

---

---

## Κεφάλαιο 3 Εξάτμιση και διαπνοή

---

---

Όπως είδαμε στο κεφάλαιο 1, ένα σημαντικό ποσοστό των κατακρημνισμάτων που πέφτουν στο χερσαίο τμήμα της Γης, πάνω από 60%, χάνεται με τους μηχανισμούς της εξάτμισης και διαπνοής. Το μεγάλο αυτό ποσοστό των *υδρολογικών απωλειών* εξηγεί την ιδιαίτερη σημασία των αντίστοιχων φυσικών διεργασιών στο υδατικό ισοζύγιο και, ειδικότερα, στην υδατική οικονομία μιας περιοχής. Βέβαια, το ποσοστό αυτό δεν είναι σταθερό, αλλά μεταβάλλεται έντονα, τόσο γεωγραφικά όσο και χρονικά. Έτσι, σε ένα συγκεκριμένο τόπο και χρόνο, οι υδρολογικές απώλειες, δεν μπορούν μέχρι σήμερα να εκτιμηθούν άμεσα με ικανοποιητική ακρίβεια (όπως θα δείχτει και στο κεφάλαιο αυτό), παρόλο που θα ήταν ιδιαίτερα επιθυμητό λόγω της πρωτεύουσας σημασίας τους στο σχεδιασμό των διαφόρων έργων υδατικής οικονομίας. Πράγματι, η ακριβής εκτίμηση των συνολικών απωλειών από εξάτμιση και διαπνοή θα επέτρεπε τον έμμεσο αλλά ακριβή υπολογισμό του διαθέσιμου υδατικού δυναμικού, δηλαδή της συνολικής απορροής, σε οποιαδήποτε σχετικά μεγάλη χρονική κλίμακα (υπερετήσια, ετήσια ή εποχιακή), δεδομένου ότι για τα ατμοσφαιρικά κατακρημνίσματα υπάρχουν συνήθως αρκετά δεδομένα που επιτρέπουν την ακριβή εκτίμησή τους.

Εκτός από τις μελέτες εκτίμησης των υδατικών πόρων μιας περιοχής, η εξάτμιση και η διαπνοή ενδιαφέρουν τον μηχανικό και σε αρκετές άλλες περιπτώσεις. Η εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών των καλλιεργειών βασίζεται ουσιαστικά στην εκτίμηση της διαπνοής. Δεδομένου ότι η αρδευτική χρήση του νερού τόσο στην Ελλάδα, όσο και στις περισσότερες χώρες, παίρνει τη μερίδα του λέοντος, σε σχέση με τις άλλες κατα-

ναλωτικές χρήσεις νερού, γίνεται φανερή η σημασία της ακριβούς εκτίμησης της διαπνοής στις μελέτες διαχείρισης υδατικών πόρων, καθώς και στις μελέτες κατασκευής και λειτουργίας εγγειοβελτιωτικών έργων. Εξ άλλου, η ακριβής εκτίμηση της εξάτμισης είναι απαραίτητη στην περίπτωση μελετών ταμιευτήρων και φυσικών λιμνών. Ακόμη, η εκτίμηση της εξάτμισης και διαπνοής απαιτείται και σε πολλές άλλες μελέτες που σχετίζονται είτε με το περιβάλλον (π.χ. υδροβιότοποι, δάση) είτε με ειδικά έργα (π.χ. αλυκές).

### 3.1 Εισαγωγικές έννοιες - ορισμοί

Ο όρος *εξάτμιση* (evaporation) χρησιμοποιείται στην υδρολογία για να περιγράψει, τόσο φαινομενολογικά, όσο και ποσοτικά, τη μετατροπή του νερού από την υγρή\* στην αέρια φάση (υδρατμοί). Ο φυσικός ρυθμός εξάτμισης καθορίζεται από τρεις θεμελιώδεις παράγοντες: (α) τη φυσική διαθεσιμότητα (παρουσία) του νερού σε υγρή φάση, (β) τη διαθεσιμότητα ενέργειας στην επιφάνεια του νερού για την πραγματοποίηση της εξάτμισης και (γ) την ευκολία με την οποία διαχέονται οι υδρατμοί στην ατμόσφαιρα.

Η μετατροπή του νερού σε υδρατμούς που πραγματοποιείται στους πόρους της χλωρίδας, και ιδίως των φυλλωμάτων των φυτών, είναι γνωστή ως *διαπνοή* (transpiration). Το νερό των φυτών απορροφάται από το έδαφος μέσω των ριζών και, μέσω του αγγειακού συστήματος, οδηγείται στους πόρους των φυλλωμάτων, γνωστούς ως *στόματα*, απ' όπου διαπνέεται. Η διαπνοή είναι ζωτικής σημασίας λειτουργία για τα φυτά, τόσο για το βασικό ρόλο της στην κυκλοφορία του αγγειακού συστήματος και τη μεταφορά θρεπτικών συστατικών, όσο και για το ρόλο της στη φωτοσύνθεση: το νερό που διαπνέεται αποτελεί αναπόφευκτο υποπροϊόν της φωτοσύνθεσης (Oke, 1987, σ. 113). Η βασική διαφορά της διαπνοής από την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες ή βρεγμένο έδαφος, έγκειται στο

---

\* Ορισμένοι υδρολόγοι, όπως ο Dingman (1994, σ. 256) συγκαταλέγουν στην εξάτμιση και τη μετατροπή από τη στερεή στην αέρια φάση, που κανονικά περιγράφεται από τον όρο *εξάχνωση* (sublimation). Πάντως, η ποσότητα της εξάχνωσης για τα εύκρατα κλίματα είναι αμελητέα και έτσι το θέμα δεν έχει πρακτικό ενδιαφέρον.

γεγονός ότι τα κύτταρα των φυτών ελέγχουν το ρυθμό της διαπνοής, μέσω της ρύθμισης των ανοιγμάτων των στομάτων. Έτσι, τα ανοίγματα μικραίνουν όταν λιγοστεύει η διαθεσιμότητα νερού στο φυτό και κλείνουν τη νύχτα, οπότε διακόπτεται η λειτουργία της φωτοσύνθεσης. Κατά τα άλλα η διαπνοή είναι φυσική (όχι μεταβολική) διεργασία που διέπεται από τους ίδιους φυσικούς νόμους της εξάτμισης, ή αλλιώς, είναι μια μορφή εξάτμισης. Για το λόγο αυτό παρακάτω χρησιμοποιείται ενιαίος τρόπος συμβολισμού (με τα σύμβολα  $E$  ή  $E'$  για την έκφραση σε μονάδες ύψους ή μάζας ανά επιφάνεια, αντίστοιχα· βλ. εδάφιο 3.2.3) στην ποσοτική περιγραφή τόσο της εξάτμισης όσο και της διαπνοής.

Το σύνολο των πραγματικών απωλειών νερού από την εξάτμιση εδαφών και από τη διαπνοή της χλωρίδας αποδίδεται μαζικά με τον όρο *εξατμοδιαπνοή* (ή εξατμισοδιαπνοή, διεθνώς *evapotranspiration*).<sup>\*</sup> Από τα παραπάνω γίνεται φανερό ότι η εξατμοδιαπνοή από εδαφικές επιφάνειες, φυτοκαλυμμένες ή όχι, εξαρτάται από τη διαθεσιμότητα νερού στο έδαφος (και κατά συνέπεια και στους ιστούς των φυτών), ενώ δεν συμβαίνει το ίδιο με την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες (π.χ. λίμνες, όπου προφανώς η διαθεσιμότητα νερού είναι δεδομένη και δεν αποτελεί περιοριστικό παράγοντα). Η ποσότητα της εξατμοδιαπνοής που πραγματοποιείται από εδαφικές επιφάνειες, πλήρως και ομοιόμορφα καλυμμένες από αναπτυσσόμενη χλωρίδα, κάτω από συνθήκες απεριόριστης διαθεσιμότητας νερού (σε αντιστοιχία, δηλαδή, με την εξάτμιση υδάτινων επιφανειών), ονομάζεται *δυναμική εξατμοδιαπνοή* (*potential evapotranspiration*: Brutsaert, 1982, σ. 214).<sup>†</sup> Προφανώς η *πραγματική εξατμοδιαπνοή* είναι πάντα μικρότερη ή το πολύ ίση με τη δυναμική εξατμοδιαπνοή.<sup>‡</sup>

---

\* Ορισμένοι υδρολόγοι, όπως ο Shuttleworth (1993), αποφεύγουν τη χρήση του όρου εξατμοδιαπνοή, γενικεύοντας τη χρήση του όρου *εξάτμιση* στον οποίο συγκαταλέγουν και τη διαπνοή των φυτών.

† Παλιότερα στα ελληνικά χρησιμοποιούνταν ο όρος *δυναμική εξατμισοδιαπνοή*. ωστόσο, ο όρος *δυναμική* είναι σαφέστερος και αποδίδει καλύτερα τον αγγλικό όρο *potential*.

‡ Η διάκριση πραγματικής και δυναμικής εξατμοδιαπνοής και κυρίως η έννοια της δυναμικής εξατμοδιαπνοής έχει γίνει αντικείμενο κριτικής από πολλούς υδρολόγους (βλ. π.χ. Brutsaert, 1982, σ. 214· Ward and Robinson, 1990, σ. 94· Dingman, 1994, σ. 292) ενώ από ορισμένους προτείνεται ως προτιμότερος ο όρος *δυναμική εξάτμιση*. Πράγματι, οι δυναμικές συνθήκες απεριόριστης διαθεσι-

Η εξατμοδιαπνοή, δυνητική ή πραγματική, εξαρτάται από το είδος της φυτοκάλυψης και τα χαρακτηριστικά της (ύψος, φύλλωμα, στάδιο ανάπτυξης, κ.ά.) Για λόγους τυποποίησης των υπολογισμών έχει εισαχθεί η έννοια της *εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς* (reference crop evapotranspiration)\*, η οποία ορίζεται κατ' αρχήν ως η εξατμοδιαπνοή από μια ιδεατή εκτεταμένη επιφάνεια καλυμμένη πλήρως από ομοιόμορφη χαμηλού ύψους χλόη που σκιάζει πλήρως το έδαφος και βρίσκεται σε συνθήκες ενεργού ανάπτυξης χωρίς έλλειψη νερού. Πιο κάτω (εδάφιο 3.4.4) θα δούμε ότι η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς μπορεί να οριστεί με πιο αυστηρό τρόπο. Η εξατμοδιαπνοή από κάθε άλλη μορφή βλάστησης να μπορεί να προκύψει με καθορισμένο τρόπο, όπως θα δούμε παρακάτω, από αυτή της καλλιέργειας αναφοράς. Από τον ορισμό προκύπτει ότι η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς αντιστοιχεί σε συνθήκες δυνητικής εξατμοδιαπνοής.

## 3.2 Φυσικό πλαίσιο

### 3.2.1 Ιδιότητες του ατμοσφαιρικού αέρα, του νερού και των υδρατμών

Στην ανάλυση της φυσικής διεργασίας της εξάτμισης, η οποία εξελίσσεται στη διεπιφάνεια μεταξύ νερού και ατμόσφαιρας, ενδιαφέρουν οι ιδιότητες τόσο του ατμοσφαιρικού αέρα όσο και του νερού και των υδρατμών. Οι ιδιότητες του νερού έχουν περιγραφεί λεπτομερώς στην ενότητα 1.5. Ορισμένες απ' αυτές, καθώς και οι βασικές ιδιότητες του ατμοσφαιρικού αέρα και των υδρατμών που ενδιαφέρουν στην ποσοτική εκτίμηση της εξάτμισης, δίνονται με συνοπτικό τρόπο στον Πίν. 3.1.

