1977-78. Για παράδειγμα, η τιμή 1016.3 του 1976-77

γίνεται $1.325 \times 1016.3 = 1346.6$ κοκ. (βλ. τέταρτη στήλη του Πίν. 2.3). Με βάση τις ανηγμένες τιμές ξαναυπολογίζεται στην τελευταία στήλη του Πίν. 2.3 το αθροιστικό ύψος της Συκέας και η νέα αθροιστική καμπύλη απεικονίζεται και πάλι στο Σχ. 2.8, όπου πλέον έχει γίνει ευθεία.

Πίν. 2.2 Υπολογισμοί αθροιστικών καμπυλών για τους σταθμούς Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

Υδρολ. έτος	Ετήσια ύψη (mm)			Αθροιστικά ύψη (mm)		
	Πιτσιωτά	Καρπενήσι	Υπάτη	Πιτσιωτά	Καρπενήσι	Υπάτη
1986-87	1026.8	1206.5	961.1	1026.8	1206.5	961.1
1985-86	1277.9	1087.6	708.1	2304.7	2294.1	1669.2
1984-85	1076.2	981.2	708.5	3380.9	3275.3	2377.7
1983-84	1243.7	1186.2	1041.9	4624.6	4461.5	3419.6
1982-83	1039.4	926.0	652.2	5664.0	5387.5	4071.8
1981-82	1461.7	1529.6	939.6	7125.7	6917.1	5011.4
1980-81	1286.8	1664.2	1008.9	8412.5	8581.3	6020.3
1979-80	1460.0	1335.4	955.8	9872.5	9916.7	6976.1
1978-79	1432.0	1674.7	720.3	11304.5	11591.4	7696.4
1977-78	1205.2	1204.7	798.6	12509.7	12796.1	8495.0
1976-77	1060.0	1164.9	517.1	13569.7	13961.0	9012.1
1975-76	1202.0	1118.3	815.1	14771.7	15079.3	9827.2
1974-75	1077.4	1659.3	743.7	15849.1	16738.6	10570.9
1973-74	1298.6	1549.7	775.6	17147.7	18288.3	11346.5
1972-73	1202.3	1167.9	805.4	18350.0	19456.2	12151.9
1971-72	1377.7	1074.1	885.5	19727.7	20530.3	13037.4
1970-71	1424.4	1359.9	871.9	21152.1	21890.2	13909.3
1969-70	1191.7	1132.9	840.0	22343.8	23023.1	14749.3
1968-69	1454.6	1122.2	501.5	23798.4	24145.3	15250.8
1967-68	1262.2	1120.7	582.4	25060.6	25266.0	15833.2

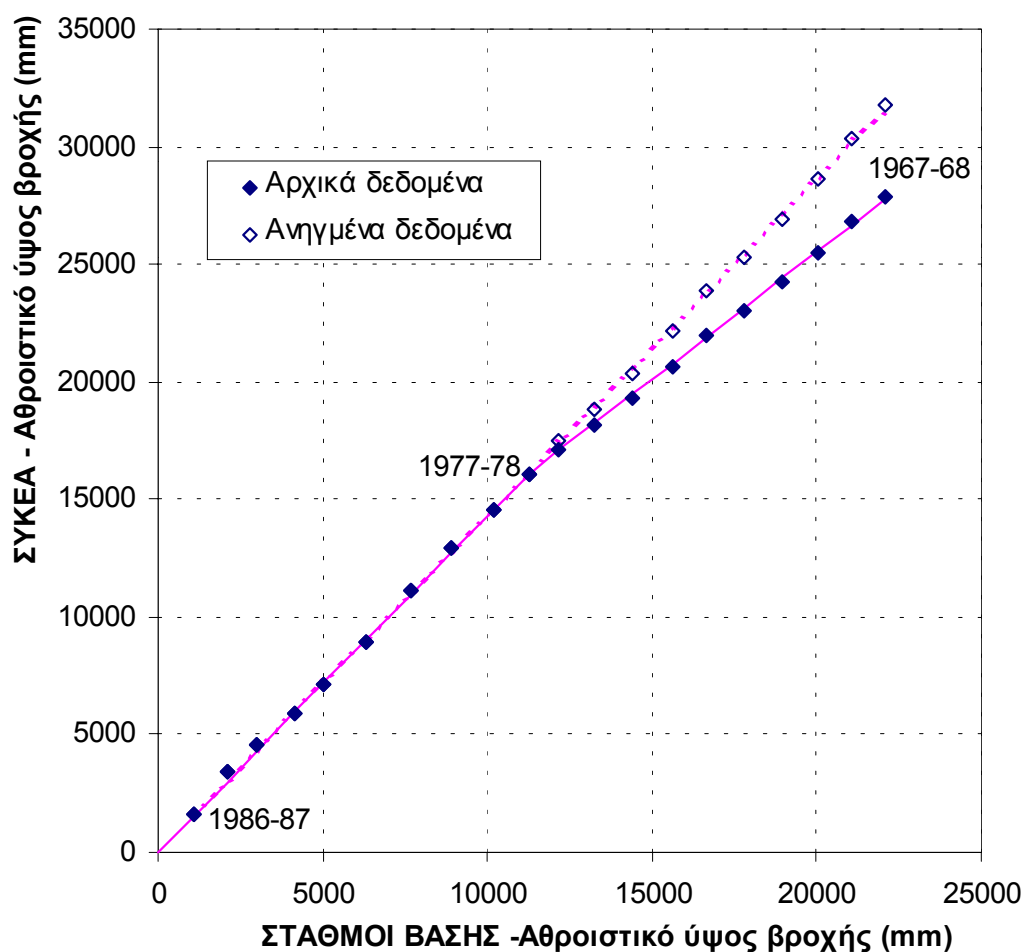


Σχ. 2.7 Διπλές αθροιστικές καμπύλες των σταθμών Πιτσιωτά και Υπάτη με βάση το σταθμό Καρπενήσι, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

Με τον ίδιο τρόπο προχωρούμε και στο σταθμό Πυρά, όπου και πάλι συναντάμε ανάλογο πρόβλημα ασυνέπειας. Συνεχίζουμε τη διαδικασία και με τους άλλους πέντε σταθμούς που παρουσιάζουν ελλείψεις. Στην περίπτωση αυτή, στον υπολογισμό των συντεταγμένων της αθροιστικής καμπύλης, απλώς παραλείπουμε τα έτη που παρουσιάζουν ελλείψεις. Τελικά διαπιστώνουμε ότι και οι σταθμοί Κρίκελλο και Τρίλοφο παρουσιάζουν ανάλογες ασυνέπειες, που διορθώνονται κατά τον ίδιο τρόπο, ενώ οι σταθμοί Νεοχώρι, Γραμμένη Οξυά και Ζηλευτό εμφανίζονται ως συνεπείς. Τα υπολογιστικά στοιχεία για τους σταθμούς όπου διαπιστώνονται ασυνέπειες φαίνονται συγκεντρωτικά στον Πίν. 2.4, ενώ τα τελικά δεδομένα, μετά την αποκατάσταση της συνέπειας όλων των σταθμών, φαίνονται στον Πίν. 2.5.

Πίν. 2.3 Υπολογισμοί αθροιστικής καμπύλης για το σταθμό Συκέα σε σχέση με το μέσο όρο των σταθμών βάσης Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

Υδρολ. έτος	Ετήσια ύψη			Αθροιστικά ύψη		
	Σταθμοί βάσης	Συκέα αρχικά	Συκέα ανηγμ.	Σταθμοί βάσης	Συκέα αρχικά	Συκέα ανηγμένα
1986-87	1064.8	1664.3	1664.3	1064.8	1664.3	1664.3
1985-86	1024.5	1772.0	1772.0	2089.3	3436.3	3436.3
1984-85	922.0	1108.5	1108.5	3011.3	4544.8	4544.8
1983-84	1157.3	1339.3	1339.3	4168.6	5884.1	5884.1
1982-83	872.5	1258.6	1258.6	5041.1	7142.7	7142.7
1981-82	1310.3	1821.7	1821.7	6351.4	8964.4	8964.4
1980-81	1320.0	2129.4	2129.4	7671.4	11093.8	11093.8
1979-80	1250.4	1884.1	1884.1	8921.8	12977.9	12977.9
1978-79	1275.7	1571.1	1571.1	10197.4	14549.0	14549.0
1977-78	1069.5	1563.0	1563.0	11266.9	16112.0	16112.0
1976-77	914.0	1016.3	1346.6	12180.9	17128.3	17458.6
1975-76	1045.1	1026.4	1360.0	13226.1	18154.7	18818.6
1974-75	1160.1	1149.5	1523.1	14386.2	19304.2	20341.7
1973-74	1208.0	1344.2	1781.1	15594.2	20648.4	22122.7
1972-73	1058.5	1298.2	1720.1	16652.7	21946.6	23842.8
1971-72	1112.4	1088.2	1441.9	17765.1	23034.8	25284.7
1970-71	1218.7	1217.3	1612.9	18983.9	24252.1	26897.6
1969-70	1054.9	1279.7	1695.6	20038.7	25531.8	28593.2
1968-69	1026.1	1289.8	1709.0	21064.8	26821.6	30302.2
1967-68	988.4	1092.2	1447.2	22053.3	27913.8	31749.4



Σχ. 2.8 Διπλή αθροιστική καμπύλη του σταθμού Συκέα με βάση το μέσο όρο των τιμών των σταθμών Πιτσιωτά, Καρπενήσι και Υπάτη, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

Πίν. 2.4 Υπολογιστικά στοιχεία ελέγχου συνέπειας για τους σταθμούς όπου διαπιστώνονται ασυνέπειες, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.

Σταθμός	Κρίκελλο	Συκέα	Πυρά	Τρίλοφο
Έτος θλάσης σημειοσειράς	1980-81	1976-77	1979-80	1979-80
Κλίση νεότερης περιόδου, m	1.411	1.430	1.504	0.650
Κλίση παλιότερης περιόδου, m'	1.119	1.079	1.205	0.527
Συντελ. αναγωγής, $\lambda = m / m'$	1.261	1.325	1.248	1.233

Πίν. 2.5 Ετήσια ύψη βροχής των 10 σταθμών της περιοχής Σπερχειού, μετά την αποκατάσταση της συνέπειας, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.1.[†]

Υδρολ. Έτος	Πιτσι-ωτά	Νεο-χώρι	Καρ-πενήσι	Κρί-κελλο	Γραμ. Οξύα	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζηλευτό	Τρί-λοφο
1967-68	1262.2	1647.5	1120.7	1667.5	1078.9	1447.5	1631.6	582.4	623.9	613.5
1968-69	1454.6	1809.2	1122.2	1496.8	1627.2	1709.3	1869.1	501.5	668.9	840.5
1969-70	1191.7		1132.9	2020.0	1593.9	1696.0	1552.6	840.0	522.9	576.7
1970-71	1424.4	1782.4	1359.9		1341.2	1613.3	1652.0	871.9	634.5	679.6
1971-72	1377.7	1904.6	1074.1	1600.3	1008.9	1442.2	1436.9	885.5	584.9	795.2
1972-73	1202.3	1652.6	1167.9	1665.7	1275.3	1720.5	1503.8	805.4	513.2	842.9
1973-74	1298.6	2217.4	1549.7	1370.3	1145.7	1781.4	1732.2	775.6	485.1	745.0
1974-75	1077.4	1762.0	1659.3	1302.5	1048.8	1523.4	1741.3	743.7	569.1	695.1
1975-76	1202.0		1118.3	1160.9	1139.5	1360.3	1767.3	815.1	546.0	847.0
1976-77	1060.0	1302.9	1164.9	1555.2	1044.6	1346.9	1183.2	517.1	339.5	432.0
1977-78	1205.2	1449.9	1204.7	1618.4	1313.4	1563.0	2197.4	798.6	650.5	750.6
1978-79	1432.0	1828.3	1674.7	1709.6	1329.1	1571.1	1757.8	720.3	487.9	692.6
1979-80	1460.0	1734.1	1335.4			1884.1	2112.9	955.8	609.5	852.8
1980-81	1286.8	2005.5	1664.2	2205.0		2129.4	1859.1	1008.9	610.0	853.4
1981-82	1461.7	1783.7	1529.6	1559.5	1366.2	1821.7	1615.9	939.6		
1982-83	1039.4	1340.7	926.0	1259.8	955.6	1258.6	1396.4	652.2	466.0	533.1
1983-84	1243.7	1888.4	1186.2	1629.8	1270.8	1339.3	1688.8	1041.9	807.1	809.4
1984-85	1076.2	1429.4	981.2	1395.2	924.6	1108.5	1617.4	708.5	394.9	479.6
1985-86	1277.9	1859.8	1087.6	1496.1		1772.0	1398.6	708.1	457.5	666.7
1986-87	1026.8	1474.9	1206.5	1439.4	1124.1	1664.3	1671.0	961.1	386.3	809.8
M.T.	1253.0	1715.2	1263.3	1564.0	1211.0	1587.5	1669.3	791.7	545.1	711.3

[†] Με πλάγια στοιχεία σημειώνονται τα δεδομένα που έχουν υποστεί αναγωγή.

2.5.2 Συμπλήρωση ελλείψεων και επέκταση δειγμάτων

Το πρόβλημα της σποραδικής έλλειψης μετρήσεων σε συστηματικά βροχομετρικά δείγματα είναι πολύ συχνό και οφείλεται πρωτίστως σε βλάβες οργάνων και αμέλειες ή κωλύματα παρατηρητών. Η συμπλήρωση των ελλείψεων είναι απαραίτητη σε κάθε υδρολογική μελέτη και γίνεται με βάση τα δεδομένα γειτονικών βροχομετρικών σταθμών. Εξ άλλου, όχι σπάνια, η συνολική περίοδος λειτουργίας ενός βροχομετρικού σταθμού μπορεί να είναι μικρή, ενώ παράλληλα στη γειτονιά του σταθμού μπορεί να υπάρχουν άλλοι σταθμοί με μεγαλύτερη περίοδο λειτουργίας. Στην

περίπτωση αυτή μπορεί να γίνει επέκταση του δείγματος του υπόψη σταθμού, αξιοποιώντας και πάλι τα δεδομένα των γειτονικών σταθμών. Η γενική μεθοδολογία συμπλήρωσης και επέκτασης είναι κατ' αρχήν ίδια, αλλά πάντως η περίπτωση της επέκτασης, επειδή αφορά κατά κανόνα σε μεγαλύτερες περιόδους απ' ό,τι η συμπλήρωση, χρειάζεται μεγαλύτερη προσοχή.

Οι μέθοδοι συμπλήρωσης υπάγονται σε δύο γενικές κατηγορίες, τις *εμπειρικές* και τις *στατιστικές*. Οι στατιστικές μέθοδοι είναι κατάλληλες και για την επέκταση δειγμάτων.

Εμπειρικές μέθοδοι

Στην περίπτωση που οι ελλείψεις είναι σποραδικές και αφορούν σε μικρές χρονικές περιόδους, π.χ. μερικές μέρες μέχρι λίγους μήνες, είναι δυνατό να χρησιμοποιηθεί μια από τις ακόλουθες τρεις απλές εμπειρικές μεθόδους:

1. Μέθοδος του αριθμητικού μέσου

Πρόκειται για την απλούστερη δυνατή μέθοδο, σύμφωνα με την οποία η τιμή του ύψους βροχής του σταθμού Y που λείπει, h_Y (π.χ. ημερήσια ή μηνιαία), εκτιμάται ως ο μέσος όρος των αντίστοιχων υψών τριών γειτονικών σταθμών (ή και περισσότερων), κανονικά διατεταγμένων γύρω από τον Y , ήτοι

$$h_Y = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k h_i \quad (2.14)$$

όπου k το πλήθος των γειτονικών σταθμών και h_i το ύψος βροχής καθενός απ' αυτούς. Η μέθοδος εφαρμόζεται με την προϋπόθεση ότι οι μέσες ετήσιες βροχοπτώσεις των γειτονικών σταθμών δεν διαφέρουν πάνω από 10% από την αντίστοιχη του σταθμού Y (Linsley et al., 1975, σ. 80). Διαφορετικά χρησιμοποιείται η μέθοδος των κανονικών λόγων.

2. Μέθοδος των κανονικών λόγων

Πρόκειται για γενίκευση της μεθόδου του αριθμητικού μέσου, στην οποία τα ύψη βροχής των γειτονικών σταθμών σταθμίζονται με βάση τις αναλογίες των μέσων ετήσιων βροχοπτώσεων, με βάση τον τύπο

$$h_Y = \frac{1}{k} \sum_{i=1}^k \frac{H_Y}{H_i} h_i \quad (2.15)$$

όπου H_Y και H_i οι μέσες ετήσιες βροχοπτώσεις (αποκαλούμενες και κανονικές βροχοπτώσεις, εξ ου και η ονομασία της μεθόδου) του σταθμού Y και του γειτονικού σταθμού i , αντίστοιχα.

3. Μέθοδος της αντίστροφης απόστασης

Και αυτή η μέθοδος αποτελεί γενίκευση της μεθόδου του αριθμητικού μέσου, με τη διαφορά ότι εδώ λαμβάνονται υπόψη για τη στάθμιση των επιμέρους υψών βροχής τα αντίστροφα των αποστάσεων των σταθμών, υψωμένα σε κατάλληλη δύναμη. Συνήθως χρησιμοποιούνται τέσσερις ή περισσότεροι γειτονικοί σταθμοί και το ύψος βροχής του σταθμού Y υπολογίζεται από τη σχέση

$$h_Y = \sum_{i=1}^k w_i h_i \quad (2.16)$$

όπου ο συντελεστής βάρους w_i δίνεται από τη σχέση

$$w_i = \frac{d_i^{-b}}{\sum_{j=1}^k d_j^{-b}} \quad (2.17)$$

Στην παραπάνω εξίσωση d_i είναι η απόσταση του σταθμού i από το σταθμό Y και b είναι σταθερά, που κατά κανόνα λαμβάνεται ίση με 2, χωρίς να αποκλείονται και άλλες τιμές της, π.χ. 1.