---

μότητας νερού αλλάζουν δομικά τις γενικότερες περιβαλλοντικές, ατμοσφαιρικές, μετεωρολογικές και βιολογικές συνθήκες της περιοχής, σε σχέση με τις πραγματικές συνθήκες. Η δυνητική εξατμοδιαπνοή υπολογίζεται με βάση παραμέτρους που έχουν παρατηρηθεί κάτω από τις πραγματικές συνθήκες περιορισμένης διαθεσιμότητας νερού· οι παράμετροι αυτές θα ήταν διαφορετικές, άγνωστο πόσο, κάτω από συνθήκες απεριόριστης διαθεσιμότητας νερού (π.χ. θα άλλαζε η βλάστηση, η θερμοκρασία, η ατμοσφαιρική υγρασία κ.ά.). Παρά τις εύλογες επιφυλάξεις, η έννοια της δυνητικής εξατμοδιαπνοής που έχει εισαχθεί από τον κλιματολόγο Thornthwaite το 1948, εξακολουθεί να χρησιμοποιείται ευρύτατα μέχρι σήμερα στην υδρολογία, μετεωρολογία και κλιματολογία.

\* Ο Shuttleworth (1993, σ. 4.2) χρησιμοποιεί τον όρο *εξάτμιση της καλλιέργειας αναφοράς*.

**Πίν. 3.1** Ιδιότητες και χαρακτηριστικά μεγέθη του ατμοσφαιρικού αέρα και των υδρατμών.

Μέγεθος	Σύμβολο - Μονάδες	Τύπος υπολογισμού	Τυπική τιμή
Λόγος μοριακών βαρών νερού και ξηρού αέρα	$\varepsilon$ , αδιάστατος		0.622
Ειδική θερμότητα αέρα (για σταθερή πίεση)	$c_p$ , kJ/kg/K	$c_p = c_{pd} (1 + 0.92 r)$ όπου $r$ ο λόγος ανάμιξης και $c_{pd} = 1.004$ kJ/kg/K η ειδική θερμότητα του ξηρού αέρα.	1.013 kJ/kg/K
Ατμοσφαιρική πίεση	$p$ , hPa	Τυπική μεταβολή (πρότυπη ατμόσφαιρα):  $p = 1013.25 \times$ $(1 - 2.256 \times 10^{-5} z)^{5.256}$ όπου $z$ το υψόμετρο σε m.	1013 hPa (για $z = 0$ )
Πυκνότητα αέρα (με βάση την καταστατική εξίσωση)	$\rho_a$ , kg/m <sup>3</sup>	$\rho_a = 0.348 p / (T + 273)$ όπου $p$ η ατμοσφαιρική πίεση σε hPa και $T$ η θερμοκρασία του αέρα σε °C.	1.2 kg/m <sup>3</sup>
Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης	$\lambda$ , kJ/kg	$\lambda = 2501 - 2.361 T_s$ όπου $T_s$ η θερμοκρασία στην επιφάνεια του νερού σε °C	2460 kJ/kg
Ψυχομετρικός συντελεστής	$\gamma$ , hPa/K	$\gamma = \frac{c_p p}{\varepsilon \lambda}$	0.67 hPa/K
Πίεση κορεσμού υδρατμών	$e_*$ , hPa	$e_* = 6.11 \exp\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right)$ όπου $T$ η θερμοκρασία του αέρα σε °C	
Κλίση καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών	$\Delta$ , hPa/K	$\Delta = \frac{4098 e_*}{(T + 237.3)^2}$ όπου $T$ η θερμοκρασία του αέρα σε °C	

Ειδικότερα, η ειδική θερμότητα του αέρα  $c_p$  λαμβάνεται γενικά ως σταθερή και γι' αυτό στον Πίν. 3.1 δίνεται η τυπική τιμή της. Για την ατμοσφαιρική πίεση  $p$ , την πυκνότητα του αέρα  $\rho_a$ , τη λανθάνουσα θερμότητα της εξάτμισης  $\lambda$  (μέγεθος που έχει οριστεί στην ενότητα 1.5), και τον *ψυχομετρικό συντελεστή\**  $\gamma$  (μέγεθος που ορίζεται στον Πίν. 3.1 και διευκρινίζεται στο εδάφιο 3.2.5) δίνονται οι νόμοι μεταβολής τους. Ωστόσο, σε πολλές περιπτώσεις τα μεγέθη αυτά, επειδή η επίδραση της μεταβολής τους στους υπολογισμούς της εξάτμισης είναι πολύ μικρή, θεωρούνται σταθερά· γι' αυτό στον Πίν. 3.1 δίνονται και οι τυπικές τιμές τους που χρησιμοποιούνται στους υπολογισμούς, σε περιπτώσεις που δεν απαιτείται η μέγιστη δυνατή ακρίβεια.

Ακόμη, ο Πίν. 3.1 περιλαμβάνει την πίεση κορεσμού υδρατμών  $e_*$ , η οποία, όπως είδαμε στο εδάφιο 2.1.1, είναι συνάρτηση της θερμοκρασίας του αέρα  $T$  (εξίσωση (2.4)). Στους υπολογισμούς της εξάτμισης υπεισέρχεται συχνά και το μέγεθος  $\Delta(T) = de_*(T) / dT$ , δηλαδή η κλίση της καμπύλης της πίεσης κορεσμού υδρατμών. Στον Πίν. 3.1 δίνεται μια εύχρηστη προσεγγιστική εξίσωση υπολογισμού του  $\Delta$ , η οποία προκύπτει από παραγωγή της εξίσωσης (2.4).

Υπενθυμίζεται ότι η πραγματική πίεση υδρατμών  $e$ , σύμφωνα με τη σχέση (2.4), είναι

$$e = U e^* \quad (3.1)$$

όπου  $U$  η σχετική υγρασία του ατμοσφαιρικού αέρα, που, όπως και η θερμοκρασία, αποτελεί μια χαρακτηριστική μετεωρολογική μεταβλητή.

### 3.2.2 Η ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα

Η φυσική διεργασία της εξάτμισης τροφοδοτείται ενεργειακά από την ηλιακή ακτινοβολία. Όπως είδαμε στο εδάφιο 1.6.4, η ενεργειακή διαφορά της ηλιακής ακτινοβολίας (μικρού μήκους κύματος) και της γήινης υπέρυθρης (μεγάλου μήκους κύματος) ακτινοβολίας παρέχει τη λανθάνουσα θερμότητα που χρειάζεται για την εξάτμιση του νερού, ενώ ένα

---

\* Σύμφωνα με τον World Meteorological Organization (1983, σ. 5.7) ο όρος *ψυχομετρικός συντελεστής* (psychrometric coefficient) είναι προτιμότερος από τον παλιότερο όρο *ψυχομετρική σταθερά* (psychrometric constant) που ήταν λανθασμένος.

άλλο μέρος αυτής της διαφοράς αποδίδεται ως αισθητή θερμότητα μέσω των μηχανισμών αγωγής και κατακόρυφης μεταφοράς. Στους υπολογισμούς της εξάτμισης ενδιαφέρει άμεσα η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης και έμμεσα η ενέργεια που προσλαμβάνεται από τον ήλιο, καθώς και η καθαρή ενέργεια που εγκαταλείπει την επιφάνεια της γης.

Η ενέργεια που προσλαμβάνεται από τον ήλιο εξαρτάται από τη ροή ηλιακής ενέργειας  $S_0$  στο όριο της ατμόσφαιρας σε οριζόντιο (δηλαδή παράλληλο με την επιφάνεια της γης) επίπεδο. Προφανώς η ροή  $S_0$  σε ημερήσια βάση είναι ένα αστρονομικό μέγεθος που εξαρτάται από την ημέρα που ενδιαφέρει και το γεωγραφικό πλάτος του τόπου. Οι αστρονομικοί τύποι που απαιτούνται για τον υπολογισμό της  $S_0$  κωδικοποιούνται στον Πίν. 3.2. Με βάση αυτούς έχουν εξαχθεί και δίνονται στον Πίν. 3.3 οι μέσες μηνιαίες τιμές της εξωγήινης ηλιακής ακτινοβολίας  $S_0$  σε  $\text{kJ/m}^2/\text{d}$  για γεωγραφικά πλάτη από  $36^\circ$  μέχρι  $46^\circ$  στο Βόρειο Ημισφαίριο. Σημειώνεται ότι οι υπολογισμοί με βάση τους τύπους του Πίν. 3.2 γίνονται σε ημερήσια βάση, εισάγοντας τον κατάλληλο αριθμό ημέρας  $J$  (1 την 1η Ιανουαρίου, 365 την 31η Δεκεμβρίου). Έτσι, για τον υπολογισμό των τιμών του Πίν. 3.3 έχουν εξαχθεί οι μέσοι όροι των ημερών κάθε μήνα. Πρακτικώς, στο ίδιο αποτέλεσμα καταλήγουμε αν κάνουμε τον υπολογισμό με βάση τους τύπους του Πίν. 3.2 για μία αντιπροσωπευτική ημέρα κάθε μήνα (περίπου στα μέσα του μήνα). Οι αντιπροσωπευτικές μέρες των μηνών και οι αντίστοιχοι αριθμοί  $J$  δίνονται στον Πίν. 3.5.

Η καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων  $S_n$ , η οποία φτάνει στο έδαφος, αφού διασχίσει την ατμόσφαιρα, και παραμένει σ' αυτό μετά την ανάκλαση εξαρτάται από δύο ακόμη παράγοντες: το βαθμό ηλιοφάνειας και το βαθμό ανακλαστικότητας του εδάφους. Ο βαθμός ηλιοφάνειας ποσοτικά αποδίδεται από τη σχετική ηλιοφάνεια  $n/N$ , όπου  $n$  ο πραγματικός αριθμός ωρών ηλιοφάνειας κατά την περίοδο που εξετάζεται (ημέρα, μήνα κτλ.) και  $N$  ο θεωρητικός αριθμός ωρών από την ανατολή μέχρι τη δύση του ηλίου. Η μεταβλητή  $n$  είναι μια χαρακτηριστική μετεωρολογική μεταβλητή που επηρεάζεται από την παρουσία ή όχι νεφών, ενώ η μεταβλητή  $N$  είναι ένα αστρονομικό μέγεθος που ο τύπος υπολογισμού του δίνεται στον Πίν. 3.2. Τέλος, ο βαθμός ανακλαστικότητας του εδάφους αποδίδεται ποσοτικά από τη λευκαύγεια (albedo), χαρακτηριστικές τιμές της οποίας δίνονται στον Πίν. 3.6.