Στατιστικές μέθοδοι

Στην κατηγορία των στατιστικών μεθόδων υπάγονται μια σειρά από μεθόδους, οι οποίες, όπως και οι εμπειρικές μέθοδοι, αξιοποιούν δεδομένα ενός ή περισσότερων γειτονικών σταθμών, αλλά σε αντίθεση με αυτές, παίρνουν υπόψη τις πλήρεις σειρές μετρήσεων στον υπό συμπλήρωση σταθμό και τους γειτονικούς, και εκτιμούν την κάθε τιμή σε τρόπο ώστε να ελαχιστοποιήσουν το σφάλμα εκτίμησης. Από τις μεθόδους αυτής της κατηγορίας θα περιγράψουμε εδώ την απλούστερη μέθοδο της

απλής γραμμικής παλινδρόμησης. Σύμφωνα με αυτή, η προς συμπλήρωση τιμή $y := h_Y$ εκτιμάται από την αντίστοιχη τιμή $x := h_X$ του γειτονικού σταθμού X (για την περίοδο όπου σημειώνεται η έλλειψη στο σταθμό Y) με βάση τη γραμμική σχέση

$$y = a + bx \quad (2.18)$$

όπου a και b παράμετροι που εκτιμώνται σε τρόπο ώστε να ελαχιστοποιηθεί το τετραγωνικό σφάλμα της εκτίμησης. Αν x_i και y_i είναι ταυτόχρονες μετρήσεις στους σταθμούς X και Y , αντίστοιχα, τη χρονική περίοδο (κατά κανόνα έτος ή δεδομένο μήνα του έτους) με αριθμό i , τότε

$$b = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2} = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2} \quad (2.19)$$

$$a = \bar{y} - b \bar{x} \quad (2.20)$$

όπου \bar{x} και \bar{y} οι μέσες τιμές των x_i και y_i , αντίστοιχα, δηλαδή

$$\bar{x} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n x_i \quad \bar{y} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n y_i \quad (2.21)$$

και n το (κοινό για τα x_i και y_i) μήκος του δείγματος.

Ο βαθμός καταλληλότητας της μεθόδου για τα συγκεκριμένα δεδομένα αποδίδεται από το μέγεθος

$$r = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}} \quad (2.22)$$

ή, ισοδύναμα,

$$r = \frac{n \sum_{i=1}^n x_i y_i - \sum_{i=1}^n x_i \sum_{i=1}^n y_i}{\sqrt{\left[n \sum_{i=1}^n x_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n x_i \right)^2 \right] \left[n \sum_{i=1}^n y_i^2 - \left(\sum_{i=1}^n y_i \right)^2 \right]}} \quad (2.23)$$

Το μέγεθος αυτό είναι γνωστό στη στατιστική ως *συντελεστής (γραμμικής) συσχέτισης** και οι τιμές του κυμαίνονται στο διάστημα $[-1, 1]$. Όσο πιο κοντά στα όρια του διαστήματος αυτού βρίσκεται η τιμή του συντελεστή συσχέτισης, τόσο ισχυρότερη είναι η συσχέτιση, ενώ μηδενική τιμή του συντελεστή συσχέτισης εκφράζει ανυπαρξία συσχέτισης. Για να είναι στατιστικά σημαντική η συσχέτιση[†] θα πρέπει ο συντελεστής r που υπολογίζεται να είναι σε απόλυτη τιμή μεγαλύτερος από την κρίσιμη τιμή[‡]

$$r_c \approx 2/\sqrt{n} \quad (2.24)$$

Θετική τιμή του συντελεστή συσχέτισης δείχνει ότι η αύξηση στην τιμή του x συνδέεται με αύξηση στην τιμή του y . Αντίθετα, αρνητική τιμή του συντελεστή συσχέτισης δείχνει ότι η αύξηση στην τιμή του x συνδέεται με μείωση στην τιμή του y . Προφανώς, στο πρόβλημα που εξετάζουμε, η μόνη περίπτωση που έχει φυσικό νόημα είναι η θετική τιμή του συντελεστή συσχέτισης· έτσι, τυχόν αρνητική τιμή του θα πρέπει να χαρακτηριστεί ως ύποπτη και δεν θα πρέπει να αξιοποιηθεί για τη συμπλήρωση ή επέκταση βροχομετρικών δειγμάτων, ακόμη και αν είναι ιδιαίτερα σημαντική στατιστικά (π.χ. κοντά στο -1). Όσο μεγαλύτερη (κοντά στο $+1$) είναι η τιμή του r , τόσο ισχυρότερη είναι η συσχέτιση των υψών βροχής των δύο σταθμών, και αυτό λαμβάνεται προφανώς υπόψη στην επιλογή

* Το τετράγωνο του συντελεστή συσχέτισης είναι γνωστό ως *συντελεστής προσδιορισμού*. Ο συντελεστής προσδιορισμού ορίζεται με γενικότερο τρόπο και καλύπτει και περιπτώσεις μη γραμμικής συσχέτισης (βλ. π.χ. Κουτσογιάννης, 1996α, σ. 181).

† Ακριβέστερα αυτό διατυπώνεται: για να είναι ο συντελεστής συσχέτισης στατιστικά διάφορος του μηδενός για συντελεστή εμπιστοσύνης 95%.

‡ Στην καθημερινή πρακτική του μηχανικού έχει επικρατήσει η τιμή $r_c = 0.7$, η οποία (για $n > 8$) είναι δυσμενέστερη από αυτή της σχέσης (2.24).

του σταθμού X που θα χρησιμοποιηθεί για τη συμπλήρωση του σταθμού Y.

Η μέθοδος της γραμμικής παλινδρόμησης είναι κατάλληλη κατ' αρχήν για τη συμπλήρωση ετήσιων υψών βροχής, με την προϋπόθεση μεγάλης τιμής του r . Μπορεί ακόμη να χρησιμοποιηθεί και για τη συμπλήρωση μηνιαίων τιμών του ύψους βροχής με την ίδια προϋπόθεση. Βεβαίως, σε αυτή την περίπτωση οι τιμές x_i και y_i αναφέρονται στον ίδιο μήνα του έτους (π.χ. Ιανουάριο), οπότε και οι τιμές a , b και r αναφέρονται στο συγκεκριμένο αυτό μήνα. Για χρονικές περιόδους μικρότερες του μήνα, η μέθοδος κατά κανόνα δεν είναι κατάλληλη, αφού συνήθως ο συντελεστής συσχέτισης παίρνει αρκετά χαμηλές τιμές.

Για περισσότερες λεπτομέρειες στην εφαρμογή της μεθόδου της απλής γραμμικής παλινδρόμησης, αλλά και για διάφορες παραλλαγές της, καθώς και για την πολλαπλή γραμμική παλινδρόμηση, ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται (μεταξύ άλλων) στον Κουτσογιάννη (1996α). Μια εισαγωγή στη χρήση στοχαστικών μεθόδων στη συμπλήρωση ή επέκταση δειγμάτων δίνεται από τον Salas (1993, σ. 19.47).

Εφαρμογή 2.5.2

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 2.5.1, να συμπληρωθούν οι ελλείψεις στο σύνολο δεδομένων του Σπερχειού που δίνεται στον Πίν. 2.5.

Ξεκινάμε από το σταθμό Νεοχωρίου, εφαρμόζοντας κατ' αρχήν τις τρεις εμπειρικές μεθόδους συμπλήρωσης. Οι κοντινότεροι γειτονικοί σταθμοί είναι οι Πιτσιωτά, Καρπενήσι, Κρίκελλο και Γραμμένη Οξυά, και παρακάτω θα συμβολίζονται με τους δείκτες 1, 2, 3 και 4, αντίστοιχα, ενώ το Νεοχώρι θα συμβολίζεται με το δείκτη Y. Βέβαια, όπως φαίνεται από το χάρτη του Σχ. 2.6, η διάταξη των σταθμών αυτών γύρω από το Νεοχώρι δεν είναι ιδανική.

Η μέθοδος του αριθμητικού μέσου για το 1969-70 δίνει

$$h_Y = (1/4) (1191.7 + 1132.9 + 2020.0 + 1593.9) = 1484.6 \text{ mm}$$

ενώ η μέθοδος των κανονικών λόγων, για $H_Y = 1715.2 \text{ mm}$, $H_1 = 1253.0 \text{ mm}$, $H_2 = 1263.3 \text{ mm}$, $H_3 = 1546.0 \text{ mm}$ και $H_4 = 1211.0 \text{ mm}$ (βλ. τελευταία σειρά στον Πίν. 2.5), δίνει

$$h_Y = \frac{1}{4} \left(\frac{1715.2}{1253.0} \times 1191.7 + \frac{1715.2}{1263.3} \times 1132.9 + \frac{1715.2}{1546.0} \times 2020.0 + \frac{1715.2}{1211.0} \times 1593.9 \right) = 1917.0 \text{ mm}$$

Τέλος, η μέθοδος της αντίστροφης απόστασης, για $d_1 = 6.31$ km, $d_2 = 8.06$ km, $d_3 = 18.60$ km και $d_4 = 28.52$ km (βλ. χάρτη στο Σχ. 2.6) και $b = 2$, δίνει

$$\sum_{j=1}^k d_j^{-b} = 6.31^{-2} + 8.06^{-2} + 18.60^{-2} + 28.52^{-2} = 0.0446 \text{ km}^{-2}$$

οπότε

$$h_Y = \frac{6.21^{-2}}{0.0446} \times 1191.7 + \frac{8.06^{-2}}{0.0446} \times 1132.9 + \\ + \frac{18.60^{-2}}{0.0446} \times 2020.0 + \frac{28.52^{-2}}{0.0446} \times 1593.9 = 1257.9 \text{ mm}$$

Οι τιμές που υπολογίζονται για το 1975-76 με τη μέθοδο του αριθμητικού μέσου είναι

$$h_Y = (1/4) (1202.0 + 1118.3 + 1160.9 + 1139.5) = 1155.2 \text{ mm}$$

με τη μέθοδο των κανονικών λόγων

$$h_Y = \frac{1}{4} \left(\frac{1715.2}{1253.0} \times 1202.0 + \frac{1715.2}{1263.3} \times 1118.3 + \right. \\ \left. + \frac{1715.2}{1546.0} \times 1160.9 + \frac{1715.2}{1211.0} \times 1139.5 \right) = 1516.4 \text{ mm}$$

και με τη μέθοδο της αντίστροφης απόστασης

$$h_Y = \frac{6.21^{-2}}{0.0446} \times 1202.0 + \frac{8.06^{-2}}{0.0446} \times 1118.3 + \\ + \frac{18.60^{-2}}{0.0446} \times 1160.9 + \frac{28.52^{-2}}{0.0446} \times 1139.5 = 1190.7 \text{ mm}$$

Για την εφαρμογή της στατιστικής μεθόδου της απλής γραμμικής παλινδρόμησης επιλέγουμε ως σταθμό βάσης τον πλησιέστερο σταθμό Πιτσιωτά (παρακάτω θα εξηγήσουμε καλύτερα το λόγο αυτής της επιλογής). Υπολογίζουμε κατ' αρχήν στον Πίν. 2.6 τους όρους αθροισμάτων που υπεισέρχονται στις εξισώσεις (2.19)-(2.22).

Πίν. 2.6 Βοηθητικός πίνακας για τους υπολογισμούς της γραμμικής παλινδρόμησης μεταξύ των σταθμών Πιτσιωτά (x σε mm) και Νεοχώρι (y σε mm), στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.2.

Υδρ. έτος	x	y	xy	x^2	y^2
1967-68	1262.2	1647.5	2079475	1593149	2714256
1968-69	1454.6	1809.2	2631662	2115861	3273205
1970-71	1424.4	1782.4	2538851	2028915	3176950
1971-72	1377.7	1904.6	2623967	1898057	3627501
1972-73	1202.3	1652.6	1986921	1445525	2731087
1973-74	1298.6	2217.4	2879516	1686362	4916863
1974-75	1077.4	1762.0	1898379	1160791	3104644
1976-77	1060.0	1302.9	1381074	1123600	1697548
1977-78	1205.2	1449.9	1747419	1452507	2102210
1978-79	1432.0	1828.3	2618126	2050624	3342681
1979-80	1460.0	1734.1	2531786	2131600	3007103
1980-81	1286.8	2005.5	2580677	1655854	4022030
1981-82	1461.7	1783.7	2607234	2136567	3181586
1982-83	1039.4	1340.7	1393524	1080352	1797476
1983-84	1243.7	1888.4	2348603	1546790	3566055
1984-85	1076.2	1429.4	1538320	1158206	2043184
1985-86	1277.9	1859.8	2376638	1633028	3458856
1986-87	1026.8	1474.9	1514427	1054318	2175330
Άθροισμα	22666.9	30873.3	39276600	28952108	53938565

Από τη (2.19), για $n = 18$ προκύπτει

$$b = \frac{18 \times 39276600 - 22666.9 \times 30873.3}{18 \times 28952108 - 22666.9^2} = 0.976$$

και από τη (2.21)

$$\bar{x} = 22666.9 / 18 = 1259.3 \text{ mm} \quad \bar{y} = 30873.3 / 18 = 1715.2 \text{ mm}$$

οπότε η (2.20) δίνει

$$a = 1715.2 - 0.976 \times 1259.3 = 486.1 \text{ mm}$$

Ο συντελεστής συσχέτισης προκύπτει από τη (2.22)

$$r = \frac{18 \times 39276600 - 22666.9 \times 30873.3}{\sqrt{(18 \times 28952108 - 22666.9^2)(18 \times 53938565 - 30873.3^2)}} = 0.629$$

ενώ η κρίσιμη τιμή του, από τη (2.24) προκύπτει

$$r_c \approx 2/\sqrt{18} = 0.47$$

Κατά συνέπεια, η συσχέτιση είναι στατιστικά σημαντική, οπότε προχωρούμε στην εφαρμογή της (2.18) και για το 1969-70 βρίσκουμε

$$h_Y \equiv y = 486.1 + 0.976 \times 1191.7 = 1649.2 \text{ mm}$$

Η αντίστοιχη τιμή για το 1975-76 είναι

$$h_Y \equiv y = 486.1 + 0.976 \times 1202.0 = 1659.3 \text{ mm}$$

Παρατηρούμε ότι οι τέσσερις μέθοδοι που εφαρμόστηκαν δίνουν για τα δύο χρόνια σημαντικά διαφοροποιημένες εκτιμήσεις των τιμών που λείπουν. Γενικά οι μέθοδοι του αριθμητικού μέσου και των αντίστροφων αποστάσεων φαίνεται να δίνουν υπερβολικά χαμηλές τιμές, οι οποίες δεν λαμβάνουν υπόψη το γεγονός ότι η βροχόπτωση στο Νεοχώρι είναι συστηματικά μεγαλύτερη από τους άλλους σταθμούς. Αντίθετα, οι μέθοδοι των κανονικών λόγων και της γραμμικής παλινδρόμησης παίρνουν υπόψη αυτό το γεγονός και δίνουν καλύτερες εκτιμήσεις που πλησιάζουν αρκετά μεταξύ τους. Η μέθοδος που τελικά υιοθετούμε είναι αυτή της γραμμικής παλινδρόμησης, την οποία και εφαρμόζουμε για τη συμπλήρωση των ελλείψεων και των υπόλοιπων σταθμών.

Στον Πίν. 2.7 δίνονται οι τιμές των συντελεστών συσχέτισης μεταξύ των δειγμάτων των σταθμών με ελλείψεις δεδομένων και των σταθμών με πλήρεις σειρές δεδομένων. Παρατηρούμε ότι το Νεοχώρι εμφανίζει τη μέγιστη συσχέτιση με τα Πιτσιωτά, γεγονός που δικαιολογεί την επιλογή που έγινε παραπάνω για τη συμπλήρωση με τη μέθοδο γραμμικής παλινδρόμησης. Αντίστοιχα, το Κρίκελλο και η Γραμμένη Οξυά εμφανίζουν τη μέγιστη συσχέτιση με τη Συκέα, ενώ το Ζηλευτό και το Τρίλοφο με την Πυρά. Οι συντελεστές συσχέτισης για όλους αυτούς τους συνδυασμούς είναι στατιστικά σημαντικοί. Κατά συνέπεια, επιλέγονται αυτοί οι συνδυασμοί σταθμών για τη συμπλήρωση των ελλείψεων. Οι εξισώσεις παλινδρόμησης, που υπολογίζονται με τον ίδιο τρόπο, όπως υπολογίστηκε παραπάνω η εξίσωση για το ζεύγος Νεοχώρι/Πιτσιωτά, είναι:

Πίν. 2.7 Συντελεστές συσχέτισης μεταξύ των δειγμάτων των σταθμών με ελλείψεις δεδομένων και των σταθμών με πλήρεις σειρές δεδομένων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.2.[†]

Σταθμός προς συμπλήρωση → Σταθμός πλήρης ↓	Νεοχώρι	Κρίκελλο	Γραμμένη Οξυά	Ζηλευτό	Τρίλοφο
Πιτσιωτά	0.63	0.30	0.58	0.53	0.49
Καρπενήσι	0.57	0.28	0.20	0.14	0.31
Συκέα	0.58	0.56	0.67	0.18	0.56
Πυρά	0.23	0.12	0.39	0.54	0.58
Υπάτη	0.37	0.33	0.09	0.36	0.57

[†] Με πλάγια στοιχεία σημειώνονται οι μέγιστοι συντελεστές συσχέτισης.

$$\text{Κρίκελλο/Συκέα} \quad y = 650.6 + 0.582 x$$

$$\text{Γραμμένη Οξυά/Συκέα} \quad y = 160.7 + 0.688 x$$

$$\text{Ζηλευτό/Πυρά} \quad y = 125.9 + 0.251 x$$

$$\text{Τρίλοφο/Πυρά} \quad y = 178.9 + 0.318 x$$

Εφαρμόζοντας αυτές τις εξισώσεις εκτιμάμε τις τιμές που φαίνονται στον Πίν. 2.8. Πάντως η ακρίβεια των εκτιμήσεων δεν είναι η επιθυμητή, λόγω των σχετικά μικρών τιμών των συντελεστών συσχέτισης. Οι μικρές αυτές τιμές πρέπει μάλλον να αποδοθούν σε κακή ποιότητα δεδομένων, παρά στην εγγενή υδρομετεωρολογική πραγματικότητα. Όπως σχολιάστηκε και στην Εφαρμογή 2.5.1, το πρόβλημα της κακής ποιότητας το συναντάμε συχνά στα δεδομένα της Ελλάδας.

Σε μια υδρολογική μελέτη είναι προτιμότερο αναλύσεις και συμπληρώσεις να γίνονται σε μηνιαία βάση, αντί της ετήσιας που για λόγους απλότητας χρησιμοποιήθηκε παραπάνω.

Πίν. 2.8 Ετήσια ύψη βροχής των 10 σταθμών της περιοχής Σπερχειού, μετά την αποκατάσταση της συνέπειας και συμπλήρωση, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.5.2.[†]

Υδρολ. Έτος	Πιτσι-ωτά	Νεο-χώρι	Καρ-πενήσι	Κρί-κελλο	Γραμ. Οξύα	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζηλευτό	Τρίλοφο
1967-68	1262.2	1647.5	1120.7	1667.5	1078.9	1447.5	1631.6	582.4	623.9	613.5
1968-69	1454.6	1809.2	1122.2	1496.8	1627.2	1709.3	1869.1	501.5	668.9	840.5
1969-70	1191.7	1649.2	1132.9	2020.0	1593.9	1696.0	1552.6	840.0	522.9	576.7
1970-71	1424.4	1782.4	1359.9	1589.2	1341.2	1613.3	1652.0	871.9	634.5	679.6
1971-72	1377.7	1904.6	1074.1	1600.3	1008.9	1442.2	1436.9	885.5	584.9	795.2
1972-73	1202.3	1652.6	1167.9	1665.7	1275.3	1720.5	1503.8	805.4	513.2	842.9
1973-74	1298.6	2217.4	1549.7	1370.3	1145.7	1781.4	1732.2	775.6	485.1	745.0
1974-75	1077.4	1762.0	1659.3	1302.5	1048.8	1523.4	1741.3	743.7	569.1	695.1
1975-76	1202.0	1659.3	1118.3	1160.9	1139.5	1360.3	1767.3	815.1	546.0	847.0
1976-77	1060.0	1302.9	1164.9	1555.2	1044.6	1346.9	1183.2	517.1	339.5	432.0
1977-78	1205.2	1449.9	1204.7	1618.4	1313.4	1563.0	2197.4	798.6	650.5	750.6
1978-79	1432.0	1828.3	1674.7	1709.6	1329.1	1571.1	1757.8	720.3	487.9	692.6
1979-80	1460.0	1734.1	1335.4	1747.0	1456.4	1884.1	2112.9	955.8	609.5	852.8
1980-81	1286.8	2005.5	1664.2	2205.0	1625.1	2129.4	1859.1	1008.9	610.0	853.4
1981-82	1461.7	1783.7	1529.6	1559.5	1366.2	1821.7	1615.9	939.6	531.1	693.5
1982-83	1039.4	1340.7	926.0	1259.8	955.6	1258.6	1396.4	652.2	466.0	533.1
1983-84	1243.7	1888.4	1186.2	1629.8	1270.8	1339.3	1688.8	1041.9	807.1	809.4
1984-85	1076.2	1429.4	981.2	1395.2	924.6	1108.5	1617.4	708.5	394.9	479.6
1985-86	1277.9	1859.8	1087.6	1496.1	1379.3	1772.0	1398.6	708.1	457.5	666.7
1986-87	1026.8	1474.9	1206.5	1439.4	1124.1	1664.3	1671.0	961.1	386.3	809.8
M.T.	1253.0	1709.1	1263.3	1574.4	1252.4	1587.5	1669.3	791.7	544.4	710.5

[†] Με πλάγια στοιχεία σημειώνονται τα δεδομένα που έχουν συμπληρωθεί.

2.6 Επιφανειακή ολοκλήρωση σημειακών βροχοπτώσεων

Η σημειακή βροχομετρική πληροφορία αποκτά ιδιαίτερη υδρολογική βαρύτητα (π.χ. στην εκτίμηση υδατικού ισοζυγίου), όταν ολοκληρωθεί στο σύνολο της επιφάνειας S μιας λεκάνης απορροής. Η ολοκλήρωση μπορεί να γίνει με διάφορες μεθοδολογίες, οι οποίες εμπίπτουν σε δύο γενικές κατηγορίες: άμεσης ολοκλήρωσης, στις οποίες γίνεται άμεση χρήση των σημειακών μετρήσεων, και προσαρμογής επιφάνειας, στις

οποίες πριν την επιφανειακή ολοκλήρωση γίνεται αναπαράσταση της γεωγραφικής μεταβολής της βροχόπτωσης. Οι πρώτες μέθοδοι είναι απλούστερες, αλλά οι δεύτερες έχουν το σημαντικό πλεονέκτημα να αναδεικνύουν τη γεωγραφική μεταβλητότητα της βροχής, γεγονός που αποκτά ιδιαίτερη αξία τόσο για την κατανόηση του φαινομένου, όσο και για τον έλεγχο της αξιοπιστίας των μετρήσεων αλλά και του τελικού εξαγομένου.

Ανεξάρτητα από τη μέθοδο που θα χρησιμοποιηθεί, η αξιοπιστία του τελικού αποτελέσματος εξαρτάται πρωτίστως από την πυκνότητα της σημειακής πληροφορίας: η ολοκλήρωση είναι τόσο επιτυχέστερη, όσο πυκνότερο είναι το δίκτυο των βροχομετρικών σταθμών. Δυστυχώς, τα δίκτυα δεν είναι συνήθως αρκετά πυκνά, ενώ σε ορισμένες ορεινές δυσπρόσιτες περιοχές οι σταθμοί σπανίζουν.

2.6.1 Παράγοντες γεωγραφικής μεταβλητότητας

Η γεωγραφική μεταβλητότητα των κατακρημνισμάτων επηρεάζεται από διάφορους παράγοντες, πολλοί από τους οποίους συνδέονται με το χαοτικό χαρακτήρα της εξέλιξης των ατμοσφαιρικών συστημάτων που τα παράγουν. Ωστόσο, σε υπερετήσια κλίμακα γίνονται εμφανείς οι επιδράσεις τουλάχιστον δύο καθοριστικών παραγόντων: της γειννίασης με τη θάλασσα και της ορογραφίας.

Με την αύξηση της απόστασης μιας περιοχής από σημαντική θάλασσα έκταση είναι λογικό να μειώνεται το μέσο ετήσιο ύψος βροχής και το συνηθισμένο αυτό γεγονός αποτελεί τον γνωστό κανόνα “της απομάκρυνσης από τη θάλασσα”, που όμως επαληθεύεται μόνο όταν οι επικρατούντες άνεμοι πνέουν με διεύθυνση από τη θάλασσα προς την ξηρά. Εκτεταμένες οροσειρές που τυχόν παρεμβάλλονται στην πορεία των εμπλουτισμένων σε υγρασία ανέμων (π.χ., η οροσειρά της Πίνδου στην Ελλάδα) προκαλούν απότομες αλλαγές στο βροχομετρικό καθεστώς. Σημαντικό μέρος της μεταφερόμενης υγρασίας, όταν συναντήσει τις οροσειρές υγροποιείται και κατακρημνίζεται στην προσήνεμη πλευρά της οροσειράς (βλ. εδάφιο 2.2.3), οπότε η υπήνεμη πλευρά παρουσιάζει απότομη πτώση στα ύψη βροχής και χαρακτηρίζεται ως περιοχή ομβροσκιάς.

Μια άλλη επίδραση της ορογραφίας, που επιβεβαιώνεται από πολλά σύνολα βροχομετρικών παρατηρήσεων, είναι η αύξηση του ύψους βροχής με την αύξηση του τοπογραφικού υψομέτρου. Η *βροχομετρική βαθ-*

$μίδα_2$ δηλαδή η ανά μονάδα υψόμετρου μέση αύξηση του ετήσιου ύψους βροχής σε mm, μεταβάλλεται ευρύτατα από περιοχή σε περιοχή και ενδεικτικά ως συνηθισμένο πεδίο τιμών αναφέρονται μεταβολές από 0.5 ως 2.0 mm ύψους βροχής για αύξηση του υψόμετρου κατά 1 m. Μάλιστα, σε μερικές περιπτώσεις, ιδίως σε τροπικές περιοχές, έχει παρατηρηθεί ότι η σχέση του ύψους βροχής με το υψόμετρο μπορεί να αντιστρέφεται πάνω από ένα ορισμένο υψόμετρο (βλ. Dingman, 1994, σ. 96). Η χάραξη της *ορογραφικής σχέσης*, δηλαδή της καμπύλης της μεταβολής του ύψους βροχής με το υψόμετρο, είναι πάντως ιδιαίτερα επιθυμητή πριν από κάθε επιφανειακή ολοκλήρωση.

Πέρα από την πιο πάνω αυξητική επίδραση στο ύψος βροχής, το τοπογραφικό υψόμετρο (λόγω της συσχέτισής του με τη θερμοκρασία) επηρεάζει και ποσοστό της συμμετοχής του χιονιού στο συνολικό ύψος των κατακρημνισμάτων. Προφανώς, το ποσοστό αυτό είναι αύξουσα συνάρτηση του υψόμετρου, εξαρτάται όμως και από άλλους τοπογραφικούς παράγοντες (γεωγραφικό πλάτος, απόσταση από τη θάλασσα). Ενδεικτικά αναφέρεται ότι το ποσοστό αυτό στις ευρωπαϊκές οροσειρές κυμαίνεται από 10-25% για υψόμετρο 1000 m και μέχρι 76-90% για υψόμετρο 3000 m (Ξανθόπουλος, 1984, σ. 3.42).

2.6.2 Μέθοδοι άμεσης ολοκλήρωσης

Οι μέθοδοι αυτής της κατηγορίας εκτιμούν την επιφανειακή βροχόπτωση μιας λεκάνης (ή γενικότερα μιας περιοχής) ως γραμμικό συνδυασμό των σημειακών βροχοπτώσεων στα σημεία των βροχομετρικών σταθμών που βρίσκονται μέσα (ή και πολύ κοντά) στη λεκάνη, με βάση τη σχέση

$$h_S = \sum_{i=1}^k w_i h_i \quad (2.25)$$

όπου h_S το επιφανειακό ύψος βροχής, h_i ($i = 1, \dots, k$) τα σημειακά ύψη για τους k σταθμούς της λεκάνης ή περιοχής, και w_i ο συντελεστής βάρους για το σταθμό με αριθμό i . Υπάρχουν διάφορες θεωρήσεις για την εκτίμηση των συντελεστών βάρους, οπότε προκύπτουν αντίστοιχα διαφορετικές μέθοδοι άμεσης ολοκλήρωσης, οι κυριότερες από τις οποίες είναι οι εξής:

1. Μέθοδος μέσου όρου

Πρόκειται για την απλούστερη μέθοδο, σύμφωνα με την οποία τα βάρη όλων των σταθμών λαμβάνονται ίσα, $w_i = 1 / k$. Η μέθοδος λόγω της απλότητάς της μπορεί να χρησιμοποιείται για πρώτες χονδρικές εκτιμήσεις αλλά όχι για οριστικές. Η ακρίβειά της είναι ανεκτή μόνο όταν η περιοχή είναι σχετικά επίπεδη, οι σταθμοί ομοιόμορφα κατανεμημένοι σε αυτή και τα ύψη βροχής δεν διαφέρουν πολύ από σταθμό σε σταθμό.

2. Μέθοδος Thiessen

Σύμφωνα με αυτή την κλασική μέθοδο, η συνολική επιφάνεια S χωρίζεται γεωμετρικά σε ζώνες επιρροής S_i , μία για κάθε σταθμό, έτσι ώστε

$$\sum_{i=1}^k S_i = S \quad (2.26)$$

Ο συντελεστής βάρους θεωρείται ανάλογος του εμβαδού της ζώνης επιρροής του σταθμού, δηλαδή

$$w_i = \frac{S_i}{S} \quad (2.27)$$

Οι ζώνες επιρροής προσδιορίζονται έτσι ώστε κάθε σημείο της ζώνης του σταθμού i να απέχει από τη θέση του σταθμού i λιγότερο απ' όσο απέχει από οποιονδήποτε άλλο σταθμό της περιοχής. Η αρχή αυτή οδηγεί άμεσα σε μια απλή γεωμετρική κατασκευή των ζωνών επιρροής βασισμένη στις μεσοκαθέτους των ευθυγράμμων τμημάτων που συνδέουν τους σταθμούς ανά ζεύγη. Προκύπτουν έτσι τα γνωστά *πολύγωνα Thiessen** (βλ. Εφαρμογή 2.6.2 και Σχ. 2.9). Παρά τη μεγάλη ηλικία της (προτάθηκε από τον Thiessen το 1911) η μέθοδος παραμένει και σήμερα η δημοφιλέστερη, λόγω της απλότητας στην

* Τα πολύγωνα Thiessen αποτελούν ειδική περίπτωση των λεγόμενων “*κυττάρων Voronoi*”, τα οποία είναι πολύεδρα σε χώρο n διαστάσεων κατασκευασμένα σε τρόπο ώστε να περιέχουν τα κοντινότερα σε κάθε θέση μέτρησης σημεία του n -διάστατου χώρου. Τα κύτταρα Voronoi χρησιμοποιούνται για την απεικόνιση τυχαίων πεδίων με βάση τυχαίες διατάξεις σημείων μέτρησης (Vanmarcke, 1983, σ. 23).

εφαρμογή της, με ή χωρίς χρήση υπολογιστή, και των αξιόπιστων εκτιμήσεών της, που συχνά (σε ετήσια ή υπερετήσια κλίμακα) συγκρίνονται με αυτές των πιο σύγχρονων μεθόδων βέλτιστης ολοκλήρωσης και βέλτιστης παρεμβολής (βλ. πιο κάτω). βεβαίως οι εκτιμήσεις της μεθόδου είναι τόσο καλύτερες όσο πυκνότερο είναι το δίκτυο των βροχομετρικών σταθμών και όσο μεγαλύτερη είναι η χρονική κλίμακα μελέτης (π.χ. οι εκτιμήσεις σε υπερετήσια κλίμακα είναι πιο ακριβείς από τις εκτιμήσεις στην κλίμακα ενός επεισοδίου βροχής).

3. Μέθοδος δύο αξόνων του Bethlahmy

Πρόκειται για μια πιο πρόσφατη μέθοδο, που προτάθηκε από τον Bethlahmy (1976). Σύμφωνα με αυτή, οι συντελεστές βάρους είναι ανάλογοι των γωνιών επιρροής, με τις οποίες οι σταθμοί “βλέπουν” τη λεκάνη. Για να οριστούν αυτές οι γωνίες χαράσσεται ένας κύριος άξονας της λεκάνης, σε τρόπο ώστε τα όρια της λεκάνης να αποκόπτουν το μεγαλύτερο δυνατό μήκος ευθυγράμμου τμήματος επί του κύριου άξονα. Κατόπιν, χαράσσεται η μεσοκάθετος αυτού του ευθύγραμμου τμήματος, που ορίζει το δευτερεύοντα άξονα της λεκάνης. Με τον τρόπο αυτό ορίζονται τέσσερα σημεία στο όριο της λεκάνης, δύο επί του κύριου άξονα (A_1, A_2) και δύο επί του δευτερεύοντα (B_1, B_2). Τέλος, από κάθε θέση σταθμού χαράσσονται δύο ευθείες, μια που ενώνει τη θέση του σταθμού με το πιο απομακρυσμένο από τα σημεία (A_1, A_2) και μία που ενώνει τη θέση του σταθμού με το πιο απομακρυσμένο από τα σημεία (B_1, B_2), και μετριέται η γωνία επιρροής α_i που ορίζουν αυτές οι ευθείες, η οποία πάντα είναι μικρότερη των 90° . Ο συντελεστής βάρους είναι

$$w_i = \frac{\alpha_i}{\sum_{j=1}^k \alpha_j} \quad (2.28)$$

Η μέθοδος αυτή δεν είναι τόσο καλά θεμελιωμένη όσο η μέθοδος Thiessen αλλά θεωρείται ικανοποιητικής ακρίβειας (Court and Bare, 1984). Το σημαντικό πλεονέκτημά της έγκειται στο γεγονός ότι η γωνία επιρροής καθενός σταθμού δεν επηρεάζεται από τους άλλους σταθμούς και γι' αυτό τυχόν προσθήκη ή αφαίρεση άλλων σταθμών (π.χ. δημιουργία νέου σταθμού, διακοπή λειτουργίας ή προσωρινή

βλάβη σταθμού) δεν δημιουργεί την ανάγκη επαναπροσδιορισμού των γωνιών επιρροής. Αντίθετα, στην περίπτωση της μεθόδου Thiessen, οποιαδήποτε προσθήκη ή αφαίρεση σταθμού καθιστά υποχρεωτική την επανάληψη της διαδικασίας.

4. Μέθοδος βέλτιστης ολοκλήρωσης (*kriging*)

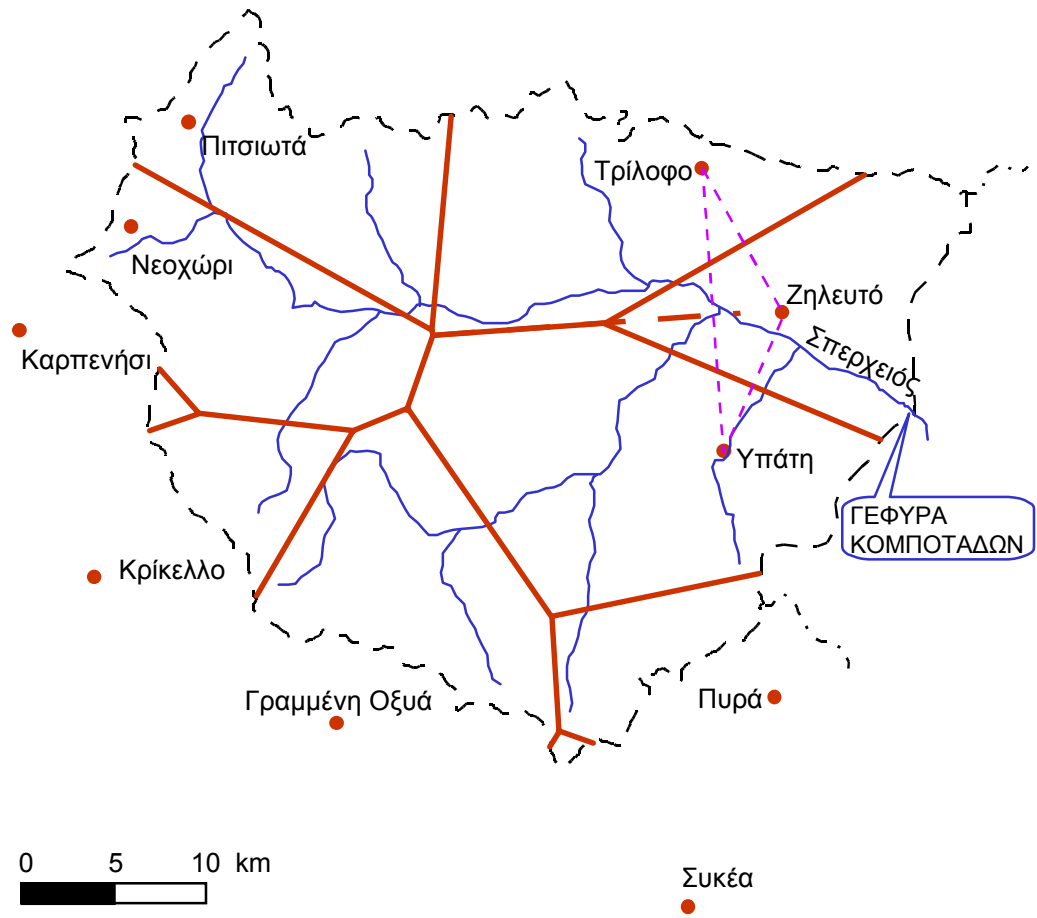
Η μέθοδος αυτή ανήκει στη γενικότερη κατηγορία των γεωστατιστικών μεθόδων ή μεθόδων *kriging* (Matheron, 1971). Οι μέθοδοι αυτές βασίζονται στην υπόθεση ότι η διακύμανση μιας μεταβλητής (εν προκειμένω της βροχόπτωσης) στο χώρο είναι τυχαία, οπότε χρησιμοποιούν στατιστικές μεθοδολογίες για οποιαδήποτε εκτίμηση απορρέει από σημειακές μετρήσεις της μεταβλητής. Σημαντικό πλεονέκτημα των μεθόδων αυτών είναι το γεγονός ότι ποσοτικοποιούν και τελικά ελαχιστοποιούν το σφάλμα εκτίμησης, πράγμα που δεν συμβαίνει με τις προηγούμενες εμπειρικές μεθόδους. Ωστόσο, οι μέθοδοι είναι αρκετά πολύπλοκες στην εφαρμογή τους, η οποία προϋποθέτει τη χρήση κατάλληλων υπολογιστικών προγραμμάτων*. Για το λόγο αυτό η περιγραφή της μεθόδου βέλτιστης ολοκλήρωσης ξεφεύγει από τους σκοπούς αυτού του κειμένου· ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται (μεταξύ άλλων) στον Kitanidis (1993).