**Πίν. 3.2** Αστρονομικά μεγέθη που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς εξάτμισης.

Μέγεθος	Σύμβολο μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Αριθμός ημέρας	$J$ , αδιά- στατος	1 την 1η Ιανουαρίου, 365 την 31η Δεκεμβρίου	
Ηλιακή απόκλιση	$\delta$ , rad	Το γεωγραφικό πλάτος, όπου οι ακτίνες πέφτουν κάθετα το μεσημέρι	$\delta = -0.409 \times$ $\cos \left( \frac{2\pi}{365} J + 0.16 \right)^\dagger$  (Ισχύει $ \delta  \leq 0.409 \text{ rad} =$ $23.4^\circ$ )
Γωνία ώρας δύσης ηλίου	$\omega_s$ , rad	Αν πολλαπλασιαστεί επί 12/π δίνει την ώρα δύσης μετά το μεσημέρι	$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta)$ , όπου $\varphi$ το γεωγραφικό πλάτος σε rad (για $ \varphi  >$ $1.161 \text{ rad} = 66.5^\circ$ , δεν ορί- ζεται – δεν δύει ο ήλιος)
Αστρονο- μική διάρ- κεια ημέρας	$N$ , h	Ο αριθμός των ωρών από την ανατολή μέχρι τη δύση του ηλίου	$N = (24 / \pi) \omega_s$
Ηλιακή σταθερά	$I_s$ , kW/m <sup>2</sup>	Η κάθετη ροή ηλιακής ενέργειας στο όριο της ατμόσφαιρας, για τη μέ- ση απόσταση γης-ηλίου	$I_s = 1.367 \text{ kW/m}^2$
Εκκεντρό- τητα	$d_r$ , αδιά- στατη	Το τετράγωνο του λόγου της μέσης απόστασης γης-ηλίου προς την απόσταση τη μέρα $J$	$d_r = 1 + 0.034 \times$ $\cos \left( \frac{2\pi}{365} J - 0.05 \right)^\dagger$
Εξωγήινη ηλιακή ακτινοβο- λία	$S_0$ , kJ/m <sup>2</sup> /d	Η ημερήσια ροή ηλιακής ενέργειας στο όριο της ατμόσφαιρας σε οριζόντιο επίπεδο	$S_0 = \frac{I_s t_d d_r}{\pi} (\omega_s \sin \varphi \sin \delta$ $+ \sin \omega_s \cos \varphi \cos \delta)$ όπου $t_d = 86\,400 \text{ s}$ (η μέση διάρκεια ημέρας)

<sup>†</sup> Η εξίσωση είναι προσεγγιστική· για ακριβέστερη βλ. Iqbal (1983) και Dingman (1994, σσ. 529-535).



**Πίν. 3.3** Μέσες μηνιαίες τιμές της εξωγήινης ηλιακής ακτινοβολίας  $S_0$  σε  $\text{kJ/m}^2/\text{d}$  για γεωγραφικά πλάτη ( $\varphi$ )  $36^\circ - 46^\circ$  στο Βόρειο Ημισφαίριο.

$\varphi$ ( $^\circ$ )	36	38	40	42	44	46
Ιαν	17 604	16 383	15 156	13 926	12 696	11 470
Φεβ	22 349	21 230	20 092	18 935	17 762	16 575
Μαρ	28 967	28 100	27 198	26 265	25 300	24 305
Απρ	35 447	34 964	34 441	33 878	33 278	32 641
Μαϊ	39 820	39 711	39 564	39 380	39 161	38 908
Ιουν	41 571	41 658	41 711	41 730	41 718	41 677
Ιουλ	40 725	40 731	40 701	40 637	40 539	40 410
Αυγ	37 255	36 942	36 590	36 199	35 771	35 306
Σεπ	31 510	30 800	30 053	29 271	28 453	27 601
Οκτ	24 651	23 624	22 571	21 494	20 395	19 274
Νοε	18 879	17 689	16 488	15 279	14 065	12 849
Δεκ	16 230	14 993	13 755	12 519	11 289	10 069

**Πίν. 3.4** Μέσες μηνιαίες τιμές της αστρονομικής διάρκειας ημέρας  $N$  σε  $h$  για γεωγραφικά πλάτη ( $\varphi$ )  $36^\circ - 46^\circ$  στο Βόρειο Ημισφαίριο.

$\varphi$ ( $^\circ$ )	36	38	40	42	44	46	$\varphi$ ( $^\circ$ )	36	38	40	42	44	46
Ιαν	9.8	9.7	9.5	9.3	9.1	8.9	Ιουλ	14.2	14.4	14.5	14.7	14.9	15.2
Φεβ	10.6	10.5	10.4	10.3	10.2	10.1	Αυγ	13.4	13.5	13.6	13.7	13.8	13.9
Μαρ	11.7	11.7	11.7	11.7	11.6	11.6	Σεπ	12.2	12.2	12.3	12.3	12.3	12.3
Απρ	12.9	13.0	13.0	13.1	13.2	13.3	Οκτ	11.1	11.0	10.9	10.8	10.7	10.7
Μαϊ	13.9	14.0	14.2	14.4	14.5	14.7	Νοε	10.1	9.9	9.8	9.6	9.4	9.2
Ιουν	14.4	14.6	14.8	15.0	15.2	15.5	Δεκ	9.6	9.4	9.2	9.0	8.8	8.5

**Πίν. 3.5** Αντιπροσωπευτικές ημέρες κάθε μήνα για τον υπολογισμό της μέσης μηνιαίας διάρκειας ημέρας και της μέσης μηνιαίας ηλιακής ακτινοβολίας, για γεωγραφικά πλάτη όχι μεγαλύτερα των  $60^\circ$  (Βόρεια και Νότια).

Μήνας	Ημέρα	Αριθμός ημέρας ( $J$ )	Μήνας	Ημέρα	Αριθμός ημέρας ( $J$ )
Ιανουάριος	18	18	Ιούλιος	18	199
Φεβρουάριος	15	46	Αύγουστος	17	229
Μάρτιος	16	75	Σεπτέμβριος	16	259
Απρίλιος	15	105	Οκτώβριος	16	289
Μάιος	15	135	Νοέμβριος	14	318
Ιούνιος	11	162	Δεκέμβριος	11	345

**Πίν. 3.6** Μεγέθη που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς της ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων.

Μέγεθος	Σύμβολο- μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία	$S_0$ , kJ/m <sup>2</sup> /d	βλ. Πίν. 3.2	βλ. Πίν. 3.2
Λευκαύγεια (albedo)	$\alpha$ , αδιάστατη	Λόγος της ανακλώμενης προς την προσπίπτουσα ακτινοβολία	Νερό <sup>1,3</sup> 0.04-0.10 τυπική τιμή 0.08 Έδαφος <sup>1,2</sup> 0.10-0.25 Έρημος <sup>1</sup> 0.20-0.35 Κωνοφόρο δάσος <sup>2</sup> 0.11-0.16 Δενδρώδεις καλλιέργειες <sup>2</sup> 0.15-0.20 Λοιπές καλλιέργειες <sup>2</sup> 0.20-0.26 τυπ. τιμή για Ελλάδα <sup>4</sup> 0.25 Παλιό χιόνι <sup>1</sup> 0.35-0.65 Φρέσκο χιόνι <sup>1</sup> 0.80-0.90
Συντελεστής απορρόφησης της ατμόσφαιρας (Prescott)	$f_s$ αδιάστατος	Λόγος της ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος (με νεφοσκεπή ή όχι ουρανό) προς την εξωγήινη ακτινοβολία	$f_s = a_s + b_s n/N$ όπου $n/N$ η σχετική ηλιοφάνεια, ενώ $a_s = 0.25$ , $b_s = 0.50$ (τυπικές τιμές <sup>1,2,4</sup> )
Καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων	$S_n$ , kJ/m <sup>2</sup> /d	Ακτινοβολία που παραμένει στο έδαφος μετά την ανάκλαση	$S_n = (1 - \alpha) f_s S_0$

Παραπομπές: <sup>1</sup> Brutsaert (1982)· <sup>2</sup> Shuttleworth (1993)· <sup>3</sup> Dingman (1994)·  
<sup>4</sup> Υπουργείο Γεωργίας (1992).

**Πίν. 3.7** Μεγέθη που υπεισέρχονται στους υπολογισμούς της καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων.

Μέγεθος	Σύμβολο- μονάδες	Επεξήγηση	Τύπος υπολογισμού
Σταθερά Stefan- Boltzmann	$\sigma,$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2\text{K}^4\text{d}}$	Σταθερά του νόμου θερμικής εκπομπής μελανού σώματος.	$\sigma = 4.9 \times 10^{-6} \text{ kJ}/(\text{m}^2\text{K}^4\text{d})$ $= 5.6697 \times 10^{-11} \text{ kW}/(\text{m}^2\text{K}^4)$
Καθαρή ικανότητα εκπομπής	$\varepsilon_n,$ αδιά- στατη	Συντελεστής του νό- μου θερμικής εκπομ- πής μη μελανού σώματος. Εδώ αναφέρεται στη δια- φορά της θερμικής ακτινοβολίας που εκ- πέμπεται μείον αυτή που επιστρέφει.	Τύπος του Brunt: <sup>†</sup> $\varepsilon_n = a_e - b_e \sqrt{e}$ όπου $e$ η τάση ατμών σε hPa. Συντελεστές $a_e$ και $b_e$ : κατά Penman <sup>1</sup> $a_e = 0.56,$ $b_e = 0.08$ · κατά Doorenbos and Pruitt <sup>2, 4, 6</sup> $a_e = 0.34,$ $b_e = 0.044.$
Συντελε- στής επίδρασης της νέφωσης	$f_L,$ αδιά- στατος	Παίρνει υπόψη το γεγονός ότι η παρουσία νέφωσης μειώνει την καθαρή θερμική ακτινοβολία που διαφεύγει.	$f_L = a_L + b_L n/N$ όπου $n/N$ η σχετική ηλιοφάνεια και τυπικά (κατά Penman) <sup>1, 2, 3, 4, 6</sup> $a_L = 0.1$ και $b_L = 0.9.$
Καθαρή ακτινο- βολία μακρών κυμάτων	$L_n,$ $\text{kJ}/\text{m}^2/\text{d}$	Καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων που διαφεύγει από το έδαφος.	$L_n = \varepsilon_n f_L \sigma (T_a + 273)^4$ όπου $T_a$ η θερμοκρασία σε °C ( $T_a + 273$ η απόλυτη θερμοκρασία σε K)

<sup>†</sup> Εδώ έχει μετατραπεί ο τύπος του Brunt, που κανονικά αναφέρεται στην ακτινοβολία που επιστρέφει, σε τρόπο ώστε να αναφέρεται στην καθαρή ακτινοβολία που διαφεύγει (βλ. ένθετο εδάφιο πιο κάτω).

Παραπομπές: <sup>1</sup> Penman (1948)· <sup>2</sup> Doorenbos and Pruitt (1977)· <sup>3</sup> Brutsaert (1982)· <sup>4</sup> Shuttleworth (1993)· <sup>5</sup> Dingman (1994)· <sup>6</sup> Υπουργείο Γεωργίας (1992).

Εξ άλλου, η ακτινοβολία μακρών κυμάτων διέπεται από το νόμο θερμικής ακτινοβολίας των Stefan-Boltzman

$$Q = \varepsilon \sigma T^4 \quad (3.2)$$

όπου  $Q$  είναι ο ρυθμός εκπομπής ενέργειας ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου,  $T$  είναι η απόλυτη θερμοκρασία (σε K) της επιφάνειας του σώματος που εκπέμπει,  $\sigma$  είναι μια παγκόσμια σταθερά, γνωστή ως σταθερά Stefan-Boltzman και  $\varepsilon$  είναι ένα αδιάστατο μέγεθος, γνωστό ως *ικανότητα εκπομπής* (emissivity), που εξαρτάται από το υλικό του σώματος (για το ιδεατό μελανό σώμα,  $\varepsilon = 1$ ). Όπως ήδη έχουμε αναφέρει (βλ. εδάφιο 1.6.4), μεγάλο μέρος της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από την επιφάνεια της γης γυρίζει πίσω, μετά από απορρόφηση από τα αέρια θερμοκηπίου (διοξείδιο του άνθρακα, υδρατμοί κ.ά.) και τα σύννεφα, και στη συνέχεια επανεκπομπή από την ατμόσφαιρα προς την επιφάνεια της γης. Κατά συνέπεια στο γενικό πλαίσιο υπολογισμού της εξάτμισης ενδιαφέρει η *καθαρή θερμική ακτινοβολία* (ή *καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων*)  $L_n$ , δηλαδή η διαφορά της θερμικής ακτινοβολίας εκπομπής μείον τη θερμική ακτινοβολία πρόσληψης. Αυτή μπορεί να υπολογιστεί με κατάλληλη τροποποίηση της (3.2), όπως αναλυτικά φαίνεται στον Πίν. 3.7. Παρατηρούμε ότι το μέγεθος  $L_n$  εξαρτάται, όπως είναι εύλογο, από τη σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας και από τη σχετική ηλιοφάνεια.