Εφαρμογή 2.6.2

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 2.5.2, να καταρτιστεί δείγμα της επιφανειακά μέσης βροχόπτωσης της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων σε ετήσια κλίμακα.

Στο Σχ. 2.7 έχουν χαραχτεί τα πολύγωνα Thiessen της υπό μελέτη λεκάνης. Τα εμβαδά των πολυγώνων και οι αντίστοιχοι συντελεστές βάρους δίνονται στον Πίν. 2.9. Εφαρμόζοντας αυτούς τους συντελεστές στα δεδομένα του Πίν. 2.8 (ξεχωριστά για κάθε έτος, με βάση τη σχέση (2.25)), υπολογίζουμε άμεσα τις τιμές της επιφανειακής βροχόπτωσης που δίνονται στον Πίν. 2.10.

* Τέτοια προγράμματα διατίθενται ενσωματωμένα σε λογισμικά πακέτα συστημάτων γεωγραφικής πληροφορίας. Εξ άλλου, τα ίδια πακέτα περιλαμβάνουν ανάλογα προγράμματα και για τις περισσότερες από τις μεθόδους που περιγράφονται σε αυτή την ενότητα.



Σχ. 2.9 Πολύγωνα Thiessen της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων. Αναλυτικά, φαίνεται η χάραξη των ορίων των πολυγώνων στην περιοχή Τρίλοφο - Υπάτη - Ζηλευτό.

Πίν. 2.9 Εμβαδά πολυγώνων Thiessen και συντελεστές βάρους, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.2.

	Πιτσι- ωτά	Νεο- χώρι	Καρ- πενήσι	Κρί- κελλο	Γραμ. Οξιά	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζη- λευτό	Τρί- λοφο	Σύνο- λο
S_i , km ²	130.0	144.5	4.4	52.2	150.1	3.3	55.6	254.5	140.0	176.7	1111.5
$w_i =$ S_i/S	0.117	0.130	0.004	0.047	0.135	0.003	0.050	0.229	0.126	0.159	1.000

Πίν. 2.10 Δείγμα επιφανειακής βροχόπτωσης της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.2.

Υδρολο- γικό έτος	Επιφανεια- κό ύψος βροχής, mm	Υδρολο- γικό έτος	Επιφανεια- κό ύψος βροχής, mm	Υδρολο- γικό έτος	Επιφανεια- κό ύψος βροχής, mm
1967-68	985.8	1974-75	1008.7	1981-82	1145.4
1968-69	1131.2	1975-76	1051.8	1982-83	854.2
1969-70	1101.1	1976-77	805.3	1983-84	1201.4
1970-71	1134.7	1977-78	1086.4	1984-85	878.5
1971-72	1103.6	1978-79	1100.9	1985-86	1053.2
1972-73	1074.1	1979-80	1222.9	1986-87	1022.2
1973-74	1114.6	1980-81	1283.9	M.T.	1068.0

2.6.3 Μέθοδοι προσαρμογής επιφάνειας

Όπως προαναφέρθηκε, στις μεθόδους αυτής της κατηγορίας πριν την επιφανειακή ολοκλήρωση γίνεται αναπαράσταση της γεωγραφικής μεταβολής της βροχόπτωσης και ορίζεται έτσι η τιμή του ύψους βροχής σε οποιοδήποτε σημείο της περιοχής που ενδιαφέρει. Η απεικόνιση της καμπύλης “επιφάνειας” που ορίζουν οι τιμές του ύψους βροχής στα σημεία της περιοχής γίνεται με δύο τρόπους: με τις *ισοϋέτιες καμπύλες* και με την *ψηφιδωτή διαμέριση*.

Η ισοϋέτια καμπύλη ορίζεται από τον γεωμετρικό τόπο των σημείων στα οποία το ύψος βροχής παίρνει μια δεδομένη τιμή (π.χ. 1000 mm, προκειμένου για ετήσιο ύψος βροχής). Ανάλογα με το εύρος διακύμανσης του ύψους βροχής, χαράσσονται ισοϋέτιες καμπύλες με δεδομένη ισοδιάσταση Δh (π.χ. 100 mm), σε αντιστοιχία με τις ισοϋψείς καμπύλες των τοπογραφικών χαρτών. Βεβαίως, η χάραξη μιας ισοϋέτιας είναι πολύ λιγότερο ακριβής από τη χάραξη μιας ισοϋψούς καμπύλης, γιατί τα διαθέσιμα σημεία είναι πολύ λιγότερα. Αφού χαρακτηούν οι ισοϋέτιες καμπύλες, για να προκύψει η επιφανειακά μέση βροχόπτωση της περιοχής εμβαδομετρούνται οι επιφάνειες F_r μεταξύ των διαδοχικών καμπυλών που αντιστοιχούν σε υψόμετρα h_r και h_{r-1} ($= h_r - \Delta h$). Η επιφανειακά μέση βροχόπτωση της περιοχής θα είναι

$$h_S = \sum_r \frac{h_r + h_{r-1}}{2} \frac{F_r}{S} \quad (2.29)$$

όπου το άθροισμα όλων των F_r ταυτίζεται με τη ολική επιφάνεια S της περιοχής (βλ. και Εφαρμογή 2.6.3).

Σύμφωνα με τη μέθοδο της ψηφιδωτής διαμέρισης, η υπόψη περιοχή διαμερίζεται σε ισομεγέθη στοιχειώδη κύτταρα ή ψηφίδες με την εφαρμογή ενός ορθογωνικού καννάβου με δεδομένη ισαποχή των οριζόντιων και κατακόρυφων γραμμών του. Στη συνέχεια, για κάθε κύτταρο, υπολογίζεται η τιμή του ύψους βροχής, η οποία αντιστοιχεί στο κέντρο του κυττάρου αλλά θεωρείται σταθερή για όλη την επιφάνεια του κυττάρου. Η τιμή h_S προκύπτει, τότε, ως ο μέσος όρος των τιμών όλων των κυττάρων.

Ανεξάρτητα από τον τρόπο παρουσίασης του τελικού πεδίου μεταβολής της βροχόπτωσης, ο προσδιορισμός του ύψους βροχής στο τυχόν σημείο της υπόψη περιοχής μπορεί να γίνει με διάφορες μεθόδους παρεμβολής (interpolation) ή εξομάλυνσης (smoothing). Ειδικότερα, οι μέθοδοι παρεμβολής προσαρμόζουν μια επιφάνεια, η οποία διέρχεται ακριβώς από τα σημεία γνωστού ύψους βροχής (δηλαδή τις θέσεις των βροχομετρικών σταθμών)· αντίθετα, στις μεθόδους εξομάλυνσης, η προσαρμοζόμενη επιφάνεια προσεγγίζει προς τα γνωστά ύψη βροχής χωρίς να ταυτίζεται, αποκτώντας πιο ομαλό σχήμα, το οποίο έχει δεδομένη (προεπιλεγμένη) μαθηματική έκφραση. Παρακάτω γίνεται αναφορά σε ορισμένες απ' αυτές τις μεθόδους (βλ. και Dingman, 1994, σσ. 113-122).

1. Μέθοδος γραφικής χάραξης των ισοϋετιών

Πρόκειται για μια συνηθέστατη μέθοδο, στην οποία ο μελετητής χαράσσει τις ισοϋέτιες γραφικά (“με το μάτι”) πάνω σε χάρτη, στον οποίο έχει προηγουμένως σημειώσει τις θέσεις των βροχομετρικών σταθμών και τα ύψη βροχής σε αυτές. Για τη χάραξη των καμπυλών χρησιμοποιεί κατά βάση γραμμική παρεμβολή πάνω στα ευθύγραμμα τμήματα που ορίζονται από τις θέσεις γειτονικών σταθμών. Παράλληλα αξιοποιεί την εμπειρία και κρίση του, ξεφεύγοντας από την αυστηρή γραμμική παρεμβολή, προκειμένου να βελτιώσει κατά περιοχές τη χάραξη των καμπυλών (π.χ. σε περιοχές μεγάλου υψομέτρου).

2. Μέθοδος υπολογιστικής γραμμικής παρεμβολής

Η πιο πάνω διαδικασία γραμμικής παρεμβολής μπορεί εύκολα να γίνει και με τη χρήση υπολογιστή, χωρίς φυσικά την υποκειμενική παρέμβαση του μελετητή.

3. Μέθοδος της αντίστροφης απόστασης

Η γνωστή από παραπάνω (βλ. εδάφιο 2.5.2) μέθοδος της αντίστροφης απόστασης μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση του ύψους βροχής όχι μόνο στη θέση βροχομετρικού σταθμού, αλλά και σε οποιοδήποτε σημείο της περιοχής που ενδιαφέρει, με βάση τις εξισώσεις (2.16) και (2.17). Η μέθοδος χρησιμοποιείται πολύ συχνά λόγω της μαθηματικής απλότητάς της.

4. Μέθοδος πολυτετραγωνικής παρεμβολής

Όπως και η μέθοδος της αντίστροφης απόστασης, η μέθοδος της πολυτετραγωνικής παρεμβολής (multiquadric interpolation· Shaw and Lynn, 1972· Shaw, 1994, σ. 212) για τον προσδιορισμό του ύψους βροχής στο τυχόν σημείο της επιφάνειας χρησιμοποιεί τις αποστάσεις του σημείου από τους γειτονικούς σταθμούς. Ειδικότερα, η εξίσωση της επιφάνειας της βροχόπτωσης προκύπτει ως άθροισμα των επιρροών των γειτονικών σταθμών, όπου κάθε επιρροή περιγράφεται μαθηματικά από μια ορθή κωνική επιφάνεια με κατακόρυφο άξονα τοποθετημένο στη θέση καθενός σταθμού.

5. Μέθοδος ελάχιστων τετραγώνων με πολώνυμα

Η μέθοδος στηρίζεται στην επιλογή ενός πολωνύμου δεδομένου βαθμού, το οποίο εκφράζει το ύψος βροχής συναρτήσει των τοπογραφικών συντεταγμένων x και y των σημείων της περιοχής. Η εκτίμηση των συντελεστών του πολωνύμου γίνεται σε τρόπο ώστε να ελαχιστοποιείται το σφάλμα προσαρμογής στα σημεία γνωστού ύψους βροχής· κατά συνέπεια πρόκειται για μια μέθοδο εξομάλυνσης.

6. Μέθοδος πολωνύμων Lagrange

Πρόκειται για μέθοδο παραπλήσια με την προηγούμενη, αλλά με τη διαφορά ότι ο αριθμός των πολωνυμικών όρων είναι ίσος με τον αριθμό των βροχομετρικών σταθμών, οπότε η πολωνυμική έκφραση διέρχεται ακριβώς από τα σημεία γνωστού ύψους βροχής· κατά συνέπεια η μέθοδος πραγματοποιεί παρεμβολή και όχι εξομάλυνση. Μειονέκτημα της μεθόδου αποτελεί ο μεγάλος βαθμός του πολωνύμου, ο

οποίος μπορεί να προκαλεί αδικαιολόγητα υψηλές διακυμάνσεις της επιφάνειας βροχής από θέση σε θέση.

7. Μέθοδος προσαρμογής *splines*

Αντί της προσαρμογής μιας ενιαίας πολυωνυμικής έκφρασης σε όλη την περιοχή μελέτης, προσαρμόζονται τοπικές πολυωνυμικές εκφράσεις παρεμβολής μικρού βαθμού, αποφεύγοντας έτσι το πρόβλημα των πολύ υψηλών διακυμάνσεων της επιφάνειας.

8. Μέθοδος βέλτιστης παρεμβολής (*kriging*)

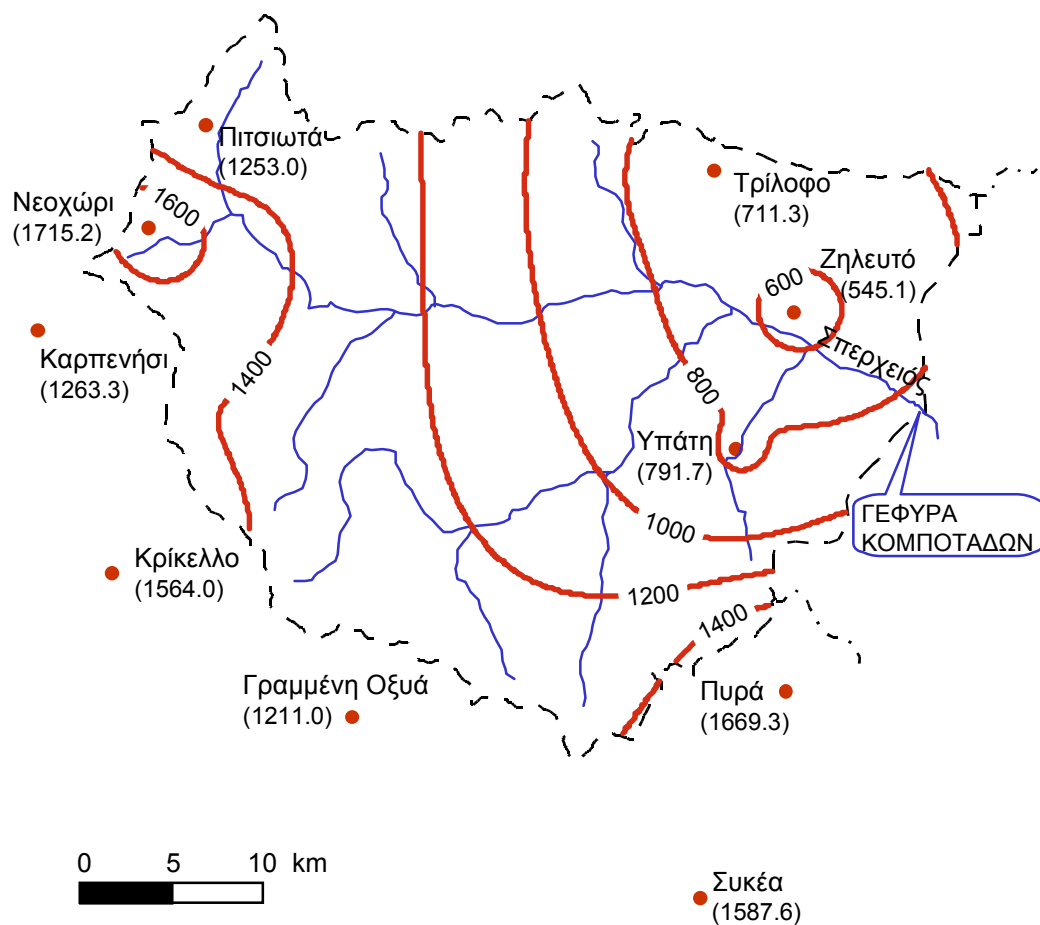
Σε αντίθεση με το ντετερμινιστικό χαρακτήρα των προηγούμενων μεθόδων, η μέθοδος της βέλτιστης παρεμβολής θεωρεί τη μεταβολή του ύψους βροχής ως τυχαία· εκφράζει το άγνωστο ύψος βροχής στο τυχόν σημείο ως γραμμική έκφραση των γνωστών υψών βροχής στις θέσεις των βροχομετρικών σταθμών και χρησιμοποιεί τη στατιστική μεθοδολογία προκειμένου να εκτιμήσει τους συντελεστές της γραμμικής έκφρασης. Η μέθοδος, που ανήκει στη γενική κατηγορία των γεωστατιστικών μεθόδων, μοιάζει με τη μέθοδο βέλτιστης ολοκλήρωσης που παρουσιάστηκε στο εδάφιο 2.6.2 και είναι ίσως η πιο αξιόπιστη (όπως προκύπτει από πολλές μελέτες αξιολόγησης, οι οποίες επισκοπούνται από τον Dingman, 1994, σ. 121), αλλά αρκετά πολύπλοκη στην εφαρμογή της.

Εφαρμογή 2.6.3

Με βάση τα μέσα ετήσια ύψη βροχής των σταθμών που φαίνονται στον Πίν. 2.8, να χαραχτούν οι ισοϋέτιες καμπύλες της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων και να υπολογιστεί το επιφανειακό μέσο ετήσιο ύψος βροχής της λεκάνης.

Ακολουθώντας τη μέθοδο της αντίστροφης απόστασης, κατασκευάζουμε (με χρήση υπολογιστή*) τις ισοϋέτιες καμπύλες που φαίνονται στο Σχ. 2.10. Το σχήμα αυτό δίνει μια πολύ παραστατική εικόνα της έντονης γεωγραφικής μεταβλητότητας της βροχόπτωσης στη λεκάνη απορροής, δεν είναι όμως ιδιαίτερα λεπτομερές, λόγω του αραιού δικτύου βροχομετρικών σταθμών μέσα στη λεκάνη.

* Χρησιμοποιήθηκε το διαδεδομένο λογισμικό σύστημα γεωγραφικής πληροφορίας ArcView της ESRI.



Σχ. 2.10 Μέσες ετήσιες ισοϋέτιες καμπύλες της λεκάνης Σπερχειού ανάτη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.3.

Πίν. 2.11 Υπολογισμός του επιφανειακού μέσου ύψους βροχής της λεκάνης Σπερχειού ανάτη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.3.

Όρια κλά- σεων ύψους βροχής, h_r (mm)	Μέσο ύψος κλάσης, $\frac{h_r + h_{r-1}}{2}$ (mm)	Επιφάνεια κλάσης, F_r (km^2)	$\frac{h_r + h_{r-1}}{2} \frac{F_r}{S}$ (mm)
545.1			
600.0	572.6	15.3	7.88
800.0	700.0	199.2	125.45
1000.0	900.0	191.6	155.14
1200.0	1100.0	199.5	197.44
1400.0	1300.0	399.1	466.78
1600.0	1500.0	88.4	119.30
1715.2	1657.6	18.4	27.44
Σύνολο		$S = 1111.5$	$h_S = 1099.4$

Στη συνέχεια εμβαδομετρούμε τις περιοχές που περιλαμβάνονται μεταξύ των ισοϋετιών (και πάλι με χρήση υπολογιστή). Τα εμβαδά φαίνονται στον Πίν. 2.11, όπου γίνεται και ο υπολογισμός του επιφανειακά μέσου ύψους ετήσιας βροχής στο σύνολο της λεκάνης, με βάση την εξίσωση (2.29), το οποίο προκύπτει 1099.4 mm (ελαφρώς μεγαλύτερο από αυτό που έδωσε η μέθοδος Thiessen· βλ. Εφαρμογή 2.6.2).

2.6.4 Επίδραση του υψομέτρου

Στις παραπάνω μεθόδους επιφανειακής ολοκλήρωσης η επίδραση του υψομέτρου στο ύψος βροχής, αν και δεν έχει ρητώς θεωρηθεί, έχει ληφθεί υπόψη με έμμεσο τρόπο μέσω των υψομέτρων των σταθμών, με την προϋπόθεση ότι η υψομετρική κατανομή των σταθμών είναι αντιπροσωπευτική, οπότε και το μέσο υψόμετρο των σταθμών περίπου ταυτίζεται με το μέσο υψόμετρο της λεκάνης. Ωστόσο, σε πολλές περιπτώσεις η προϋπόθεση αυτή δεν ισχύει, αφού οι υδρολογικές και μετεωρολογικές υπηρεσίες προτιμούν να τοποθετούν τους σταθμούς στις πιο εύκολα προσπελάσιμες πεδινές περιοχές, αφήνοντας ακάλυπτες τις δυσπρόσιτες ορεινές περιοχές. Αυτό έχει συνέπεια την υπεκτίμηση του επιφανειακού ύψους βροχής. Το σφάλμα εκτίμησης μπορεί να αρθεί με χρήση διορθωτικών τεχνικών, όπως αυτή που ακολουθεί.

Έστω ότι το επιφανειακά μέσο ύψος βροχής εκτιμάται με κάποια από τις μεθόδους άμεσης ολοκλήρωσης με βάση τη σχέση (2.25), χρησιμοποιώντας δεδομένους συντελεστές βάρους w_i . Υπολογίζουμε το μέσο (σταθμισμένο) υψόμετρο των σταθμών z_σ χρησιμοποιώντας τους ίδιους συντελεστές βάρους, ήτοι

$$z_\sigma = \sum_{i=1}^k w_i z_i \quad (2.30)$$

όπου z_i το υψόμετρο του i σταθμού. Παράλληλα, από τον τοπογραφικό χάρτη της περιοχής, υπολογίζουμε, με τις κλασικές τοπογραφικές μεθόδους, το μέσο υψόμετρο της λεκάνης z_S (βλ. εδάφιο 5.3.1).

Αν ισχύει $z_\sigma \approx z_S$, αυτό σημαίνει ότι η υψομετρική κατανομή των σταθμών είναι αντιπροσωπευτική της λεκάνης και καμιά διόρθωση δεν χρειάζεται στο υπολογισμένο από τη (2.25) επιφανειακό ύψος βροχής. Σε

αντίθετη περίπτωση θα πρέπει να προστεθεί στο τελευταίο διορθωσή ίση με

$$\Delta h_S = \beta (z_S - z_\sigma) \quad (2.31)$$

όπου β η βροχομετρική βαθμίδα (βλ. εδάφιο 2.6.1). Η τελική διορθωμένη τιμή του επιφανειακού ύψους είναι

$$h_S' = h_S + \Delta h_S = h_S + \beta (z_S - z_\sigma) \quad (2.32)$$

Η (2.32) γράφεται ισοδύναμα με την ακόλουθη, πιο διαδεδομένη, έκφραση

$$h_S' = \lambda h_S \quad (2.33)$$

όπου λ είναι ο λεγόμενος *συντελεστής υψομετρικής αναγωγής* που δίνεται από τη σχέση

$$\lambda = 1 + \beta \frac{z_S - z_\sigma}{h_S} \quad (2.34)$$

Κανονικά η βροχομετρική βαθμίδα β και, κατά συνέπεια, ο παράγωγος της συντελεστής υψομετρικής αναγωγής, πρέπει να υπολογίζεται για την χρονική κλίμακα εκείνη στην οποία αφορούν και τα ύψη βροχής που εξετάζονται. Στην πράξη έχει υιοθετηθεί η εκτίμηση του β να γίνεται με βάση μέσες ετήσιες τιμές της βροχής και ο ίδιος συντελεστής λ να εφαρμόζεται και για τις επιμέρους ετήσιες, αλλά και για μηνιαίες τιμές. Βεβαίως, η ακρίβεια της μεθόδου στην περίπτωση των μηνιαίων τιμών είναι μειωμένη, αλλά θεωρείται αποδεκτή· η τακτική αυτή βέβαια δεν πρέπει να επεκτείνεται και σε ακόμη λεπτότερες χρονικές κλίμακες, π.χ. ημερήσια.

Είναι φανερό ότι η παραπάνω μέθοδος υψομετρικής αναγωγής δεν μπορεί να εφαρμοστεί στην περίπτωση που η επιφανειακή ολοκλήρωση γίνεται με βάση μεθόδους προσαρμογής επιφάνειας. Σε αυτή την περίπτωση είναι πάντως δυνατό, στην εκτίμηση του σημειακού ύψους βροχής στο τυχόν σημείο της περιοχής, να λαμβάνεται υπόψη και το υψόμετρο του σταθμού. Αυτό μπορεί να γίνει εμπειρικά, όπως προαναφέραμε, στη μέθοδο της γραφικής χάραξης των ισοϋετίων. Επίσης μπορεί να γίνει στη μέθοδο της βέλτιστης παρεμβολής, με κατάλληλη τροποποίηση της μεθόδου.

δου, όπως με συνδυασμό *kriging* και γραμμικής παλινδρόμησης (Ahmed and De Marsily, 1987· Τζούλης, 1996) ή με *co-kriging* (Matheron, 1971).

Υπάρχει μια ακόμη μέθοδος εκτίμησης του επιφανειακού ύψους βροχής, η λεγόμενη *υψομετρική μέθοδος* (Dingman, 1994, σ. 119), η οποία δεν υπάγεται σε καμιά από τις δύο κατηγορίες των προηγούμενων εδαφίων, αλλά εκτιμά το επιφανειακό ύψος συνδυάζοντας άμεσα την ορογραφική σχέση και την *υψομετρική καμπύλη*, δηλαδή την καμπύλη που σε κάθε δεδομένη τιμή του τοπογραφικού υψομέτρου z αντιστοιχίζει το ποσοστό της επιφάνειας της λεκάνης $F(z)$ που έχει υψόμετρο μεγαλύτερο ή ίσο της δεδομένης τιμής (βλ. και εδάφιο 5.3.1). Η εκτίμηση γίνεται με βάση τη σχέση

$$h_s = \int_0^1 h(z) dF(z) \approx \sum_r \frac{h(z_r) + h(z_{r+1})}{2} \Delta F_r, \quad (2.35)$$

όπου $h(z)$ η ορογραφική σχέση (βλ. εδάφιο 2.6.1), ενώ υποτίθεται ότι το πεδίο μεταβολής του F έχει υποδιαιρεθεί σε υποδιαστήματα μήκους ΔF_r (όχι κατ' ανάγκην ίσα, αλλά με άθροισμα ίσο με 1) και οι τιμές του z που αντιστοιχούν στα άκρα του υποδιαστήματος ΔF_r είναι z_r , και z_{r+1} . Η μέθοδος αυτή, αν και απλή στην εφαρμογή, τείνει να υπερεκτιμά το επιφανειακό ύψος βροχής (Court and Bare, 1984).

Εφαρμογή 2.6.4

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 2.6.2, να διορθωθεί υψομετρικά το δείγμα επιφανειακών βροχοπτώσεων του Πίν. 2.10, με δεδομένο ότι το μέσο υψόμετρο της λεκάνης είναι $z_s = 719$ m.

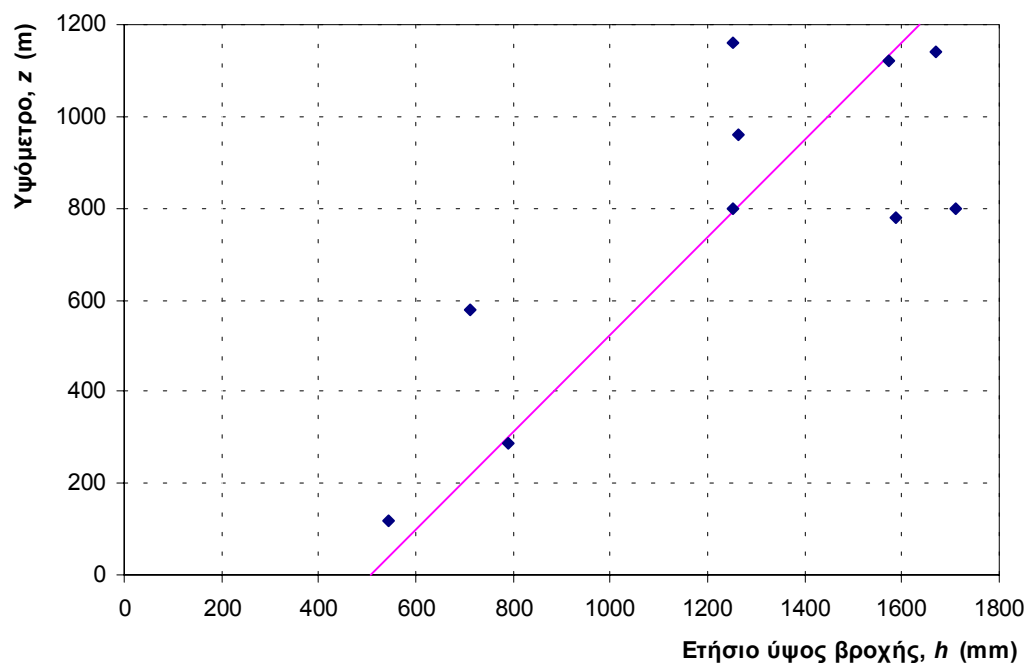
Στον Πίν. 2.12 έχουν μεταφερθεί τα υψόμετρα των βροχομετρικών σταθμών από τον Πίν. 2.1 και οι αντίστοιχοι συντελεστές επιρροής από τον Πίν. 2.9, ενώ γίνεται και ο υπολογισμός του μέσου υψομέτρου των σταθμών, το οποίο προκύπτει $z_0 = 643$ m.

Επίσης στον Πίν. 2.12 έχουν μεταφερθεί από τον Πίν. 2.8 τα μέσα ετήσια ύψη βροχής των 10 σταθμών της περιοχής. Τα ύψη αυτά έχουν απεικονιστεί συναρτήσει του υψομέτρου των σταθμών στο Σχ. 2.11, όπου δείχνουν γενική αυξητική τάση του ύψους βροχής με το υψόμετρο, όπως άλλωστε αναμέναμε. Ο συντελεστής συσχέτισης μεταξύ ύψους βροχής και υψομέτρου, που υπολογίζεται κατά τα γνωστά (βλ. Εφαρμογή 2.5.2), είναι $r = 0.79$, έναντι κρίσιμης τιμής $r_c \approx 2/\sqrt{10} = 0.63$, δηλαδή είναι στατιστικά σημαντικός. Η κλίση της ευθείας

παλινδρόμησης του ύψους βροχής ως προς το υψόμετρο είναι $\beta = 0.94$ mm/m = 94 mm/100 m.

Πίν. 2.12 Στοιχεία για τον υπολογισμό του μέσου υψομέτρου των βροχομετρικών σταθμών της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.4.

	Πιτσι- ωτά	Νεο- χώρι	Καρ- πενήσι	Κρί- κελλο	Γραμ. Οξυά	Συκέα	Πυρά	Υπάτη	Ζη- λευτό	Τρί- λοφο	Σύνο- λο
w_i	0.117	0.130	0.004	0.047	0.135	0.003	0.050	0.229	0.126	0.159	1.000
z_i, m	800	800	960	1120	1160	780	1140	286	120	580	
$w_i z_i$	93.6	104.0	3.8	52.6	156.6	2.34	57.0	65.5	15.1	92.2	642.9
h_i	1253.0	1709.1	1263.3	1574.4	1252.4	1587.5	1669.3	791.7	544.4	710.5	



Σχ. 2.11 Υψογραφική σχέση στη λεκάνη Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων.

Η εφαρμογή της (2.34) δίνει το συντελεστή υψομετρικής αναγωγής:

$$\lambda = 1 + \beta \frac{z_S - z_\sigma}{h_S} = 1 + 0.94 \times \left(\frac{719.0 - 643.0}{1068.0} \right) = 1.067$$

Πολλαπλασιάζοντας με το συντελεστή λ τις τιμές του δείγματος επιφανειακών βροχοπτώσεων του Πίν. 2.10, παίρνουμε το διορθωμένο δείγμα του Πίν. 2.13.

Πίν. 2.13 Υψομετρικά διορθωμένο δείγμα επιφανειακής βροχόπτωσης της λεκάνης Σπερχειού ανάντη Κομποτάδων, στα πλαίσια της Εφαρμογής 2.6.4.

Υδρολο- γικό έτος	Επιφανεια- κό ύψος βροχής, mm	Υδρολο- γικό έτος	Επιφανεια- κό ύψος βροχής, mm	Υδρολο- γικό έτος	Επιφανεια- κό ύψος βροχής, mm
1967-68	1051.9	1974-75	1076.3	1981-82	1222.1
1968-69	1207.0	1975-76	1122.3	1982-83	911.5
1969-70	1174.9	1976-77	859.2	1983-84	1281.8
1970-71	1210.7	1977-78	1159.2	1984-85	937.4
1971-72	1177.5	1978-79	1174.6	1985-86	1123.8
1972-73	1146.1	1979-80	1304.8	1986-87	1090.7
1973-74	1189.3	1980-81	1369.9	M.T.	1139.5

2.7 Ανάλυση ισχυρών βροχοπτώσεων - όμβριες καμπύλες

Στα προβλήματα σχεδιασμού αντιπλημμυρικών έργων ενδιαφέρει ιδιαίτερα η διάτα των ισχυρών βροχοπτώσεων της περιοχής, η μαθηματική περιγραφή της οποίας δεν μπορεί παρά να είναι πιθανοτική. Το κλασικό μαθηματικό εργαλείο του υδρολόγου μηχανικού, το οποίο περιγράφει αυτή τη διάτα είναι οι λεγόμενες *καμπύλες έντασης-διάρκειας-περιόδου επαναφοράς* της βροχόπτωσης ή, όπως απλούστερα έχει καθιερωθεί να αποκαλούνται στην ελληνική τεχνική ορολογία, οι *όμβριες καμπύλες* (στην αγγλική βιβλιογραφία *intensity-duration-frequency curves*, ή συνοπτικά *IDF curves*). Πρόκειται για απλές αναλυτικές ή γραφικές εκφράσεις της μέγιστης έντασης βροχής i συναρτήσει της διάρκειας d και της περιόδου επαναφοράς T (βλ. Σχ. 2.12). Σχετικά με τη φύση των μεταβλητών αυτών διευκρινίζονται τα ακόλουθα:

1. Η διάρκεια βροχής d δεν αντιπροσωπεύει κάποια πραγματική ολική διάρκεια ισχυρής καταιγίδας, αλλά είναι μια δεδομένη διάρκεια που καθορίζει τη χρονική κλίμακα παρατήρησης του φαινομένου.
2. Η ένταση βροχής i δεν αναφέρεται σε συγκεκριμένη καταιγίδα, αλλά θεωρείται ως η πραγματοποίηση μιας τυχαίας μεταβλητής I που αντι-

προσωπεύει τον πληθυσμό των ισχυρών βροχοπτώσεων, για τη συγκεκριμένη διάρκεια παρατήρησης d . Συνδέεται με το ύψος βροχής της διάρκειας d με τη σχέση

$$i = \frac{h}{d} \quad (2.36)$$

και κατά συνέπεια αντιπροσωπεύει τη μέση ένταση βροχής και όχι τη στιγμιαία ένταση.

3. Η περίοδος επαναφοράς T αντιπροσωπεύει το χρονικό διάστημα σε έτη που χρειάζεται κατά μέσο όρο να παρέλθει ώστε η μέση ένταση βροχής I σε διάρκεια d να υπερβεί την τιμή i . Υπενθυμίζεται (από τη θεωρία πιθανοτήτων) ότι η συνάρτηση κατανομής της τυχαίας μεταβλητής I , ορίζεται ως

$$F_I(i) = P(I \leq i) \quad (2.37)$$

όπου με $P(I \leq i)$ συμβολίζεται η πιθανότητα να μην πραγματοποιηθεί υπέρβαση της τιμής i κατά τη διάρκεια ενός (υδρολογικού ή ημερολογιακού) έτους. Η πιθανότητα υπέρβασης της τιμής i κατά τη διάρκεια ενός έτους προφανώς είναι

$$F_{1I}(i) = 1 - F_I(i) = P(I > i) \quad (2.38)$$

Η περίοδος επαναφοράς είναι το αντίστροφο της πιθανότητας υπέρβασης, ήτοι

$$T = \frac{1}{F_{1I}(i)} = \frac{1}{P(I > i)} \quad (2.39)$$

Η χρησιμότητα των όμβριων καμπυλών είναι άμεση σε όλα τα προβλήματα υδρολογικού σχεδιασμού που αφορούν στην αντιπλημμυρική προστασία. Ουσιαστικά η χρήση τους συνίσταται στην πρόγνωση της έντασης βροχής i , για δεδομένη διάρκεια d , η οποία έχει σχέση με τα χαρακτηριστικά του υδατορεύματος ή αγωγού που μελετάται, και για δεδομένη περίοδο επαναφοράς T , που έχει σχέση με τη σημασία του έργου που μελετάται. Οι όμβριες καμπύλες αποτελούν τη βασική είσοδο σε μοντέλα μετασχηματισμού της βροχόπτωσης σε πλημμυρική απορροή, ξεκινώντας από την απλή ορθολογική μέθοδο και φτάνοντας σε πιο

σύνθετες μεθόδους, όπως αυτές του μοναδιαίου υδρογραφήματος, και των υδρολογικών και υδραυλικών μοντέλων διόδευσης.