### **Διερεύνηση των συντελεστών των τύπων εκτίμησης της ακτινοβολίας**

Στον Πίν. 3.6 και τον Πίν. 3.7, όπου έχουν κωδικοποιηθεί οι τύποι υπολογισμού της ακτινοβολίας μικρού και μεγάλου μήκους, αντίστοιχα, έχουν οριστεί και ποσοτικοποιηθεί, μέσω τυπικών σχέσεων, ορισμένοι συντελεστές που δίνουν την επίδραση της ηλιοφάνειας και της υγρασίας στην ακτινοβολία. Οι σχέσεις που δίνουν τους συντελεστές αυτούς και οι παράμετροι που υπεισέρχονται σε αυτές είναι εμπειρικές και έχουν προκύψει μετά από μετρήσεις της ακτινοβολίας. Στους παραπάνω πίνακες δίνονται οι πλέον εύχρηστες σχέσεις και οι πλέον τυπικές τιμές των παραμέτρων, σημειώνεται όμως ότι η διεθνής βιβλιογραφία δίνει και εναλλακτικές σχέσεις ή παραμέτρους που συχνά δεν συμφωνούν μεταξύ τους. Πιο συγκεκριμένα, για την ακτινοβολία βραχέων κυμάτων, στον Πίν. 3.6 έχει εισαχθεί ο αδιάστατος συντελεστής απορρόφησης από την ατμόσφαιρα (Prescott)  $f_s$ , που δίνεται από τη σχέση

$$f_S = a_S + b_S n/N \quad (3.3)$$

με τυπικές τιμές των παραμέτρων  $a_S = 0.25$  και  $b_S = 0.50$ . Οι Brutsaert (1982, σ. 135) και Βασιλόπουλος (1991, σ. 28) δημοσιεύουν πίνακες με επισκόπηση όλων των τιμών της βιβλιογραφίας· οι μέσοι όροι που προκύπτουν ταυτίζονται με τις πιο πάνω τυπικές τιμές. Οι Glover and McCulloch (1958) συσχέτισαν την παράμετρο  $a_S$  με το γεωγραφικό πλάτος  $\varphi$  και έδωσαν τις σχέσεις  $a_S = 0.29 \cos \varphi$  και  $b_S = 0.52$  (βλ. και Ward and Robinson, 1990, σ. 118). Για το μικρό εύρος του γεωγραφικού πλάτους της Ελλάδας οι συντελεστές κατά Glover and McCulloch (1958) γίνονται  $a_S = 0.22$  και  $b_S = 0.52$ . Ο Βασιλόπουλος (1991, σ. 28) χρησιμοποίησε πρωτογενή δεδομένα των σταθμών του Αστεροσκοπείου Αθήνας και Αλιάρτου και εκτίμησε τις τιμές  $a_S = 0.21$  και  $b_S = 0.54$  για τον πρώτο, και  $a_S = 0.24$  και  $b_S = 0.55$  για το δεύτερο.

Πιο πολύπλοκη είναι η κατάσταση για την ακτινοβολία μακρών κυμάτων, στον υπολογισμό της οποίας, όπως φαίνεται στον Πίν. 3.7, υπεισέρχονται δύο αδιάστατοι συντελεστές, η καθαρή ικανότητα εκπομπής

$$\varepsilon_n = a_e - b_e \sqrt{e_a} \quad (3.4)$$

και ο συντελεστής επίδρασης της νέφωσης

$$f_L = a_L + b_L n/N \quad (3.5)$$

Για τον πρώτο, στον Πίν. 3.7 δίνονται δύο ζεύγη τυπικών τιμών: οι αυθεντικές κατά Penman (1948) και  $a_e = 0.56$ ,  $b_e = 0.08$  και οι νεότερες κατά Doorenbos and Pruitt (1977)  $a_e = 0.34$ ,  $b_e = 0.044$ . Οι διαφορές που προκύπτουν στην εξάτμιση από τη χρήση του ενός ή του άλλου ζεύγους τιμών των παραμέτρων είναι σημαντικές· συγκεκριμένα με το δεύτερο ζεύγος τιμών οδηγούμαστε σε αρκετά μεγαλύτερες τιμές της εξάτμισης. Στην Ελλάδα δεν έχουν γίνει ως τώρα αναλύσεις ή προσαρμογές του συντελεστή αυτού και των παραμέτρων του, με αξιοποίηση τοπικών δεδομένων ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, και έτσι υπάρχει αρκετή αβεβαιότητα. Παρόλο που το Υπουργείο Γεωργίας (1992) έχει υιοθετήσει τις τιμές των Doorenbos and Pruitt (1977), η εμπειρία έχει δείξει ότι οι αυθεντικές τιμές κατά Penman (1948) δίνουν ρεαλιστικότερες για τα ελληνικά δεδομένα τιμές, και γι' αυτό συστήνονται ως προτιμότερες, τουλάχιστον για τον υπολογισμό της εξάτμισης από υδάτινες επιφάνειες (βλ. και Ξανθόπουλος, 1984). Άλλωστε, η αριθμητική διερεύνηση που κάναμε, σε σύγκριση με τα αποτελέσματα νεότερων ακριβέστερων αναλύσεων, όπως αυτή του Croley (1989), δείχνει να προσαρμόζονται καλύτερα οι αυθεντικές τιμές κατά Penman (1948) (βλ. και μεθεπόμενη παράγραφο).

Για το δεύτερο συντελεστή, στον Πίν. 3.7 δίνονται οι τυπικές τιμές που αρχικά προτάθηκαν από τον Penman (1948), ήτοι  $a_L = 0.1$  και  $b_L = 0.9$ . Κατά τον Brutsaert (1982), οι νεότερες μετρήσεις υποδεικνύουν  $a_L = 0.2$  και  $b_L = 0.80$ .

Στην πραγματικότητα, οι τύποι υπολογισμού του μεγέθους  $L_n$ , όπως δίνονται στον Πίν. 3.7 αποτελούν μια απλούστευση που έγινε αρχικώς από τον Penman (1948) και εξακολουθεί να εφαρμόζεται στην πράξη από τους μηχανικούς μέχρι σήμερα. Ακριβέστερη διατύπωση δίνεται από τους Brutsaert (1982), Croley (1989) και Dingman (1994). Σύμφωνα με αυτή, η καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων πρέπει να προσδιορίζεται ως η διαφορά των ακτινοβολιών εκπομπής του εδάφους και της ατμόσφαιρας, ήτοι

$$L_n = \varepsilon_s \sigma (T_s + 273)^4 - \varepsilon_a f'_L \sigma (T_a + 273)^4 \quad (3.6)$$

όπου  $T_s$  και  $T_a$  η θερμοκρασία της (εδαφικής ή υδάτινης) επιφάνειας και του αέρα (που γενικά διαφέρουν μεταξύ τους), αντίστοιχα,  $\varepsilon_s$  η ικανότητα εκπομπής της επιφάνειας, με τιμή αρκετά κοντά στη μονάδα (0.97),  $\varepsilon_a$  η ικανότητα εκπομπής της ατμόσφαιρας και  $f'_L$  συντελεστής επίδρασης της νέφωσης. Ο συντελεστής  $\varepsilon_a$  δίνεται από τον τύπο του Brunt (εδώ στην αυθεντική του μορφή)

$$\varepsilon_a = a'_a + b'_a \sqrt{e_a} \quad (3.7)$$

Κατά τους Croley (1989) και Dingman (1994, σ. 189),  $a'_a = 0.53$  και  $b'_a = 0.065$  (για εναλλακτικές τιμές των παραμέτρων  $a'_a$  και  $b'_a$  καθώς και εναλλακτικούς τύπους και τρόπους υπολογισμού του  $\varepsilon_a$  συναρτήσει της τάσης ατμών ή/και της θερμοκρασίας, βλ. Brutsaert, 1982, σ. 140). Εξ άλλου ο συντελεστής επίδρασης της νέφωσης, κατά τους ίδιους, δίνεται από τη σχέση

$$f'_L = 1 + b'_L C \quad (3.8)$$

όπου  $C$  το κλάσμα νέφωσης (βλ. εδάφιο 3.3.3) και  $b'_L$  παράμετρος με τιμή γύρω στο 0.40 (βλ. και Brutsaert 1982, σ. 142).

Μολονότι η εξίσωση (3.6) μπορεί να οδηγεί σε ακριβέστερο υπολογισμό της καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, στην πραγματικότητα είναι δύσχρηστη, δεδομένου ότι απαιτεί τη μέτρηση της θερμοκρασίας σε δύο επίπεδα (επιφάνεια εδάφους ή νερού και ατμόσφαιρα). Τέτοιες ταυτόχρονες μετρήσεις, στην πράξη σπάνια είναι διαθέσιμες. Για το λόγο αυτό, κατά κανόνα ακολουθείται η απλοποίηση του Penman, όπως περιγράφεται στον Πίν. 3.7, η οποία απαιτεί τη γνώση της θερμοκρασίας του αέρα και μόνο.

**Εφαρμογή 3.2.2**

Στο μετεωρολογικό σταθμό Καστράκι της ΔΕΗ (συντεταγμένες  $\varphi = 38^\circ 45'$ ,  $\lambda = 21^\circ 22'$ ,  $H = 145$  m), τα μηνιαία μετεωρολογικά δεδομένα του Οκτωβρίου 1986 ήταν: μέση θερμοκρασία  $T_a = 18.7^\circ\text{C}$ , μέση σχετική υγρασία  $U = 68\%$  και ώρες ηλιοφάνειας  $n = 188.5$ . Να υπολογιστεί η μέση ημερήσια καθαρή ακτινοβολία βραχέων και μακρών κυμάτων για το μήνα αυτό (α) σε υδάτινη επιφάνεια και (β) σε τυπική εδαφική επιφάνεια που καλλιεργείται.

Σύμφωνα με τον Πίν. 3.5, θεωρούμε ως αντιπροσωπευτική ημέρα του Οκτωβρίου τη 16η του μήνα, η οποία έχει αριθμό ημέρας (μετρούμενο από την 1η Ιανουαρίου)  $J = 289$ . Σύμφωνα με τον Πίν. 3.2, την ημέρα αυτή η ηλιακή απόκλιση είναι

$$\delta = -0.409 \cos\left(\frac{2\pi}{365} \times 289 + 0.16\right) = -0.1677 \text{ rad}$$

Για γεωγραφικό πλάτος  $\varphi = 38^\circ 45' = (38 + 45/60) \times (\pi/180) \text{ rad} = 0.6763 \text{ rad}$ , η γωνία της ώρας δύσης ηλίου είναι

$$\omega_s = \arccos[-\tan(0.6763) \times \tan(-0.1684)] = 1.4339 \text{ rad},$$

και επομένως, η αστρονομική διάρκεια ημέρας είναι

$$N = (24 / \pi) \times 1.4339 = 10.95 \text{ h}.$$

(Η παραπάνω υπολογιστική διαδικασία ενδείκνυται όταν χρησιμοποιείται υπολογιστής. Διαφορετικά, στο ίδιο πρακτικώς αποτέλεσμα καταλήγουμε χρησιμοποιώντας τον Πίν. 3.4 με γραμμική παρεμβολή.)