Η όμβρια καμπύλη, δηλαδή η σχέση μεταξύ των μεταβλητών $i-d-T$, ασφαλώς, δεν είναι παγκόσμια, αλλά η μαθηματική της έκφραση αλλάζει από περιοχή σε περιοχή. Η μεθοδολογία κατάρτισής της είναι στατιστική· προϋπόθεση γι' αυτήν είναι να υπάρχουν διαθέσιμες στην περιοχή που ενδιαφέρει ιστορικές σειρές μέγιστων εντάσεων βροχής (από συμβατικό ή ψηφιακό βροχογράφο) για ένα σύνολο k διαρκειών d_j , $j = 1, \dots, k$, ξεκινώντας από την ελάχιστη διάρκεια που επιτρέπει η ευκρίνεια των παρατηρήσεων (π.χ. 5 min - 1 h) και φθάνοντας μέχρι τη μέγιστη διάρκεια βροχής που ενδιαφέρει στα τυπικά προβλήματα του μηχανικού (π.χ. 24 - 48 h). Στα εδάφια που ακολουθούν παραθέτουμε τις πιο κοινές μαθηματικές εκφράσεις όμβριων καμπυλών της βιβλιογραφίας, χωρίς όμως να αναφερθούμε στον τρόπο κατασκευής τους. Αναλυτικά, ο τρόπος κατασκευής της όμβριων καμπυλών από τη διαθέσιμη πλήρη χρονοσειρά εντάσεων βροχής, καθώς και αυστηρότερος ορισμός των μεγεθών i , d και T , δίνονται από τον Κουτσογιάννη (1996α, σσ. 245-293).

Σε πολλές χώρες το θέμα της κατάρτισης όμβριων καμπυλών έχει αντιμετωπιστεί μαζικά για εκτεταμένες γεωγραφικές περιοχές και κατασκευάστηκαν έτσι χάρτες που δίνουν έτοιμα στοιχεία για κάθε περιοχή, βάσει των οποίων μπορεί να καταρτιστούν εύκολα όμβριες καμπύλες σε οποιοδήποτε σημείο, χωρίς να απαιτείται να ανατρέξει κανείς στα πρωτογενή ιστορικά δεδομένα. Για παράδειγμα, στις ΗΠΑ έχουν κατασκευαστεί τέτοιοι χάρτες από το U. S. Weather Bureau (Hershfield, 1961a), οι οποίοι έχουν αναπαραχθεί σε πολλά υδρολογικά συγγράμματα (π.χ. Linsley et al., 1975, σ. 358· Viessman et al., 1989, σ. 337· Wanielista, 1990, σ. 59). Οι χάρτες αυτοί απεικονίζουν ισοϋέτιες καμπύλες μέγιστων υψών βροχής για διάφορες διάρκειες βροχής (30 min - 24 h) και διάφορες περιόδους επαναφοράς (1 - 100). Νεότεροι χάρτες για τις ΗΠΑ έχουν κατασκευαστεί από τη NOAA (Miller et al., 1973 για τις δυτικές ΗΠΑ· Frederick et al., 1977, για τις ανατολικές και κεντρικές ΗΠΑ) και έχουν αναδημοσιευτεί από τον Smith (1993). Για τη Μεγάλη Βρετανία και την Ιρλανδία ανάλογοι χάρτες έχουν κατασκευαστεί από το Institute of Hydrology (National Environmental Research Council, 1975) και έχουν αναδημοσιευτεί και σε διάφορα υδρολογικά συγγράμματα (π.χ. Wilson, 1990, σσ. 278-338). Σε αυτή την περίπτωση οι χάρτες δίνουν αφενός τη

βροχόπτωση 2 ημερών περιόδου επαναφοράς 5 ετών και αφετέρου το ποσοστό της βροχόπτωσης 1 ώρας περιόδου επαναφοράς 5 ετών προς την αντίστοιχη των 2 ημερών. Αλλά και σε άλλες χώρες, όπως για παράδειγμα τις Ινδίες, έχουν κατασκευαστεί ανάλογοι χάρτες που δίνουν τη μέγιστη βροχόπτωση 1 ώρας για δεδομένη περίοδο επαναφοράς, π.χ. 50 ετών (UNESCO, 1974b· βλ. και Subramanya, 1984, σ. 40). Στην Ελλάδα, αν και έχουν κατασκευαστεί όμβριες καμπύλες στα πλαίσια των μελετών αποχέτευσης ομβρίων πολλών πόλεων, δεν έχει γίνει ως τώρα συστηματοποίηση με ενιαία μεθοδολογία και απεικόνιση των καμπυλών σε μορφή χαρτών για το σύνολο της χώρας.

2.7.1 Τυπικές αναλυτικές εκφράσεις όμβριων καμπυλών

Στην απλούστερη περίπτωση, οι όμβριες καμπύλες εκφράζονται ως μια σειρά από απλές εξισώσεις, καθεμιά από τις οποίες αντιστοιχεί σε μια δεδομένη περίοδο επαναφοράς T . Σε αυτή την περίπτωση οι όμβριες καμπύλες $i = g'(d)$ εκφράζονται ως υπερβολικές συναρτήσεις της διάρκειας, σε μια από τις ακόλουθες διαδεδομένες μορφές

$$i = \frac{\omega}{(d + \theta)^\eta} \quad (2.40)$$

$$i = \frac{\omega}{d^\eta + \theta} \quad (2.41)$$

$$i = \frac{\omega}{d^\eta} \quad (2.42)$$

$$i = \frac{\omega}{d + \theta} \quad (2.43)$$

όπου ω , θ και η είναι παράμετροι που οι τιμές τους εξαρτώνται από την περίοδο επαναφοράς. Εμφανώς, η τρίτη και τέταρτη από τις παραπάνω εκφράσεις αποτελούν ειδικές περιπτώσεις της πρώτης ή της δεύτερης (για $\theta = 0$ και $\eta = 1$, αντίστοιχα).

Η πιο συνηθισμένη απ' αυτές τις εξισώσεις είναι η (2.42). Σε διάγραμμα με λογαριθμικούς άξονες η εξίσωση παριστάνεται ως ευθεία με κλίση η . Προσεκτική παρατήρηση δείχνει ότι η παράμετρος η θα πρέπει να είναι σταθερή και ανεξάρτητη της περιόδου επαναφοράς, οπότε οι

ευθείες που αντιστοιχούν σε διάφορες περιόδους επαναφοράς είναι παράλληλες. Διαφορετικά (αν οι ευθείες τέμνονταν) θα ήταν δυνατό για δεδομένη διάρκεια d και για δύο διαφορετικές περιόδους επαναφοράς να προκύψει η ίδια τιμή της έντασης βροχής i , οπότε δεν θα υπήρχε αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία έντασης και περιόδου επαναφοράς. Στις εκφράσεις (2.40) και (2.43) δεν είναι κατ' αρχήν απαραίτητο οι παράμετροι θ και η να έχουν σταθερές τιμές, ανεξάρτητες της περιόδου επαναφοράς (δεν προκύπτει για κάθε συνδυασμό παραμέτρων η παραπάνω άτοπη συνέπεια). Ωστόσο, και πάλι η υιοθέτηση σταθερών τιμών (ανεξάρτητων από την περίοδο επαναφοράς) για τις παραμέτρους αυτές διευκολύνει την ανάλυση και αποκλείει την πιθανότητα υιοθέτησης εσφαλμένου συνδυασμού παραμέτρων (δηλαδή, τέτοιου που να καταργεί την αμφιμονοσήμαντη αντιστοιχία έντασης και περιόδου επαναφοράς).

Καταλήγουμε λοιπόν στην απλουστευτική παραδοχή, σύμφωνα με την οποία μόνο ο αριθμητής ω στις εκφράσεις (2.40) - (2.43) επιτρέπεται να εξαρτάται από την περίοδο επαναφοράς T , οπότε οδηγούμαστε στην παρακάτω έκφραση όμβριων καμπυλών (βλ. και Koutsoyiannis, 1994· Koutsoyiannis et al., 1998)

$$i = \frac{a(T)}{b(d)} \quad (2.44)$$

όπου οι $a(T)$ και $b(d)$ είναι συναρτήσεις της περιόδου επαναφοράς και διάρκειας, αντίστοιχα. Σε αντιστοιχία με τις (2.40) - (2.43) η $b(d)$ παίρνει μια από τις ακόλουθες μορφές:

$$b(d) = (d + \theta)^n \quad b(d) = d^n + \theta \quad b(d) = d^n \quad b(d) = d + \theta \quad (2.45)$$

Κατά μία εμπειρική θεώρηση, η έκφραση της συνάρτησης $a(T)$ μπορεί να πάρει μια από τις ακόλουθες μορφές:

$$a(T) = \lambda T^\kappa \quad a(T) = \frac{1}{\lambda} (\psi + \ln T) \quad (2.46)$$

όπου κ , λ και ψ είναι αριθμητικές παράμετροι. Μια πιο συνεπής στατιστική θεώρηση, προσδιορίζει τη συνάρτηση $a(T)$ απευθείας από τη συνάρτηση κατανομής της μέγιστης έντασης βροχής. Έτσι, για συναρτήσεις κατανομής Pareto και Gumbel μεγίστων, οδηγούμαστε, αντίστοιχα, στις σχέσεις (Koutsoyiannis et al., 1998)

$$a(T) = \lambda (T^\kappa - \psi), \quad a(T) = \frac{1}{\lambda} \left\{ \psi - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] \right\} \quad (2.47)$$

Συνδυάζοντας την πρώτη από τις (2.45) με την πρώτη από τις (2.46), παίρνουμε τη συχνότερα χρησιμοποιούμενη ενιαία ημιεμπειρική έκφραση όμβριων καμπυλών

$$i = \frac{\lambda T^\kappa}{(d + \theta)^\eta} \quad (2.48)$$

Αντίστοιχα, συνδυάζοντας την πρώτη από τις (2.45) με τη (2.47), παίρνουμε τις συνεπέστερες γενικευμένες εκφράσεις όμβριων καμπυλών

$$i = \frac{\lambda (T^\kappa - \psi)}{(d + \theta)^\eta}, \quad i = \frac{1}{\lambda (d + \theta)^\eta} \left\{ \psi - \ln \left[-\ln \left(1 - \frac{1}{T} \right) \right] \right\} \quad (2.49)$$

Η (2.48) είναι απλούστερη στην κατασκευή και την εφαρμογή από τις (2.49), αλλά έχει πάντα περιορισμένο πεδίο μεταβολής του T (Κουτσογιάννης, 1996α, σ. 265). οι πολυπλοκότερες (2.49) ισχύουν για οποιαδήποτε τιμή του T (με την προϋπόθεση ότι η κατανομή Pareto ή Gumbel, αντίστοιχα, είναι κατάλληλη για τη μέγιστη ένταση βροχής του υπόψη σταθμού).

Εφαρμογή 2.7.1

Από τα δεδομένα του βροχομετρικών σταθμών Λόφου Νυμφών (περιοχή Αστεροσκοπείου) και Ελληνικού (περιοχή αεροδρομίου Αθήνας) έχει καταρτιστεί (Koutsoyiannis and Baloutsos, 1999) η ακόλουθη γενικευμένη έκφραση όμβριων καμπυλών

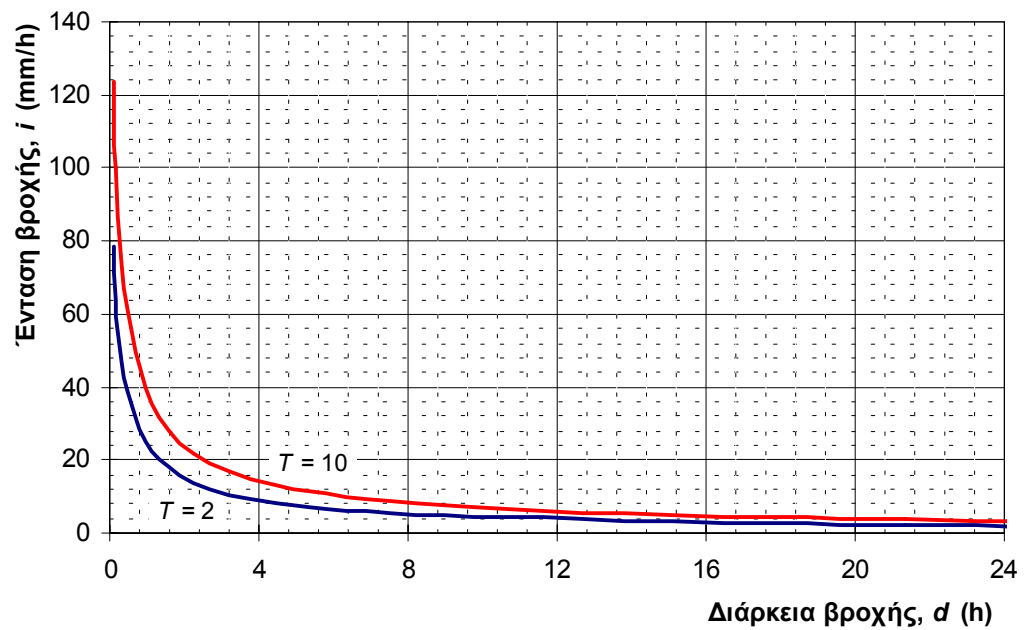
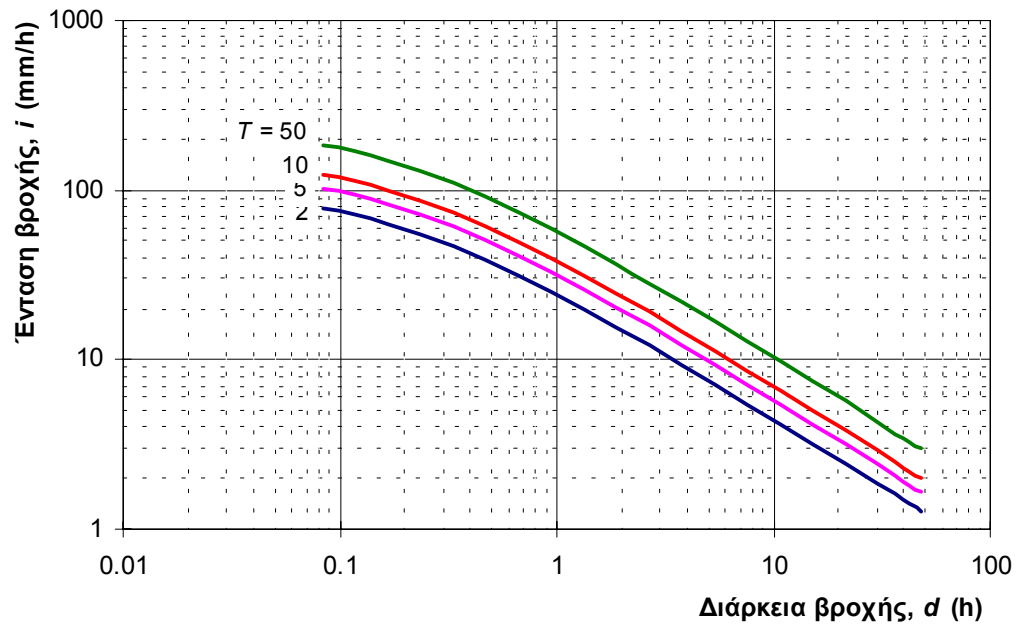
$$i = \frac{40.6 (T^{0.185} - 0.45)}{(d + 0.189)^{0.796}}$$

όπου η ένταση βροχής i εκφράζεται σε mm/h και η διάρκεια d σε h (βλ. και Σχ. 2.12). Ζητείται η ένταση βροχής σχεδιασμού ενός αγωγού ομβρίων που κατασκευάζεται στην περιοχή, αν η διάρκεια σχεδιασμού είναι 10 min* και η περίοδος επαναφοράς είναι 10 έτη†. Ακόμη, ζητεί-

* Σε μελέτες αντιπλημμυρικού σχεδιασμού, η διάρκεια σχεδιασμού, που εδώ είναι δεδομένη, καθορίζεται με βάση το χρόνο συγκέντρωσης του αγωγού.

† Η περίοδος επαναφοράς των 10 ετών είναι μια τυπική τιμή για αγωγούς ομβρίων.

ται η παροχή σχεδιασμού αν η λεκάνη απορροής του αγωγού έχει έκταση 20 ha, με δεδομένο ότι το 60% της βροχόπτωσης απορρέει.



Σχ. 2.12 Όμβριες καμπύλες του βροχομετρικού σταθμού του Ελληνικού (περιοχή αεροδρομίου Αθήνας): (α) σε λογαριθμικό διάγραμμα (β) σε κοινό γραμμικό διάγραμμα.

Για $d = 10 \text{ min} = 0.167 \text{ h}$ και $T = 10$, η ένταση σχεδιασμού θα είναι

$$i = \frac{40.6 (10^{0.185} - 0.45)}{(0.167 + 0.189)^{0.796}} = 99.9 \text{ mm/h}$$

Θεωρώντας συντελεστή απορροής $\psi = 0.60$, το μέρος της έντασης βροχής που μετατρέπεται σε απορροή (ωφέλιμη ένταση) είναι $\psi i = 0.6 \times 99.9 = 59.9 \text{ mm/h}$.

Με τις επιπλέον υποθέσεις ότι (α) η παραπάνω ωφέλιμη ένταση βροχής είναι ομοιόμορφη στο χρόνο και το χώρο και (β) ο χρόνος των 10 min είναι αρκετός ώστε να αποκατασταθεί ροή στο σύνολο της λεκάνης απορροής του αγωγού, η εξίσωση συνέχειας για τον όγκο αναφοράς που ορίζεται από τη λεκάνη γράφεται

$$Q = \psi i A$$

Η τελευταία απλή εξίσωση αποτελεί τη βάση της ορθολογικής μεθόδου, που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση πλημμυρικής παροχής. Μετα παραπάνω δεδομένα η παροχή σχεδιασμού είναι

$$Q = (59.9 \times 10^{-3} \text{ m} / 3600 \text{ s}) \times (20 \times 10^4) \text{ m}^2 = 3.33 \text{ m}^3/\text{s}.$$

2.7.2 Επιφανειακή αναγωγή όμβριων καμπυλών

Οι όμβριες καμπύλες που καταρτίζονται με τα δεδομένα ενός βροχογράφου αναφέρονται σε σημειακή ένταση βροχής· το ίδιο συμβαίνει και με τις όμβριες καμπύλες που καταρτίζονται με βάση την κωδικοποιημένη πληροφορία που αποτυπώνεται σε χάρτες, για όποιες περιοχές υπάρχουν τέτοιοι χάρτες. Στην υδρολογική εφαρμογή, ωστόσο, χρειάζονται πάντα οι επιφανειακά μέσες εντάσεις για τη λεκάνη απορροής που μελετάται και όχι οι σημειακές εντάσεις. Κατά συνέπεια είναι απαραίτητη μια μεθοδολογία για την αναγωγή των σημειακών σε επιφανειακές εντάσεις βροχής.