Έτσι, η σχετική ηλιοφάνεια για τη μέση ημέρα του Οκτωβρίου 1986 ήταν

$$n / N = (188.5 / 31) / 10.95 = 0.56 = 56\%.$$

Εξ άλλου, η εκκεντρότητα την ίδια ημέρα είναι

$$d_r = 1 + 0.034 \cos\left(\frac{2\pi}{365} \times 289 - 0.05\right) = 1.0072$$

οπότε η εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία είναι

$$S_0 = \frac{1.367 \times 86\,400 \times 1.0072}{\pi} \times [1.4339 \times \sin(0.6763) \sin(-0.1677) + \sin(1.4339) \cos(0.6763) \cos(-0.1677)] = 23\,174 \text{ kJ/m}^2/\text{d}.$$

(Στο ίδιο πρακτικώς αποτέλεσμα καταλήγουμε χρησιμοποιώντας τον Πίν. 3.3 με γραμμική παρεμβολή.)

Προχωρούμε τώρα στον υπολογισμό της καθαρής ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων, με βάση τον Πίν. 3.6. Δεχόμαστε λευκαύγεια  $\alpha = 0.08$  για την υδάτινη επιφάνεια και  $\alpha = 0.25$  για την επιφάνεια της καλλιέργειας. Ο συντελεστής απορρόφησης της ακτινοβολίας βραχέων κυμάτων από την ατμόσφαιρα (Prescott) είναι

$$f_s = 0.25 + 0.50 \times 0.56 = 0.53$$

Κατά συνέπεια η μέση ημερήσια καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων κατά τον Οκτώβριο 1986 είναι:

α) για την υδάτινη επιφάνεια

$$S_n = (1 - 0.08) \times 0.53 \times 23\,174 = 11\,300 \text{ kJ/m}^2/\text{d}$$

β) για την επιφάνεια της καλλιέργειας

$$S_n = (1 - 0.25) \times 0.53 \times 23\,174 = 9\,212 \text{ kJ/m}^2/\text{d}$$

Προχωρούμε στη συνέχεια στον υπολογισμό της καθαρής ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, με βάση τον Πίν. 3.7, αφού υπολογίσουμε πρώτα την τάση υδρατμών με βάση τον Πίν. 3.1. Η τάση κορεσμού υδρατμών για θερμοκρασία  $T_a = 18.7^\circ\text{C}$  είναι

$$e_* = 6.11 \times \exp\left(\frac{17.27 \times 18.7}{18.7 + 237.3}\right) = 21.57 \text{ hPa}$$

Για σχετική υγρασία  $U = 68\%$ , η τάση υδρατμών είναι

$$e = 0.68 \times 21.57 = 14.67 \text{ hPa.}$$

Στον τύπο του Brunt, χρησιμοποιούμε τις παραμέτρους κατά Penman,  $a_e = 0.56$ ,  $b_e = 0.08$ , για την περίπτωση της υδάτινης επιφάνειας και κατά Doorenbos and Pruitt,  $a_e = 0.34$ ,  $b_e = 0.044$ , για την περίπτωση της καλλιέργειας. Έτσι, η καθαρή ικανότητα εκπομπής είναι στην πρώτη περίπτωση

$$\varepsilon_n = 0.56 - 0.08 \times \sqrt{14.67} = 0.254$$

και στη δεύτερη περίπτωση

$$\varepsilon_n = 0.34 - 0.044 \times \sqrt{14.67} = 0.171$$

Ο συντελεστής επίδρασης της νέφωσης είναι

$$f_L = 0.1 + 0.9 \times 0.56 = 0.604$$



Κατά συνέπεια η μέση ημερήσια καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων κατά τον Οκτώβριο 1986 ήταν:

α) για την υδάτινη επιφάνεια

$$L_n = 0.254 \times 0.604 \times 4.9 \times 10^{-6} \times (18.7 + 273)^4 = 5\,434 \text{ kJ/m}^2/\text{d}$$

β) για την επιφάνεια της καλλιέργειας

$$L_n = 0.171 \times 0.604 \times 4.9 \times 10^{-6} \times (18.7 + 273)^4 = 3\,674 \text{ kJ/m}^2/\text{d}$$

Τέλος η ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας είναι

α) για την υδάτινη επιφάνεια

$$R_n = S_n - L_n = 11\,300 - 5\,434 = 5\,866 \text{ kJ/m}^2/\text{d}$$

β) για την επιφάνεια της καλλιέργειας

$$R_n = S_n - L_n = 9\,212 - 3\,674 = 5\,538 \text{ kJ/m}^2/\text{d}$$

### 3.2.3 Ενεργειακό ισοζύγιο σε μοναδιαία επιφάνεια

Σύμφωνα με τα παραπάνω, η *ολική καθαρή ενέργεια ακτινοβολίας* στην επιφάνεια της γης είναι

$$R_n = S_n - L_n \quad (3.9)$$

όπου όλα τα μεγέθη εκφράζονται ως ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου, π.χ.  $\text{kJ}/(\text{m}^2 \text{ d})$ . Θεωρούμε έναν όγκο αναφοράς στην επιφάνεια της γης με μοναδιαία έκταση, στον οποίο εισρέει η ενέργεια  $R_n$ . Το μεγαλύτερο μέρος  $A$  αυτής της ενέργειας, γνωστό ως *διαθέσιμη ενέργεια*, είναι διαθέσιμο για να μετατραπεί σε αισθητή θερμότητα  $H$  και λανθάνουσα θερμότητα  $A$ , δηλαδή

$$A = H + A \quad (3.10)$$

Ένα μικρό συνήθως τμήμα της ενέργειας δαπανάται με άλλους τρόπους και συγκεκριμένα:

- διακινείται με αγωγή προς το έδαφος, ή με αγωγή και μεταφορά προς το υδάτινο σώμα ( $G$ ).
- δαπανάται για τις βιοχημικές διαδικασίες των φυτών ( $Q_B$ , της τάξης του 2% του  $R_n$ : Shuttleworth, 1993, σ. 4.9).

- μπορεί να αποθηκεύεται προσωρινά (ιδίως στην περίπτωση δασών κτλ.) στον όγκο αναφοράς ( $Q_s$ ).
- μπορεί να μεταφέρεται οριζόντια (σε περιπτώσεις που εκδηλώνεται το λεγόμενο φαινόμενο όασης, διαφορετικά αμελείται) προς άλλες περιοχές ( $Q_h$ ).

Κατά συνέπεια, η πλήρης εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου για το συγκεκριμένο όγκο αναφοράς μπορεί να γραφεί

$$R_n = H + A + G + Q_B + Q_s + Q_h \quad (3.11)$$

Στις περισσότερες περιπτώσεις της πράξης οι δευτερεύοντες όροι  $G$ ,  $Q_B$ ,  $Q_s$  και  $Q_h$  αμελούνται οπότε η (3.11) γίνεται

$$R_n \approx A = H + A \quad (3.12)$$

Δεδομένου ότι ο όρος  $R_n$  μπορεί να προσδιοριστεί με σχετική ακρίβεια, σύμφωνα με όσα αναφέρθηκαν στο εδάφιο 3.2.2, το σημαντικό πρόβλημα βρίσκεται στον επιμερισμό του  $R_n$  στις συνιστώσες του  $H$  και  $A$ . Αυτό δεν μπορεί να γίνει άμεσα, γιατί προϋποθέτει μια ακόμη εξίσωση.\* Αυτή μπορεί να εξαχθεί με λεπτομερή ανάλυση της διεργασίας μεταφοράς μάζας κατά την εξάτμιση. Συνήθως επιχειρείται να προσδιοριστεί ο λόγος της αισθητής προς την λανθάνουσα θερμότητα, γνωστός ως λόγος Bowen:

$$B := \frac{H}{A} \quad (3.13)$$

Αν προσδιοριστεί ο όρος  $A$ , τότε η εξάτμιση εκφρασμένη σε όρους μάζας ανά μονάδα επιφάνειας και ανά μονάδα χρόνου, π.χ. σε  $\text{kg/m}^2/\text{d}$ , προκύπτει άμεσα από τη σχέση

$$E' = \frac{A}{\lambda} = \frac{A}{\lambda(1+B)} \quad (3.14)$$

όπου  $\lambda$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης., Εκφρασμένη ως ισοδύναμο ύψος νερού στη μονάδα χρόνου, π.χ. σε  $\text{mm/d}$ , η εξάτμιση είναι

---

\* Είναι προφανές ότι σε περίπτωση που οι δευτερεύοντες όροι της (3.11) είναι σημαντικοί, το πρόβλημα είναι μεγαλύτερο.

$$E = \frac{E'}{\rho} = \frac{A}{\rho \lambda} \quad (3.15)$$

όπου  $\rho$  η πυκνότητα του νερού ( $1000 \text{ kg/m}^3$ ). Στην πράξη τα μεγέθη  $E$  και  $E'$  συγγέονται γιατί έχουν αν εκφραστούν στις παραπάνω συνήθεις μονάδες έχουν ακριβώς την ίδια αριθμητική τιμή.

### 3.2.4 Μεταφορά μάζας

Από αεροδυναμική άποψη, η εξάτμιση μπορεί να θεωρηθεί ως μια *διεργασία διάχυσης* κατά την οποία οι υδρατμοί που βρίσκονται σε περίσσεια (σε κατάσταση κορεσμού) κοντά στην επιφάνεια εξάτμισης μεταφέρονται προς τα πάνω, όπου η συγκέντρωσή τους είναι μικρότερη· σ' αυτή τη μεταφορά σημαντικό ρόλο διαδραματίζει η τυρβώδης κίνηση του ατμοσφαιρικού αέρα. Η διάχυση διέπεται από το γενικό νόμο

$$G_z = -D \frac{dC}{dz} \quad (3.16)$$

όπου  $G_z$  είναι ο ρυθμός μεταφοράς μιας δεδομένης ιδιότητας ή ποσότητας κατά τη διεύθυνση  $z$ ,  $C$  η συγκέντρωση αυτής της ιδιότητας και  $D$  χαρακτηριστικός συντελεστής, γνωστός ως *διαχυτότητα* (diffusivity) της ιδιότητας στο ρευστό.

Στην περίπτωση της εξάτμισης και για κατακόρυφο άξονα  $z$ , ο ρυθμός μεταφοράς ταυτίζεται με το ρυθμό εξάτμισης (εκφρασμένο σε όρους μάζας)  $E'$ , ενώ η συγκέντρωση ταυτίζεται με την πυκνότητα υδρατμών  $\rho_v$  (βλ. εδάφιο 2.1.1), οπότε η (3.16) παίρνει την ακόλουθη μορφή (νόμος του Fick)

$$E' = -D_v \frac{d\rho_v}{dz} \quad (3.17)$$

όπου  $D_v$  η διαχυτότητα των υδρατμών στον αέρα με τυρβώδη κίνηση. Από τις σχέσεις του εδαφίου 2.1.1 υπολογίζουμε ότι

$$\rho_v = \frac{\varepsilon e}{p - (1 - \varepsilon) e} \rho_a \quad (3.18)$$

Αν αμελήσουμε τον όρο  $(1 - \varepsilon) e$ , προστά στον πολύ μεγαλύτερο όρο  $p$  στον παρονομαστή της (3.18), και θεωρήσουμε ότι το πηλίκο  $\rho_a / p$  δεν

μεταβάλλεται με το ύψος, σε σχέση με την κατά πολύ μεγαλύτερη μεταβολή του  $e$ , τότε μπορούμε να γράψουμε την (3.17) στη μορφή

$$E' = -D_v \frac{\varepsilon \rho_a}{p} \frac{de}{dz} \quad (3.19)$$

Η παραπάνω διαφορική εξίσωση δεν είναι άμεσα ολοκληρώσιμη επειδή η διαχυτότητα  $D_v$  δεν είναι σταθερή αλλά μεταβάλλεται με το ύψος  $z$ . Ειδικότερα, η διαχυτότητα υδρατμών  $D_v$  θεωρείται ανάλογη της διαχυτότητας ορμής (που είναι γνωστή και ως στροβιλώδης συνεκτικότητα)  $D_M$ . Η τελευταία παράμετρος υπεισέρχεται στην εξίσωση διάχυσης ορμής

$$\tau = D_M \rho_a \frac{du}{dz} \quad (3.20)$$

όπου  $\tau$  ο ρυθμός διάχυσης της ορμής, που ταυτίζεται με την οριζόντια διατμητική τάση στο πεδίο ταχυτήτων του ανέμου, και  $u$  η ταχύτητα ανέμου. Η (3.20) είναι συνέπεια της γενικής εξίσωσης διάχυσης (3.16) για τη διάχυση ορμής στη συνοριακή στοιβάδα της ατμόσφαιρας (βλ. και Chow κ.ά, 1988, σ. 84), δηλαδή για  $C = \rho_a u$  (= ορμή ανά μονάδα μάζας) και  $G_x = \tau$ , με την επιπλέον υπόθεση ότι στη συνοριακή στοιβάδα της ατμόσφαιρας (τουλάχιστον στο κατώτερο τμήμα της που ενδιαφέρει εδώ) μπορεί να θεωρηθεί ότι η πυκνότητα του αέρα είναι πρακτικώς σταθερή.