Μια άμεση μέθοδος για την αντιμετώπιση αυτού του προβλήματος είναι η κατασκευή όμβριων καμπυλών με βάση ιστορικά δεδομένα επιφανειακών εντάσεων βροχής. Αντί, δηλαδή, να χρησιμοποιήσουμε τα δεδομένα εντάσεων, όπως έχουν καταγραφεί σε ένα βροχογράφο, ολοκληρώνουμε την πληροφορία από πολλούς ταυτόχρονα βροχογράφους, υπολογίζοντας τις επιφανειακά μέσες εντάσεις για το σύνολο της λεκάνης· αυτό γίνεται με κάποια από τις μεθόδους που αναλύθηκαν στην ενότητα 2.6. Ωστόσο, η μέθοδος αυτή έχει σοβαρά μειονεκτήματα. Το δίκτυο των βροχογράφων είναι συνήθως αραιό, πολύ αραιότερο από το δίκτυο των βροχομέτρων, και έτσι σπάνια διατίθεται αριθμός βροχογράφων επαρκής για την εξαγωγή επιφανειακών εντάσεων βροχής. Αλλά

ακόμη και όταν αυτό συμβαίνει, πάλι η εξαγωγή επιφανειακών εντάσεων βροχής είναι προβληματική, εξαιτίας του κακού συγχρονισμού των ωρολογιακών μηχανισμών των βροχογράφων· οι ωρολογιακοί μηχανισμοί είναι συνήθως παλιάς τεχνολογίας (μηχανικοί) και όχι ιδιαίτερα ακριβείς στην αποτύπωση του χρόνου.

Έτσι, στις περισσότερες περιπτώσεις ακολουθείται μια άλλη πρακτική: Οι όμβριες καμπύλες καταρτίζονται σε σημειακή βάση και στη συνέχεια η σημειακή ένταση που υπολογίζεται απ' αυτές ανάγεται κατάλληλα ώστε να αντιπροσωπεύει την επιφανειακή ένταση. Η αναγωγή γίνεται με πολλαπλασιασμό επί τον *συντελεστή επιφανειακής αναγωγής* (areal reduction factor)*. Ο συντελεστής αυτός έχει τις ακόλουθες, εμπειρικά διαπιστωμένες, ιδιότητες:

1. Είναι πάντα μικρότερος από 1: όταν καταγράφεται μέγιστη ένταση στη θέση του βροχογραφικού σταθμού, είναι απίθανο την ίδια στιγμή να καταγράφεται μέγιστη ένταση σε όλη την υπόψη επιφάνεια.
2. Είναι φθίνουσα συνάρτηση της έκτασης: η αύξηση της έκτασης της επιφάνειας συνεπάγεται τη μείωση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής.
3. Είναι αύξουσα συνάρτηση της διάρκειας: η αύξηση της διάρκειας βροχής συνοδεύεται από αύξηση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής.
4. Εξαρτάται σε κάποιο βαθμό από την περίοδο επαναφοράς και φαίνεται ότι η αύξηση της περιόδου επαναφοράς οδηγεί σε ασθενή μείωση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής (Bacchi and Ranzì, 1996· βλ. και Smith, 1993, σ 3.32)· 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 (Hershfield, 1961a· Miller et al., 1973· βλ. και Dingman, 1994, σ. 151· Viessman et al. 1989, σ. 382) όσο και στη Μεγάλη Βρετανία (National Environmental

* Ο συντελεστής είναι γνωστός στην ελληνική τεχνική ορολογία και ως (επιφανειακός) μειωτικός συντελεστής καθώς και ως συντελεστής ομοιομόρφισης.

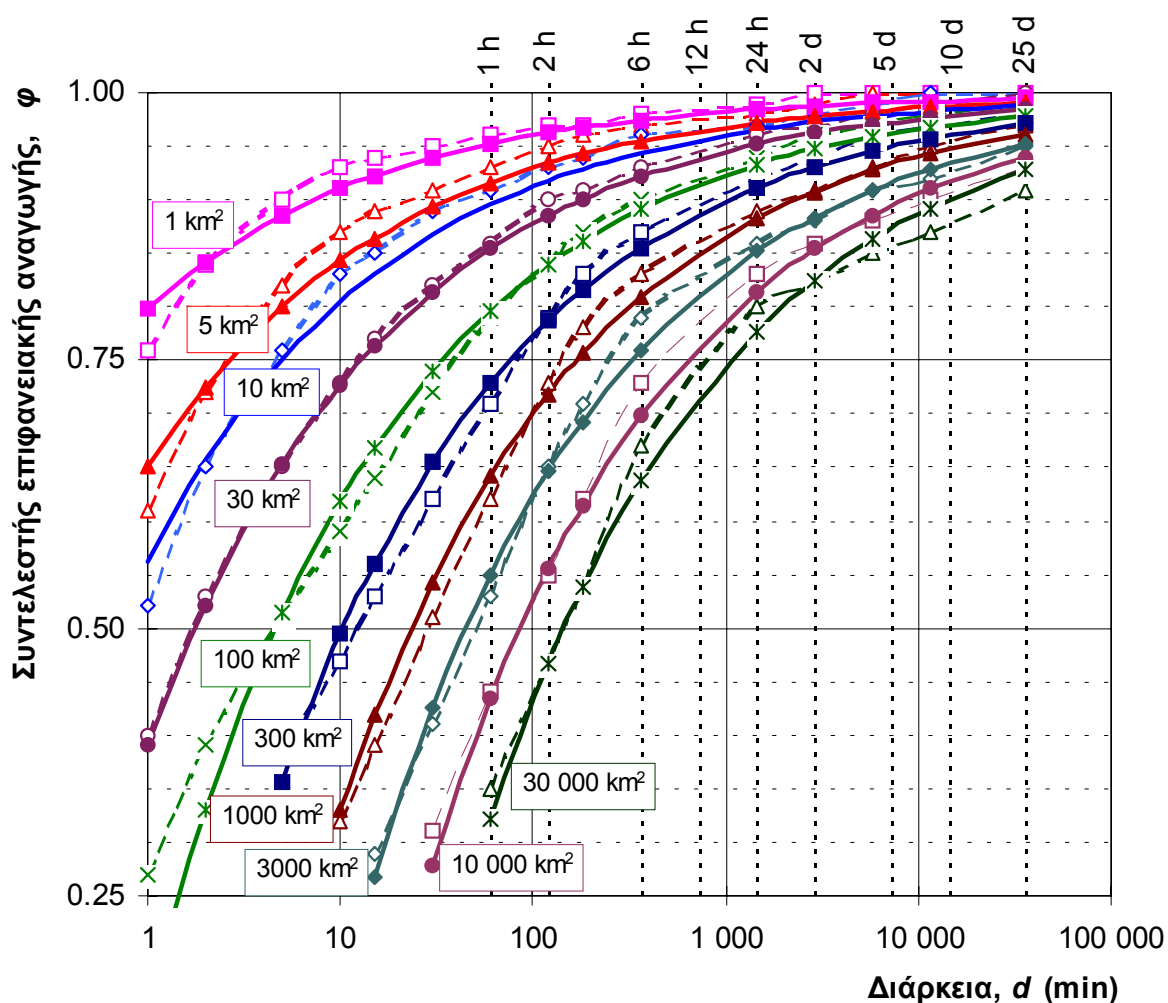
Research Council, 1975· βλ. και Wilson, 1990, σ. 30· Shaw, 1994, σσ. 220-221). Τα αποτελέσματα των διερευνήσεων δίνονται υπό μορφή διαγραμμάτων ή πινάκων. Στα πινακοποιημένα αποτελέσματα του National Environmental Research Council (1975), τα οποία είναι και τα πληρέστερα σε ό,τι αφορά στο εύρος μεταβολής της διάρκειας (1 min - 25 ημέρες) και της έκτασης (1 - 30 000 km²) προσαρμόστηκε (Κουτσογιάννης, 1997β) η ακόλουθη αναλυτική έκφραση

$$\varphi = 1 - \frac{0.048 A^{0.36 - 0.01 \ln A}}{d^{0.35}} \geq 0.25 \quad (2.50)$$

όπου φ ο συντελεστής επιφανειακής αναγωγής (αδιάστατος αριθμός), A η έκταση σε km² και d η διάρκεια βροχής σε h. Γραφική απεικόνιση της (2.50), σε σύγκριση και με τις πινακοποιημένες τιμές του National Environmental Research Council (1975), δίνεται στο Σχ. 2.13. Αναπαραγωγή του διαγράμματος που έχει κατασκευαστεί για τις δυτικές ΗΠΑ από το U.S. Weather Bureau (1960· βλ. και World Meteorological Organization, 1986, σ. 103), σε σύγκριση και με την εξίσωση (2.50), δίνεται στο Σχ. 2.14. Παρατηρούμε ότι οι διαφορές των καμπυλών που έχουν εξαχθεί για τις ΗΠΑ και για τη Μεγάλη Βρετανία είναι μεν εμφανείς αλλά όχι ιδιαίτερα σημαντικές.

Στην Ελλάδα δεν έχει γίνει ως τώρα καμιά αντίστοιχη συστηματική μελέτη για την εξαγωγή καμπυλών μεταβολής του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής. Βεβαίως τέτοια μελέτη θεωρείται απαραίτητη για να μπορούν να εκτιμώνται με αντικειμενικό τρόπο οι τιμές του συντελεστή αυτού στις συνθήκες της χώρας μας. Εν όψει αυτής της έλλειψης, μέχρι να κατορθωθεί η σύνταξη κατάλληλων καμπυλών για την Ελλάδα,* μπορεί να χρησιμοποιούνται για τις τρέχουσες ανάγκες καμπύλες που έχουν εξαχθεί σε άλλες περιοχές, όπως οι καμπύλες της Μεγάλης Βρετανίας, είτε στην αρχική τους έκφραση, είτε στη μορφή της (2.50).

* Αυτό προϋποθέτει βελτίωση της υποδομής της χώρας, τόσο ως προς τις μετρητικές εγκαταστάσεις και τις συνθήκες λειτουργίας τους, όσο και στην οργάνωση των αρμόδιων υδρολογικών υπηρεσιών. Σήμερα, η γενική εικόνα των βροχογραφικών δεδομένων της χώρας, τόσο ως προς την πληρότητα και την ακρίβεια των υψών βροχής όσο και ως προς το συγχρονισμό των ενδείξεων χρόνου, δεν επιτρέπει την εξαγωγή αξιόπιστων αποτελεσμάτων (ιδίως για μικρές διάρκειες).

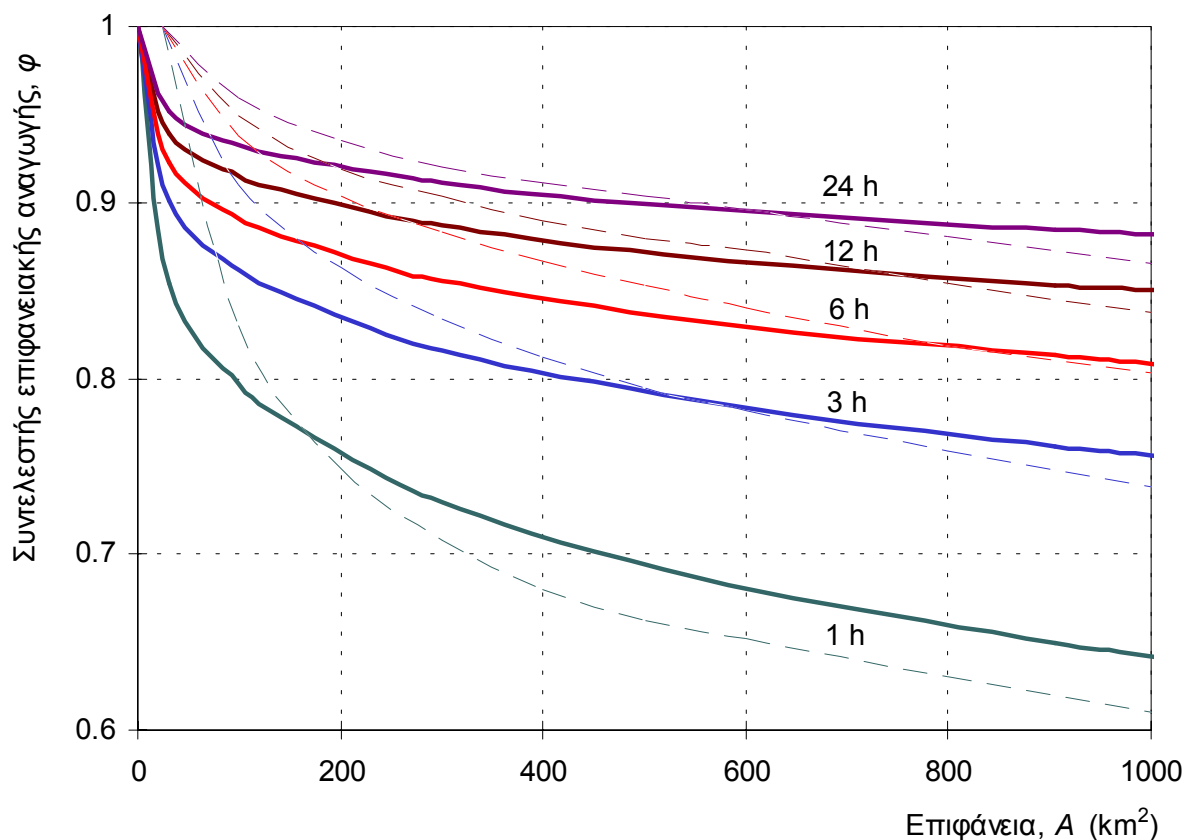


Σχ. 2.13 Μεταβολή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής συναρτήσει της έκτασης και της διάρκειας βροχής, σύμφωνα με την εξίσωση (2.50) (συνεχείς γραμμές), σε σύγκριση και με τις πινακοποιημένες τιμές του National Environmental Research Council (1975) (διακεκομμένες γραμμές).

Αυτό μπορεί να θεωρηθεί σε ένα βαθμό επιτρεπτό, δεδομένου ότι οι τιμές του συντελεστή αναγωγής για δεδομένη έκταση και διάρκεια έχουν αρκετά μικρή γεωγραφική μεταβλητότητα* σε σχέση με την πολύ μεγαλύτερη μεταβλητότητα των όμβριων καμπυλών. Πάντως για μελέτες σοβαρών έργων είναι απαραίτητο τουλάχιστον να επιβεβαιώνονται με βάση τοπικά δεδομένα οι τιμές που χρησιμοποιούνται. Ειδικότερα, για

* Οι Collier and Hardaker (1996) σημειώνουν ότι η έρευνα σε έντονα διαφορετικές περιοχές της Μεγάλης Βρετανίας έδειξε ότι η μεταβολή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής με την έκταση και τη διάρκεια είναι η ίδια παντού. Το συμπέρασμα αυτό επιβεβαιώνει και η σύγκριση των καμπυλών για τις ΗΠΑ και τη Μεγάλη Βρετανία στο Σχ. 2.14.

μεγάλες διάρκειες, π.χ. 24 ή 48 ωρών, θα πρέπει να εξετάζεται και η άμεση μέθοδος που αναφέρθηκε στην αρχή του εδαφίου.



Σχ. 2.14 Μεταβολή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής συναρτήσει της έκτασης και της διάρκειας βροχής για τις ΗΠΑ, σύμφωνα με U.S. Weather Bureau (1960) (διακεκομμένες γραμμές), σε σύγκριση με την εξίσωση (2.50) που προέκυψε από καμπύλες της Μεγάλης Βρετανίας (συνεχείς γραμμές).

Εφαρμογή 2.7.2

Να επανεξεταστεί η Εφαρμογή 2.7.1 με χρήση του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής με βάση την εξίσωση (2.50).

Για $d = 10 \text{ min} = 0.167 \text{ h}$ και $A = 20 \text{ ha} = 20 \times 10^4 \text{ m}^2 = 0.2 \text{ km}^2$, ο συντελεστής επιφανειακής αναγωγής προκύπτει*

$$\varphi = 1 - \frac{0.048 \times 0.2^{0.36 - 0.01 \ln 0.2}}{0.167^{0.35}} = 0.951.$$

* Κανονικά, η (2.50) δεν είναι εφαρμόσιμη, γιατί η έκταση είναι μικρότερη από το κάτω όριο του 1 km^2 . Ωστόσο, για ενδεικτικούς λόγους έχει ενδιαφέρον η εφαρμογή της.

Έτσι, η επιφανειακή ένταση βροχής θα είναι $i = 0.951 \times 99.9 = 95.0$ mm/h και η αντίστοιχη παροχή ομβρίων $Q = 0.951 \times 3.33 = 3.17$ m³/s. Η μείωση είναι πολύ μικρή (< 5%) λόγω της μικρής έκτασης της λεκάνης απορροής. Για το λόγο αυτό οι τυπικοί αγωγοί ομβρίων στην πράξη υπολογίζονται με τη σημειακή ένταση βροχής, χωρίς την εφαρμογή του συντελεστή επιφανειακής αναγωγής. Αξίζει να αναφερθεί ότι σύμφωνα με το διάγραμμα των δυτικών ΗΠΑ (Σχ. 2.14) για εκτάσεις μικρότερες των 25 km² ο συντελεστής φ θεωρείται ίσος με 1.