Συνδυάζοντας τις (3.19) και (3.20) παίρνουμε

$$\frac{de}{dz} = - \frac{D_M E'}{D_v} \frac{p}{\tau \varepsilon} \frac{du}{dz} \quad (3.21)$$

Μπορεί να θεωρηθεί ότι στο κατώτερο τμήμα της συνοριακής στοιβάδας της ατμόσφαιρας δεν μεταβάλλονται με το ύψος  $z$ : (α) ο λόγος  $D_M/D_v$ , (β) η ροή υδρατμών  $E'$ , (γ) η διατμητική τάση  $\tau$  και (δ) η πίεση  $p$ . Με αυτές τις συνθήκες η (3.21) ολοκληρώνεται άμεσα ανάμεσα στις στάθμες  $z_1$  και  $z_2$ , και δίνει

$$e_1 - e_2 = \frac{D_M E'}{D_v} \frac{p}{\tau \varepsilon} (u_2 - u_1) \quad (3.22)$$

όπου οι τάσεις υδρατμών  $e_1$  και  $e_2$ , και οι ταχύτητες  $u_1$  και  $u_2$  αναφέρονται στις στάθμες  $z_1$  και  $z_2$ , αντίστοιχα.

Στην περιοχή της συνοριακής στοιβάδας πάνω από την επιφάνεια του εδάφους ή του νερού μπορούμε να δεχτούμε το λογαριθμικό νόμο διανομής ταχυτήτων στο πεδίο ροής του ανέμου, δηλαδή

$$u = \frac{u_*}{k} \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) \quad (3.23)^*$$

όπου  $k = 0.4$  η σταθερά του von Karman,  $z_0$  η παράμετρος τραχύτητας της επιφάνειας και  $u_*$  η ταχύτητα τριβής που δίνεται από τη σχέση

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho_a} \quad (3.24)$$

Η διαδοχική εφαρμογή της (3.23) για στάθμες  $z_1$  και  $z_2$  και ο συνδυασμός με την (3.24) μας επιτρέπει μετά από πράξεις να υπολογίσουμε το μέγεθος  $\tau$ :

$$\tau = \rho_a \left[ \frac{k (u_2 - u_1)}{\ln (z_2 / z_1)} \right]^2 \quad (3.25)$$

Τέλος, με αντικατάσταση του  $\tau$  στην (3.22) και επίλυση ως προς  $E'$  παίρνουμε την ακόλουθη αεροδυναμική έκφραση της εξάτμισης, γνωστή ως εξίσωση *Thorntwaite-Holtzman*

$$E' = \frac{D_v \rho_a \varepsilon k^2}{D_M [\ln (z_2 / z_1)]^2} (u_2 - u_1) (e_1 - e_2) \quad (3.26)$$

Για την εφαρμογή της παραπάνω εξίσωσης θα πρέπει να είναι γνωστή (μετά από μετρήσεις) η ταχύτητα ανέμου και η τάση υδρατμών σε δύο στάθμες  $z_1$  και  $z_2$  πάνω από την επιφάνεια αναφοράς. Η εξίσωση μπορεί να απλοποιηθεί σχετικά, αν θεωρήσουμε  $z_1 = z_0$ . Τότε θα είναι  $u_1 = 0$ , ενώ μπορεί να θεωρηθεί ότι οι υδρατμοί στην περιοχή της επιφάνειας είναι

---

\* Ακριβέστερα, στη θέση του  $z$  στην εξίσωση (3.23) πρέπει να τεθεί  $z - d_0$ , όπου  $d_0$  είναι μια παράμετρος με διαστάσεις μήκους και μέγεθος μικρότερο (περίπου 70%) του ύψους των εμποδίων που δημιουργούν την τραχύτητα (π.χ. του ύψους της φυτοκάλυψης που υπάρχει στην περιοχή). Ισοδύναμα, μπορεί να χρησιμοποιείται η (3.23) ως έχει, αλλά να τοποθετείται το επίπεδο αναφοράς  $z = 0$  σε ύψος  $d_0$  (βλ. Brutsaert, 1982, σ. 59· Dingman, 1994, σ. 525). Πάντως, για ύψη αρκετά μεγαλύτερα του ύψους της φυτοκάλυψης, η λεπτομέρεια αυτή δεν έχει σημασία.

κορεσμένοι, οπότε  $e_1 = e_*(T_s)$ , όπου  $T_s$  η θερμοκρασία στην επιφάνεια. Με αυτά τα δεδομένα και παραλείποντας για ευκολία συμβολισμού το δείκτη 2, η (3.26) παίρνει την μορφή

$$E' = \frac{D_v \varepsilon \rho_a k^2}{D_M p [\ln(z/z_0)]^2} u [e_*(T_s) - e] \quad (3.27)$$

η οποία δείχνει ότι ο ρυθμός εξάτμισης είναι ανάλογος της ταχύτητας ανέμου και της διαφοράς τάσης ατμών  $e_*(T_s) - e$ . Η εφαρμογή αυτής της εξίσωσης προϋποθέτει τη μέτρηση της ταχύτητας ανέμου και της τάσης υδρατμών σε μια στάθμη πάνω από το έδαφος, καθώς και της θερμοκρασίας στην επιφάνεια που εξατμίζει.

Η εξίσωση (3.27) γράφεται εναλλακτικά και στη μορφή

$$E' = \frac{\varepsilon \rho_a}{p r_a} [e_*(T_s) - e] \quad (3.28)$$

όπου η μεταβλητή  $r_a$ , που εμπεριέχει τόσο τις διαφορές σταθερές όσο και την ταχύτητα ανέμου (στον παρονομαστή), ονομάζεται *αεροδυναμική αντίσταση* και έχει διαστάσεις  $[TL^{-1}]$  (συνήθεις μονάδες s/m).

Παρά τη (σχετική) θεωρητική συνέπεια των παραπάνω αναλύσεων και εξισώσεων, στην πράξη χρησιμοποιείται ευρύτερα μια ελαφρώς διαφορετική, εμπειρικά προσδιορισμένη και ταυτόχρονα πιο γενικευμένη εξίσωση μεταφοράς, της μορφής

$$E' = F(u) [e_*(T_s) - e] \quad (3.29)^*$$

όπου  $F(u)$  γραμμική συνάρτηση της μορφής  $F(u) = \alpha + \beta u$  με συντελεστές  $\alpha$  και  $\beta$  εμπειρικά προσδιορισμένους.

Η εξίσωση μεταφοράς, σε οποιαδήποτε από τις παραπάνω μορφές της, απαιτεί για την εφαρμογή της αρκετές μετρήσεις μετεωρολογικών μεταβλητών, και μάλιστα σε δύο στάθμες. Όπως θα δούμε στην ενότητα

---

\* Η εξίσωση αυτή προκύπτει ήδη από τη μελέτη του Dalton που δημοσιεύτηκε το 1802 (παρόλο που στη μελέτη αυτή δεν διατυπώνεται με το συγκεκριμένο συμβολισμό), ενώ προτάθηκε και από άλλους ερευνητές κατά το 19ο αιώνα (βλ. Brutsaert, 1982, σ. 31). μεταξύ αυτών είναι και ο Stelling, με το όνομα του οποίου έμεινε γνωστή στη βιβλιογραφία.

3.4, μπορεί να συνδυαστεί με την εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου, οπότε αρκεί να γίνουν οι μετρήσεις σε μία μόνο στάθμη.

### 3.2.5 Η ροή αισθητής θερμότητας και ο λόγος Bowen

Σύμφωνα με τις εξισώσεις (3.14) και (3.27), η ροή λανθάνουσας θερμότητας προς την ατμόσφαιρα είναι

$$A = \frac{D_v \varepsilon \lambda \rho_a k^2}{D_M p [\ln(z/z_0)]^2} u [e_*(T_s) - e] \quad (3.30)$$

Με παρόμοιο τρόπο μπορούμε να βρούμε τη ροή αισθητής θερμότητας. Στην περίπτωση αυτή, εφαρμόζοντας το γενικό νόμο (3.16) για  $C = \rho_a c_a T$ ,  $D = D_H$  και  $G_z = H$ , παίρνουμε, μετά από υπολογιστική διαδικασία σχεδόν ταυτόσημη με αυτή του εδαφίου 3.2.4,

$$H = \frac{D_H c_p \rho_a k^2}{D_M [\ln(z/z_0)]^2} u (T_s - T_a) \quad (3.31)$$

όπου  $T_a$  η θερμοκρασία του αέρα, μετρημένη σε στάθμη ίδια με αυτή που έχει μετρηθεί η ταχύτητα ανέμου. Κατά συνέπεια ο λόγος Bowen (βλ. εξ. (3.13)), μετά από διαίρεση των (3.31) και (3.30) και με δεδομένο ότι  $D_H \approx D_v$ , προκύπτει

$$B = \frac{c_p p}{\varepsilon \lambda} \frac{T_s - T_a}{e_*(T_s) - e} \quad (3.32)$$

Παρατηρούμε ότι το πρώτο κλάσμα στο δεξί μέλος της (3.32) ταυτίζεται με τον ψυχομετρικό συντελεστή (βλ. Πίν. 3.1), οπότε παίρνουμε την ακόλουθη τελική έκφραση του λόγου Bowen

$$B = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_*(T_s) - e} \quad (3.33)$$

Από την (3.33) γίνεται σαφές ότι η εκτίμηση του λόγου Bowen προϋποθέτει τη μέτρηση της θερμοκρασίας τόσο στην επιφάνεια που εξατμίζει όσο και στην ατμόσφαιρα, καθώς και τη μέτρηση της υγρασίας στην ατμόσφαιρα.

### 3.3 Μετεωρολογικό πλαίσιο

#### 3.3.1 Η εξάτμιση ως μετεωρολογική μεταβλητή

Η φυσική εξάτμιση και η φυσική εξατμοδιαπνοή, όπως και η βροχόπτωση, είναι μετεωρολογικές μεταβλητές με μεγάλο υδρολογικό ενδιαφέρον, και επομένως θα ήταν ιδιαίτερα χρήσιμη η συστηματική μέτρηση και καταγραφή τους. Ωστόσο, αντίθετα από τη βροχόπτωση, η φυσική εξάτμιση και εξατμοδιαπνοή είναι πολύ δύσκολο να μετρηθούν με αξιόπιστο τρόπο: τα υγρά ή στερεά κατακρημνίσματα είναι εύκολο να συλλεγούν και να μετρηθούν, ενώ αντίθετα οι υδρατμοί της εξάτμισης διαχέονται στον αέρα και δεν μπορούν να μετρηθούν με τον ίδιο τρόπο.

Έμμεση μέτρηση της εξάτμισης προκύπτει αν, αντί της μάζας των υδρατμών που προστίθενται στην ατμόσφαιρα, μετρηθεί η απώλεια νερού από μια υδάτινη επιφάνεια. Αυτή είναι η αρχή λειτουργίας των *εξατμισομέτρων*, τα οποία είναι μικρές λεκάνες γεμάτες με νερό. Η μέτρηση της διαφοράς της στάθμης του νερού  $\Delta H$  στη λεκάνη, για μια δεδομένη περίοδο, καθιστά εφικτή την εκτίμηση της εξάτμισης από την προφανή σχέση

$$E_m = P - \Delta H \quad (3.34)$$

όπου  $E_m$  η εξάτμιση του εξατμισομέτρου και  $P$  η βροχόπτωση, ενώ η διαφορά  $\Delta H$  λαμβάνεται θετική όταν η στάθμη στο εξατμισόμετρο αυξάνεται.

Ωστόσο, με τον τρόπο αυτό είναι σαφές ότι δεν μετράμε πλέον τη φυσική εξάτμιση, αλλά την εξάτμιση από το συγκεκριμένο όργανο, το οποίο προφανώς τροποποιεί στην περιοχή του τη φυσική διεργασία της εξάτμισης. Έτσι, η μέτρηση από μια μικρή λεκάνη δεν είναι αντιπροσωπευτική της εξάτμισης από μια φυσική λίμνη. Ειδικότερα, η μικρή έκταση (της τάξης του ενός ή μερικών  $m^2$ ) της λεκάνης του εξατμισομέτρου σε σχέση με την έκταση μιας λίμνης της τάξης π.χ. μερικών  $km^2$  έχει αποτέλεσμα τη μεγέθυνση της εξάτμισης από αυτό λόγω του φαινομένου όασης (βλ. εδάφιο 3.2.3). Στο ίδιο συντείνει και η διαφορά κλίμακας στον όγκο του νερού: ο μικρός όγκος νερού του εξατμισομέτρου με τη μικρή θερμοχωρητικότητά του, το καλοκαίρι υπερθερμαίνεται με αποτέλεσμα την αύξηση της εξάτμισης. Έτσι, η εξάτμιση της λίμνης είναι μικρότερη από την εξάτμιση του εξατμισομέτρου, δηλαδή



$$E = k E_m \quad (3.35)$$

όπου  $k$  ( $< 1$ ) ο λεγόμενος συντελεστής εξατμισιμέτρου, ο οποίος εξαρτάται από τη γεωμετρία του οργάνου, από τις συνθήκες του περιβάλλοντα χώρου και τις μετεωρολογικές συνθήκες (υγρασία, ταχύτητα ανέμου κ.ά).

Διάφοροι τύποι εξατμισιμέτρων έχουν χρησιμοποιηθεί διεθνώς. Ο πιο διαδεδομένος είναι η *λεκάνη τύπου A* (class A pan) του U.S. Weather Bureau, μια κυλινδρική λεκάνη από γαλβανισμένο σίδηρο διαμέτρου 121.9 cm και ύψους 25.4 cm (εσωτερικές διαστάσεις), η οποία τοποθετείται πάνω σε ξύλινη εσχάρα σε απόσταση 10-20 cm από το έδαφος. Η *βυθισμένη λεκάνη τύπου Colorado* (Colorado sunken pan) είναι τετραγωνική με πλευρά 91.5 cm και βάθος 45.7 cm και τοποθετείται μέσα στο έδαφος με τα χείλη της να προεξέχουν κατά 10 cm. Η *τυποποιημένη Βρετανική λεκάνη* (UK British standard pan), η οποία αρχικώς χρησιμοποιήθηκε στις ΗΠΑ, είναι κυκλική διαμέτρου 1.83 m και ύψους 61 cm και τοποθετείται μέσα στο έδαφος με τα χείλη της να προεξέχουν κατά 10 cm. Η *λεκάνη GGI-3000* που αναπτύχθηκε στην πρώην Σοβιετική Ένωση και χρησιμοποιείται κυρίως στην Ανατολική Ευρώπη, είναι κυλινδρική με κωνική βάση και διάμετρο 61.8 cm· το ύψος της είναι 60 cm στο όριο και 68.5 cm στο κέντρο, και τα χείλη της τοποθετούνται 7.5 cm έξω από το έδαφος. Τέλος, η *λεκάνη 20 m<sup>2</sup>* αναπτύχθηκε επίσης στην πρώην Σοβιετική Ένωση, είναι κυλινδρική με διάμετρο 5 m και ύψος 2 m, και τα χείλη της τοποθετούνται 7.5 cm έξω από το έδαφος.

Τυπικές τιμές του συντελεστή εξατμισιμέτρου, σε ετήσια βάση, για τους παραπάνω τύπους λεκανών είναι: 0.70 για τη λεκάνη τύπου A, 0.80 για τη λεκάνη Colorado, 0.92 για την τυποποιημένη Βρετανική λεκάνη, 0.82 για τη λεκάνη GGI-3000 και σχεδόν 1 για λεκάνη 20 m<sup>2</sup> (Brutsaert, 1982, σ. 253). Παρατηρούμε ότι οι μεγαλύτερες λεκάνες και αυτές που τοποθετούνται μέσα στο έδαφος είναι πιο αξιόπιστες (αλλά και πιο ακριβές). Οι τιμές του συντελεστή  $k$  δεν είναι σταθερές στη διάρκεια του έτους, αλλά μεταβάλλονται σημαντικά, ανάλογα με τις μετεωρολογικές συνθήκες.

Η εξίσωση (3.35) εφαρμόζεται και για τον προσδιορισμό της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς, αλλά με διαφορετικές τιμές του συντελεστή εξατμισιμέτρου. Για αυτή την περίπτωση, οι Doorenbos and Pruitt (1977· βλ. και Shuttleworth, 1993, σ. 4.24) δίνουν τιμές του συντελεστή εξατμισιμέτρου για τη λεκάνη τύπου A συναρτήσει των συνθηκών

του περιβάλλοντα χώρου και των μετεωρολογικών συνθηκών (υγρασία και ταχύτητα ανέμου).

Από τα παραπάνω συνάγεται ότι ο προσδιορισμός της εξάτμισης από τις μετρήσεις των εξατμισιμέτρων δεν είναι αξιόπιστος, ειδικά σε κλίμακα μικρότερη της ετήσιας, λόγω της αβεβαιότητας γύρω από την τιμή του συντελεστή εξατμισιμέτρου. Μάλιστα, στην Ελλάδα πολλά εξατμισόμετρα λειτουργούν χωρίς ιδιαίτερη προσοχή από τους παρατηρητές με αποτέλεσμα τα δεδομένα τους να είναι συχνά εσφαλμένα. Ας σημειωθεί ότι προβλήματα στις μετρήσεις του εξατμισιμέτρου δημιουργούν η εσφαλμένη μεταφορά της ένδειξης του βροχομέτρου, η μη συστηματική καταγραφή των ποσοτήτων νερού που προστίθενται στη λεκάνη (όταν πέφτει η στάθμη), η διαρροή από τυχόν οξειδωμένα τοιχώματα της λεκάνης, καθώς και η πόση νερού από ζώα και πουλιά. Για την αντιμετώπιση του τελευταίου προβλήματος συχνά τοποθετείται μεταλλική εσχάρα στο χείλος της λεκάνης, αλλά και αυτή δημιουργεί άλλα προβλήματα, γιατί επηρεάζει το φαινόμενο (μειώνει την εξάτμιση κατά 10-20%, ανάλογα με το είδος της εσχάρας· Shuttleworth, 1993, σ. 4.22).

Αντίστοιχο όργανο με το εξατμισόμετρο για τη μέτρηση της εξατμοδιαπνοής είναι το *λυσόμετρο*. Πρόκειται για στεγανή λεκάνη διαμέτρου 0.5-2.0 m, γεμάτη με χώμα, στο οποίο έχουν φυτευτεί φυτά. Με μέτρηση του βάρους του περιεχομένου είναι δυνατή η εκτίμηση της διαφοράς της περιεκτικότητας σε νερό και συνεπώς της εξατμοδιαπνοής. Το όργανο είναι αρκετά πολύπλοκο, ευαίσθητο (λόγω της ανάγκης για ακριβή προσδιορισμό των μεταβολών βάρους) και ακριβό. Έτσι, τέτοια όργανα χρησιμοποιούνται μόνο για ερευνητικούς σκοπούς και δεν περιέχονται στις τυπικές διατάξεις μετεωρολογικών σταθμών. Άλλες μικρομετεωρολογικές μέθοδοι προσδιορισμού της εξάτμισης, που επίσης δεν ανήκουν στην κατηγορία των τεχνικών της κοινής υδρομετεωρολογικής πράξης, επισκοπούνται από τον Shuttleworth (1993, σσ. 4.26-4.30).

Για τους παραπάνω λόγους, είναι κατά κανόνα προτιμότερος ο έμμεσος προσδιορισμός της εξάτμισης και της (δυναμικής) εξατμοδιαπνοής, με βάση μετρήσεις άλλων μετεωρολογικών μεταβλητών που τις επηρεάζουν, όπως είναι η ηλιακή και η γήινη ακτινοβολία, η ηλιοφάνεια, η θερμοκρασία, η σχετική υγρασία, η ταχύτητα ανέμου και (λιγότερο) η ατμοσφαιρική πίεση. Στα παρακάτω εδάφια δίνονται συνοπτικά στοιχεία για τις μεταβλητές αυτές και τον τρόπο μέτρησής τους, ενώ στην ενότητα 3.4

δίνονται οι μέθοδοι προσδιορισμού της εξάτμισης και εξατμοδιαπνοής με συνδυασμό των δεδομένων αυτών των μεταβλητών.

### 3.3.2 Ηλιακή και γήινη ακτινοβολία

Όπως είδαμε, η καθαρή ακτινοβολία τροφοδοτεί ενεργειακά την εξάτμιση και, επομένως, η μέτρησή της είναι ιδιαίτερα χρήσιμη για τον προσδιορισμό της τελευταίας. Υπάρχει μια μεγάλη ποικιλία οργάνων για τη μέτρηση της ακτινοβολίας, τα οποία είναι εξειδικευμένα για μία ή περισσότερες συνιστώσες της (μικρού ή μεγάλου μήκους κύματος, εισερχόμενη, εξερχόμενη ή καθαρή). Τα όργανα μέτρησης της ακτινοβολίας χρησιμοποιούν κυρίως θερμοηλεκτρικά, φωτοηλεκτρικά, πυροηλεκτρικά ή διμεταλλικά στοιχεία ως αισθητήρες. Γενικά, η μέτρηση της γήινης ακτινοβολίας μακρών κυμάτων είναι δυσκολότερη από τη μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας, για το λόγο ότι το όργανο μέτρησης εκπέμπει θερμική ακτινοβολία στο ίδιο πρακτικώς μήκος κύματος με τη γήινη ακτινοβολία και επηρεάζει έτσι την μετρούμενη ποσότητα.