2.8 Πιθανή μέγιστη κατακρήμνιση

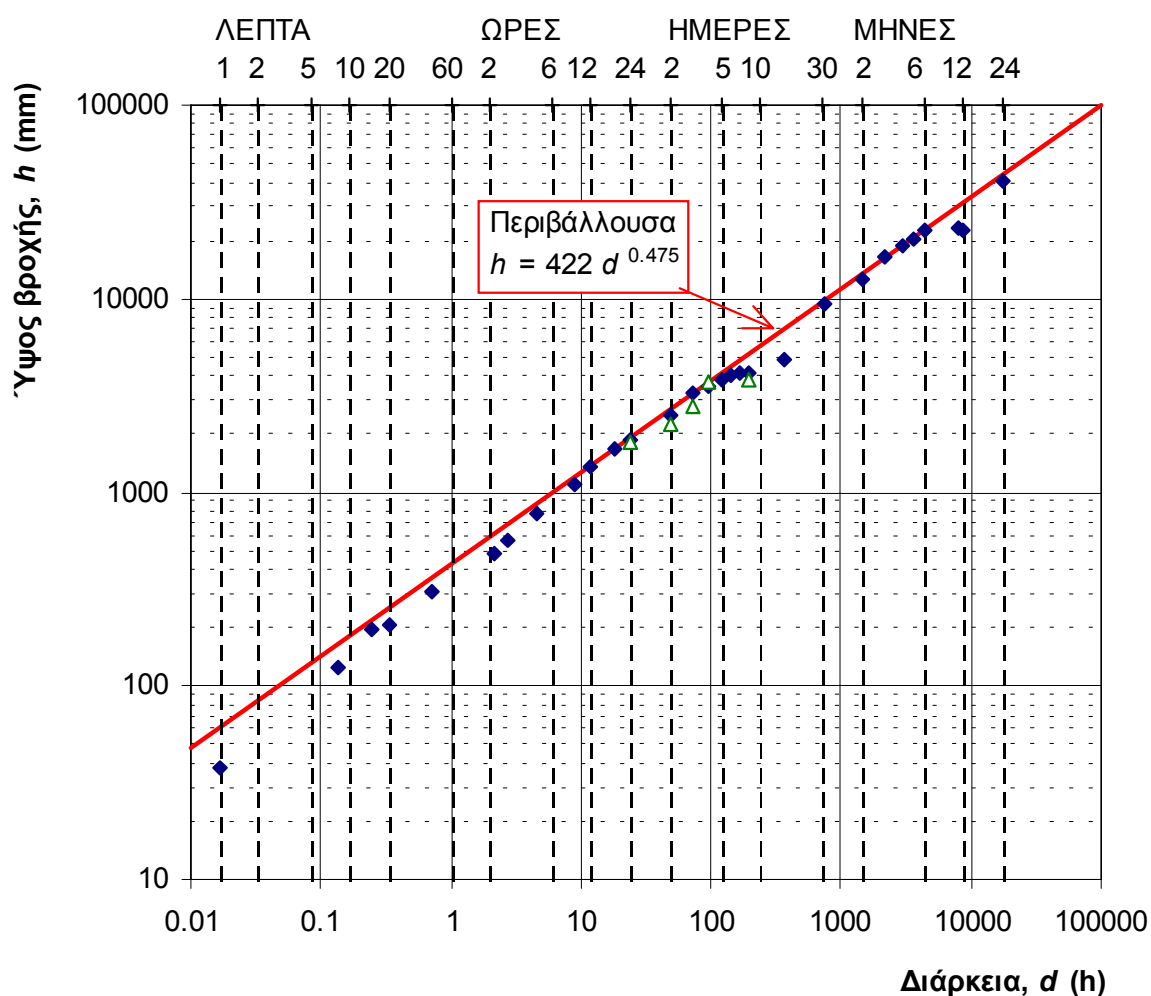
Η εφαρμογή των όμβριων καμπυλών για μια καθορισμένη περίοδο επαναφοράς, η οποία προσδιορίζει και το επίπεδο ασφάλειας έναντι καταστροφής από πλημμύρα, αποτελεί την κοινότερη μεθοδολογία σχεδιασμού των αντιπλημμυρικών έργων. Εξ ορισμού, η πλημμύρα σχεδιασμού που προκύπτει από την μεθοδολογία αυτή είναι συνυφασμένη με μια πιθανότητα αστοχίας, η οποία μικραίνει όταν μεγαλώνει η περίοδος επαναφοράς σχεδιασμού, χωρίς όμως ποτέ να μηδενίζεται.

Σε αντίθεση με την παραπάνω λογική, η ανάγκη σχεδιασμού υδραυλικών έργων με πλήρη ασφάλεια έναντι καταστροφής από πλημμύρα οδήγησε τους υδρολόγους στην αναζήτηση της μέγιστης δυνατής “εισόδου” σε ένα πλημμυρικό φαινόμενο, δηλαδή της *πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης* (ΠΜΚ· διεθνώς probable maximum precipitation – PMP)*. Αυτή ορίζεται ως “θεωρητικά, το μέγιστο ύψος κατακρημνισμάτων για δεδομένη διάρκεια, το οποίο είναι φυσικώς δυνατό πάνω από μια περιοχή δεδομένης έκτασης, σε δεδομένη γεωγραφική θέση και εποχή του έτους” (World Meteorological Organization, 1986). Η πλημμύρα που προκαλείται από την πιθανή μέγιστη κατακρήμνιση, η οποία αποτελεί και το τελικό ζητούμενο στις μελέτες σχεδιασμού υδραυλικών έργων, είναι

* Παλιότερα (πριν τη δεκαετία του 1950) χρησιμοποιούνταν ο όρος *μέγιστη δυνατή κατακρήμνιση* (maximum possible precipitation, MPP· World Meteorological Organization, 1986). Ο νεότερος όρος (*πιθανή μέγιστη αντί μέγιστη δυνατή*) είναι πιο ελαστικός και αποδίδει καλύτερα την αβεβαιότητα που υπάρχει γύρω από την ύπαρξη αλλά και τη δυνατότητα εκτίμησης ενός ανώτατου ορίου στο ύψος των κατακρημνισμάτων.

γνωστή ως πιθανή μέγιστη πλημμύρα (ΠΜΠ· διεθνώς probable maximum flood – PMF).

Έτσι λοιπόν, η λογική της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης και πλημμύρας θέτει ένα ανώτατο όριο στα μεγέθη κατακρημνισμάτων και πλημμυρών. Αυτό φαίνεται κατ' αρχήν εύλογο, και έχει τεκμηριωθεί από μελέτες των μέγιστων βροχοπτώσεων που έχουν παρατηρηθεί ποτέ στον πλανήτη. Έτσι, στο Σχ. 2.15 απεικονίζονται τα απολύτως μέγιστα ύψη βροχής που έχουν καταγραφεί σε διάφορα σημεία της υδρογείου, συναρτήσει της διάρκειας (με βάση στοιχεία των Linsley et al., 1975, σ. 89).



Σχ. 2.15 Απολύτως μέγιστα ύψη βροχής που έχουν καταγραφεί σε διάφορα σημεία της υδρογείου, συναρτήσει της διάρκειας, με βάση στοιχεία των Linsley et al. (1975, σ. 89) (ρόμβοι), και νεότερα στοιχεία του World Meteorological Organization (1986) (τρίγωνα).

Όλα αυτά τα ακραία ύψη βροχής που έχουν καταγραφεί βρίσκονται κάτω από μία περιβάλλουσα καμπύλη, η οποία έχει εξίσωση

$$h = 422 d^{0.475} \quad (2.51)$$

όπου h το ύψος βροχής σε mm και d η διάρκεια βροχής σε h. Ωστόσο, παρόλη τη σημαντική πληροφορία που εμπεριέχει το συγκεκριμένο διάγραμμα και η αντίστοιχη περιβάλλουσα, στην πραγματικότητα δεν μπορεί να στηρίξει ούτε την εκτίμηση της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης, αφού σε συγκεκριμένες περιοχές του πλανήτη οι μέγιστες βροχοπτώσεις είναι πολύ μικρότερες από τα παγκόσμια μέγιστα*, αλλά ούτε και τη λογική της.

Όπως εύστοχα παρατηρεί ο Dingman (1994, σ. 141) αναφερόμενος στην πιο πάνω περιβάλλουσα, “οι τιμές που έχουν απεικονιστεί είναι μόνο εκείνες που έχουν παρατηρηθεί ιστορικά στο απειροελάχιστο κλάσμα της γήινης επιφάνειας που καλύπτεται από βροχόμετρα, και μεγαλύτερες ποσότητες πρέπει να έχουν πέσει σε θέσεις χωρίς βροχόμετρα σε διαφορετικούς χρόνους και τόπους.† Και λογικά μπορούμε πάντα να φανταστούμε ότι μερικά παραπάνω μόρια νερού θα μπορούσαν να είχαν πέσει πάνω από οποιοδήποτε όριο.”

Βεβαίως, οι παρατηρήσεις αφορούν στην ουσία την όλη λογική της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης. Με το ίδιο πνεύμα, ο Benson (1973) παρατηρεί ότι “η φύση δεν υπόκειται σε όρια” και έτσι “σε ορισμένες περιπτώσεις, πραγματοποιήθηκε υπέρβαση της τιμής της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης ή πλημμύρας, λίγο χρόνο μετά, ή και πριν τη δημοσίευσή της”. Ο ίδιος παρατηρεί ότι η μέθοδος έχει επικρατήσει “όχι για την πραγματική της αξία, αλλά γιατί δίνει μια λύση, η οποία απομακρύνει την υπευθυνότητα στη λήψη σπουδαίων αποφάσεων, όπως είναι ο βαθμός του κινδύνου ή της προστασίας”. Εξ άλλου, η Shaw (1994, σ. 235) εξηγεί ότι: “η ιδέα της ΠΜΚ, στην οποία καμία περίοδος επαναφοράς δεν μπορεί να αποδοθεί, είναι ελκυστική στο μηχανικό που είναι υπεύθυνος για το σχεδιασμό ενός φράγματος, το οποίο ποτέ δεν πρέπει να πέσει ή να υπερπηδηθεί από την πλημμυρική ροή”. Έτσι, στις ΗΠΑ

* Για παράδειγμα, στις Βρετανικές Νήσους, η αντίστοιχη περιβάλλουσα των ακραίων καταγραμμένων βροχοπτώσεων έχει εξίσωση $h = 106 d^{0.46}$ (Wilson, 1990, σ. 16), η οποία δίνει τιμές περίπου 4-5 φορές μικρότερες τιμές από αυτές της εξίσωσης (2.51).

† Συμπληρώνουμε ότι η περίοδος που καλύπτουν οι ακραίες καταγραμμένες μετρήσεις ελαφρώς υπερβαίνει τον ένα αιώνα, που αποτελεί απειροελάχιστο κλάσμα της ιστορίας της Γης.

χρησιμοποιείται υποχρεωτικά η PMP για την εκτίμηση πλημμυρών σε φράγματα υψηλότερα των 20 m. Έχουν μάλιστα συνταχθεί και χάρτες για τις τιμές της PMP ορισμένης διάρκειας (Schreiner and Reidel, 1978· βλ. και Dingman, 1994, σσ. 142-144). Τελευταία αυτή η πρακτική τείνει να επικρατήσει και στον ευρωπαϊκό χώρο, και ειδικότερα στην Ελλάδα, παρόλο που παλιότερα τα περισσότερα φράγματα σχεδιάζονταν με πιθανοτική προσέγγιση.

Η ιδέα της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης, της ύπαρξης, δηλαδή, ανώτατου ορίου στις φυσικές δυνατότητες κατακρήμνισης, είναι λοιπόν αντιφατική και αμφισβητήσιμη. Σε αντίθεση, η πιθανοτική προσέγγιση είναι συνεπής και πιο ειλικρινής: δέχεται ότι σε κάθε τιμή της βροχής ή της πλημμύρας αντιστοιχεί μια περίοδος επαναφοράς, και επομένως μια διακινδύνευση, χωρίς να υπάρχει απόλυτη ασφάλεια· έτσι, στην τιμή που προκύπτει από την ΠΜΚ η πιθανοτική μέθοδος αποδίδει μια περίοδο επαναφοράς, που είναι βέβαια εξαιρετικά μεγάλη (π.χ. της τάξης των δεκάδων ή εκατοντάδων χιλιάδων ετών). Παρόλο που μπορεί να διαφωνεί κανείς με τη λογική και τη θεμελίωση της ΠΜΚ, είναι γεγονός ότι η εφαρμογή της οδηγεί σε τιμές της βροχής σχεδιασμού πιο μεγάλες από αυτές που εξάγονται από την πιθανοτική προσέγγιση για τις τυπικές τιμές της περιόδου επαναφοράς των μεγάλων έργων (π.χ. 1000 χρόνια) και άρα μεγαλύτερη ασφάλεια στις κατασκευές. Βεβαίως, τα ίδια αποτελέσματα θα μπορούσαν να προκύψουν και από την πιθανοτική μέθοδο χρησιμοποιώντας ακόμη μεγαλύτερες περιόδους επαναφοράς.

Θα πρέπει να τονίσουμε ότι οι εκτιμήσεις της ΠΜΚ δεν είναι μονοσήμαντες, αλλά εξαρτώνται σαφώς από τη μεθοδολογία που ακολουθείται και τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται. Υπάρχουν διάφορες τεχνικές εκτίμησης της ΠΜΚ οι οποίες διαφέρουν και ως προς τη θεωρητική τους βάση, αλλά και ως προς τις εκτιμήσεις που δίνουν. Ο Wiesner (1970) απαριθμεί τις ακόλουθες:

1. χρήση αριθμητικών μοντέλων καταίγδας·
2. μεγιστοποίηση και μετατόπιση πραγματικών καταιγίδων·
3. χρήση γενικευμένων δεδομένων μεγιστοποιημένου ύψους, διάρκειας και επιφάνειας από καταιγίδες·
4. χρήση εμπειρικών τύπων που καταρτίστηκαν είτε με βάση δεδομένα μέγιστου ύψους, διάρκειας και επιφάνειας, είτε θεωρητικά·

5. χρήση εμπειρικών σχέσεων μεταξύ μεταβλητών σε συγκεκριμένες περιοχές·
6. στατιστική ανάλυση των ακραίων βροχοπτώσεων.

Μια πρόσφατη συνοπτική επισκόπηση των τεχνικών αυτών γίνεται από τους Collier and Hardaker (1996). Οι περισσότερες βασίζονται σε αρκετά προχωρημένες τεχνικές υδρομετεωρολογίας και ξεφεύγουν από το στόχο αυτού του κειμένου. Ειδικότερα, οι τρεις πρώτες μέθοδοι χρησιμοποιούν την έννοια του *κατακρημνίσιμου νερού* (βλ. εδάφιο 2.1.1) και της *αποδοτικότητας καταιγίδας*, η οποία ορίζεται ως ο λόγος (κατά κανόνα > 1) του μέγιστου παρατηρημένου ύψους βροχής προς το κατακρημνίσιμο νερό.

Εδώ θα περιοριστούμε στην παράθεση της απλούστερης μεθόδου στατιστικής ανάλυσης των ακραίων βροχοπτώσεων (μέθοδος 6· Hershfield, 1961b, 1965· World Meteorological Organization, 1986). Σύμφωνα με τη μέθοδο αυτή, η σημειακή εκτίμηση h_m της ΠΜΚ προκύπτει άμεσα από τη μέση τιμή \bar{h} και την τυπική απόκλιση s_H του δείγματος μέγιστων ετήσιων βροχοπτώσεων, κατά τρόπο ανάλογο των εκτιμήσεων πιθανοτικού χαρακτήρα, δηλαδή με εφαρμογή του τύπου

$$h_m = \bar{h} + k_m s_H \quad (2.52)$$

όπου k_m αδιάστατος συντελεστής που έχει εκτιμηθεί με βάση στατιστική ανάλυση πολλών δειγμάτων βροχής. Ειδικότερα, από την ανάλυση των 24ωρων μέγιστων ετήσιων υψών βροχής από περίπου 2600 σταθμούς, το 90% των οποίων βρίσκεται στις ΗΠΑ, προέκυψε ότι η μέγιστη παρατηρημένη τιμή του k_m ήταν 15. Αργότερα, διαπιστώθηκε ότι η τιμή του k_m συναρτάται με το μέσο ύψος \bar{h} και, ειδικότερα, σε βροχερές περιοχές (με μεγάλη τιμή του \bar{h}) η τιμή του k_m είναι μικρότερη και σε ξηρές μεγαλύτερη, με απόλυτο μέγιστο την τιμή 20. Έτσι, κατασκευάστηκε νομογράφημα που δίνει το k_m συναρτήσει του \bar{h} και της διάρκειας βροχής d . Το νομογράφημα αυτό μπορεί να περιγραφεί προσεγγιστικά από την εξίσωση (Κουτσογιάννης, 1997β)

$$k_m = 20 - 8.6 \ln \left(\frac{\bar{h}}{130} + 1 \right) \left(\frac{24}{d} \right)^{0.4} \quad (\bar{h} \text{ σε mm, } d \text{ σε h}) \quad (2.53)$$

Η εκτίμηση της ΠΜΚ που προκύπτει από τις εξισώσεις (2.52) και (2.53) αναφέρεται στη σημειακή βροχόπτωση. Η αναγωγή της σε επιφανειακή βάση γίνεται με τη μέθοδο που περιγράφηκε στο εδάφιο 2.7.2. Αναλυτικότερη παρουσίαση των βημάτων υπολογισμού της ΠΜΚ τόσο με τη στατιστική μέθοδο, όσο και με άλλες μεθόδους δίνεται στο σχετικό εγχειρίδιο του World Meteorological Organization (1986). Εξ άλλου, έχει αποδειχτεί (Koutsoyiannis, 1999) ότι η όλη μεθοδολογία του Hershfield για τη στατιστική εκτίμηση της ΠΜΚ, μπορεί να αναδιατυπωθεί με συνεπέστερο, καθαρά πιθανοτικό τρόπο, χωρίς καν να χρειάζεται η υιοθέτηση της έννοιας της ΠΜΚ ως ανώτατου φυσικού ορίου της κατακρήμνισης.

Εφαρμογή 2.8

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 2.7.1, να εκτιμηθεί για λόγους σύγκρισης η ένταση της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης από τα δεδομένα του βροχομετρικού σταθμού του Ελληνικού για διάρκεια 10 min (= 0.167 h). Τα στατιστικά χαρακτηριστικά του δείγματος μέγιστων ετήσιων υψών βροχής για αυτή τη διάρκεια είναι $\bar{h} = 9.73 \text{ mm}$ και $s_H = 3.39 \text{ mm}$ (Κουτσογιάννης, 1996α, σ. 256).

Η (2.53) δίνει

$$k_m = 20 - 8.6 \times \ln(9.73 / 130 + 1) (24 / 0.167)^{0.4} = 15.47$$

και κατά συνέπεια από τη (2.52) το ύψος της 10λεπτης πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης προκύπτει

$$h_m = 9.73 + 15.47 \times 3.39 = 62.2 \text{ mm}$$

ενώ η αντίστοιχη ένταση βροχής είναι

$$i_m = 62.2 / 0.167 = 372.3 \text{ mm/h.}$$

Η τιμή αυτή είναι σχεδόν τετραπλάσια από την αντίστοιχη ένταση περιόδου επαναφοράς 10 ετών που υπολογίστηκε στην Εφαρμογή 2.7.1. Αν χρειαστεί να αποδώσουμε μια περίοδο επαναφοράς στην ένταση i_m , τότε με βάση την όμβρια καμπύλη της Εφαρμογής 2.7.1 έχουμε

$$372.3 = \frac{40.6 (T^{0.185} - 0.45)}{(0.167 + 0.189)^{0.796}}$$

απ' όπου προκύπτει $T = 3\,315$ χρόνια.

Αν χρησιμοποιούσαμε, για σύγκριση και μόνο, την παγκόσμια περιβάλλουσα των μέγιστων βροχοπτώσεων (εξίσωση (2.51)) θα βρίσκαμε

$$h = 422 \times 0.167^{0.475} = 180.3 \text{ mm}$$

και

$$i = 180.3 / 0.167 = 1079.9 \text{ mm/h}$$

δηλαδή τιμή υπερδεκαπλάσια από την αντίστοιχη ένταση περιόδου επαναφοράς 10 ετών και σχεδόν τριπλάσια της πιθανής μέγιστης κατακρήμνισης που υπολογίστηκε με τη στατιστική μέθοδο.