Τα συνήθη όργανα μέτρησης της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας είναι το *πυρηλιόμετρο* για τη μέτρηση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας (δηλαδή της ακτινοβολίας που προέρχεται απευθείας απ' τον ήλιο, χωρίς τη διαχεόμενη), το *ηλιοφωτόμετρο* για τη μέτρηση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας με διάκριση του μήκους κύματος, το *πυρανόμετρο* για τη μέτρηση της *σφαιρικής* ηλιακής ακτινοβολίας (συμπεριλαμβάνοντας και τη διαχεόμενη, για στερεά γωνία  $2\pi$  sterad), ή της ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας (αν τοποθετηθεί ανάστροφα), το *καθαρό πυρανόμετρο* για τη μέτρηση της καθαρής ηλιακής ακτινοβολίας (για στερεά γωνία  $4\pi$  sterad), το *πυργεόμετρο*, για τη μέτρηση της προς τα πάνω ή προς τα κάτω (για στερεά γωνία  $2\pi$  sterad) ακτινοβολίας μακρών κυμάτων, το *πυρακτινόμετρο* για τη μέτρηση της εισερχόμενης ή εξερχόμενης ολικής ακτινοβολίας (για στερεά γωνία  $2\pi$  sterad), και το *καθαρό πυρακτινόμετρο* για τη μέτρηση ολικής καθαρής ακτινοβολίας (για στερεά γωνία  $4\pi$  sterad). Λεπτομέρειες για τα όργανα, τις τεχνικές και την ακρίβεια των μετρήσεων δίνονται από τον World Meteorological Organization (1983).

Όταν απουσιάζουν οι μετρήσεις, οι διάφορες συνιστώσες της ακτινοβολίας μπορούν να εκτιμηθούν με βάση τις εμπειρικές εξισώσεις του εδαφίου 3.2.2.

### 3.3.3 Ηλιοφάνεια και νέφωση

Η διάρκεια ηλιοφάνειας, όπως είδαμε στο εδάφιο 3.2.2, επηρεάζει την καθαρή ακτινοβολία τόσο των βραχέων, όσο και των μακρών κυμάτων, και γι' αυτό είναι χρήσιμη για την εκτίμηση της καθαρής ακτινοβολίας όταν δεν υπάρχουν άμεσες μετρήσεις. Τυπικό όργανο μέτρησης είναι ο ηλιογράφος, μια γυάλινη σφαίρα που συγκεντρώνει τις ακτίνες του ήλιου σε ένα συγκεκριμένο σημείο μιας χάρτινης ταινίας, με αποτέλεσμα να καίει το χαρτί σε αυτό το σημείο· το ίχνος όπου συγκεντρώνονται οι ακτίνες μετακινείται με τη θέση του ήλιου και έτσι από την πορεία του καμένου ή όχι ίχνους μπορεί να βρεθεί η διάρκεια ηλιοφάνειας. Νεότερα όργανα ανιχνεύουν τη δημιουργία ή όχι σκιάς με βάση φωτοηλεκτρικά στοιχεία διατεταγμένα περιμετρικά γύρω από ένα κατακόρυφο στοιχείο· η ύπαρξη σκιάς ερμηνεύεται ως παρουσία ηλιοφάνειας.

Σχετικό μέγεθος με την ηλιοφάνεια είναι και η νέφωση ή νεφοκάλυψη. Εκφράζει ποσοτικά το μέρος του ουράνιου θόλου που είναι καλυμμένο από σύννεφα. Τυπικά εκφράζεται σε κλίμακα από 0 έως 10 δέκατα (παλιότερα εκφράζονταν σε όγδοα) και καταγράφεται από έμπειρους παρατηρητές. Αν  $C$  είναι η μέση ημερήσια νέφωση, εκτιμημένη από διαδοχικές παρατηρήσεις, τότε η αντίστοιχη σχετική ηλιοφάνεια (διάρκεια ηλιοφάνειας προς διάρκεια ημέρας) είναι (Brutsaert, 1982, σ. 132)

$$n / N \approx 1 - C \quad (3.36)$$

ή γενικότερα

$$n / N = \alpha - \beta C \quad (3.37)$$

Οι Doorenbos and Pruitt (1977, σ. 19) δίνουν πίνακες μετατροπής της νέφωσης σε ηλιοφάνεια, κατάλληλους για υπολογισμούς εξάτμισης. Ουσιαστικά οι πίνακες αυτοί ισοδυναμούν με την (3.37) με  $\alpha = 0.95$  και  $\beta = 0.8$  για  $C \leq 0.75$  και  $\alpha = \beta = 1.4$  για  $C \geq 0.75$ .

### 3.3.4 Θερμοκρασία

Η επίδραση της θερμοκρασίας στην εξάτμιση έχει γίνει καταφανής από την ανάλυση των προηγούμενων ενοτήτων και άλλωστε είναι αντιληπτή ακόμη και δαισθητικά. Οι μετρήσεις της θερμοκρασίας είναι απαραίτητες σε οποιαδήποτε μέθοδο υπολογισμού της εξατμοδιαπνοής· μάλιστα,

όπως θα δούμε στην ενότητα 3.5, υπάρχουν μέθοδοι προσεγγιστικής εκτίμησης της εξάτμισης που στηρίζονται μόνο σε δεδομένα θερμοκρασίας.

Η μέτρηση της θερμοκρασίας είναι εύκολη και άλλωστε όλοι είμαστε εξοικειωμένοι μ' αυτή. Τα τυπικά θερμοόμετρα που χρησιμοποιούνται στις μετεωρολογικές μετρήσεις διακρίνονται σε *συνήθη*, για περιοδικές μετρήσεις (π.χ. από 1 έως 4 ανά ημέρα), *μεγίστου* (υδραργυρικά, με στραγγαλισμό στη βάση), *ελαχίστου* (με αλκοόλη, παρασύρει το δείκτη με επιφανειακή τάση) ή και συνδυασμένα *μεγίστου-ελαχίστου*. Η ακρίβεια των μετρήσεων απαιτεί την καλύτερη δυνατή προστασία των θερμομέτρων από την ηλιακή ακτινοβολία (άμεση ή έμμεση). Πράγματι, το οποιοδήποτε θερμοόμετρο δεν μετρά τίποτε περισσότερο από την ίδια τη θερμοκρασία του, που πρέπει να ταυτίζεται μ' αυτή του σημείου που χρειάζεται μέτρηση· η παρουσία ηλιακής ακτινοβολίας δεν επηρεάζει τη θερμοκρασία του αέρα, αλλά το θερμοόμετρο που τυχόν εκτίθεται σ' αυτή επηρεάζεται πολύ λόγω απορρόφησης της ακτινοβολίας. Τυπικά, τα θερμοόμετρα τοποθετούνται μέσα σε *μετεωρολογικούς κλωβούς*, δηλαδή περσιδωτά ξύλινα κουτιά που εξασφαλίζουν σκίαση επιτρέποντας την ελεύθερη κυκλοφορία του αέρα.

Η συνεχής καταγραφή της θερμοκρασίας γίνεται με *θερμογράφο*, όργανο με τύμπανο καταγραφής και μηχανικό αισθητήρα, του οποίου η λειτουργία κατά κανόνα βασίζεται σε διμεταλλικό έλασμα που η συστολή ή διαστολή του μετακινεί κατάλληλα τη θέση της ακίδας καταγραφής. Πιο σύγχρονα όργανα, τα οποία κυρίως χρησιμοποιούνται σε αυτόματους μετεωρολογικούς σταθμούς βασίζονται στη μέτρηση της ηλεκτρικής αντίστασης θερμικά ευαίσθητων στοιχείων ή σε θερμίστορ (ημιαγωγούς με χαρακτηριστικά που εξαρτώνται έντονα από τη θερμοκρασία).

Στην τυπική παρουσίαση των μετρήσεων θερμοκρασίας δίνονται η μέση, μέγιστη και ελάχιστη θερμοκρασία σε ημερήσια βάση καθώς και οι μέσοι όροι αυτών σε μηνιαία βάση. Η μέγιστη και ελάχιστη ημερήσια θερμοκρασία προκύπτουν από άμεσες αναγνώσεις είτε των θερμομέτρων μεγίστου και ελαχίστου, είτε της ταινίας του θερμογράφου (θερμογράφημα). Η μέση ημερήσια θερμοκρασία προκύπτει με ακρίβεια από ολοκλήρωση του ημερήσιου θερμογραφήματος, και προσεγγιστικά είτε ως ο σταθμισμένος μέσος όρος των (τουλάχιστον τριών) μετρήσεων σε

συγκεκριμένες ώρες της ημέρας, είτε ως το ημιάθροισμα της μέγιστης και ελάχιστης ημερήσιας θερμοκρασίας.

Η επεξεργασία των θερμοκρασιακών δεδομένων σε μηνιαία κλίμακα μπορεί κατ' αρχήν να γίνει με μεθόδους σαν αυτές που έχουν περιγραφεί στο κεφάλαιο 2 για τις βροχοπτώσεις. Ειδικότερα, η ισχυρή εξάρτηση της θερμοκρασίας με το υψόμετρο μπορεί να αξιοποιηθεί κατά την επεξεργασία των χρονοσειρών. Για παράδειγμα, η επιφανειακά μέση θερμοκρασία μιας λεκάνης που περιλαμβάνει ένα σταθμό μέτρησης θερμοκρασίας, μπορεί να γίνει από τη σχέση

$$T_S = T_\sigma - \alpha (z_S - z_\sigma) \quad (3.38)$$

όπου  $T_S$  και  $T_\sigma$  η θερμοκρασία της λεκάνης (επιφανειακά μέση) και του σταθμού, αντίστοιχα,  $z_S$  και  $z_\sigma$  το υψόμετρο της λεκάνης (μέσο) και του σταθμού, αντίστοιχα, και  $\alpha$  ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με το υψόμετρο, γνωστός ως *θερμοκρασιακή βαθμίδα* ή *θερμοβαθμίδα*. Τυπικά, για αύξηση του υψομέτρου κατά 1000 m παρατηρείται μείωση της θερμοκρασίας κατά  $6.5^\circ\text{C}$ , δηλαδή  $\alpha = 6.5^\circ\text{C} / 1000 \text{ m} = 0.0065^\circ\text{C/m}$ . Βεβαίως, η τιμή αυτή μεταβάλλεται γεωγραφικά και χρονικά· η ακριβής τιμή για μια δεδομένη περιοχή και περίοδο μπορεί να προσδιορίζεται χρησιμοποιώντας δεδομένα μερικών σταθμών της περιοχής, όπως αναλυτικότερα φαίνεται στην Εφαρμογή 3.3.4.

#### Εφαρμογή 3.3.4

*Στον Πίν. 3.8 περιέχονται δεδομένα υπερετήσιων μέσων μηνιαίων θερμοκρασιών πέντε σταθμών της Δυτικής Θεσσαλίας. Να μελετηθεί η μηνιαία διακύμανση της θερμοβαθμίδας της περιοχής.*

Οι υπολογισμοί των θερμοβαθμίδων ανά μήνα αποτελούν απλή εφαρμογή των τύπων της γραμμικής παλινδρόμησης μεταξύ του υψομέτρου  $z \equiv x$  και της θερμοκρασίας  $T \equiv y$ . Η θερμοβαθμίδα είναι  $a = -b$ , όπου  $b$  η κλίση της ευθείας παλινδρόμησης μεταξύ  $x$  και  $y$  (εξίσωση 2.19). Τα αποτελέσματα δίνονται στον Πίν. 3.8. Οι γενικά μεγάλες τιμές του συντελεστή συσχέτισης (εξίσωση 2.22), που φαίνονται στον Πίν. 3.8 δείχνουν ισχυρή γραμμική συσχέτιση θερμοκρασίας και υψομέτρου (με εξαίρεση τους χειμερινούς μήνες), όπως εξ άλλου, φαίνεται και στο Σχ. 3.2 για δύο χαρακτηριστικούς μήνες και για το σύνολο του έτους.

**Πίν. 3.8** Δεδομένα υπερετήσιων μέσων μηνιαίων θερμοκρασιών σταθμών της Δυτικής Θεσσαλίας

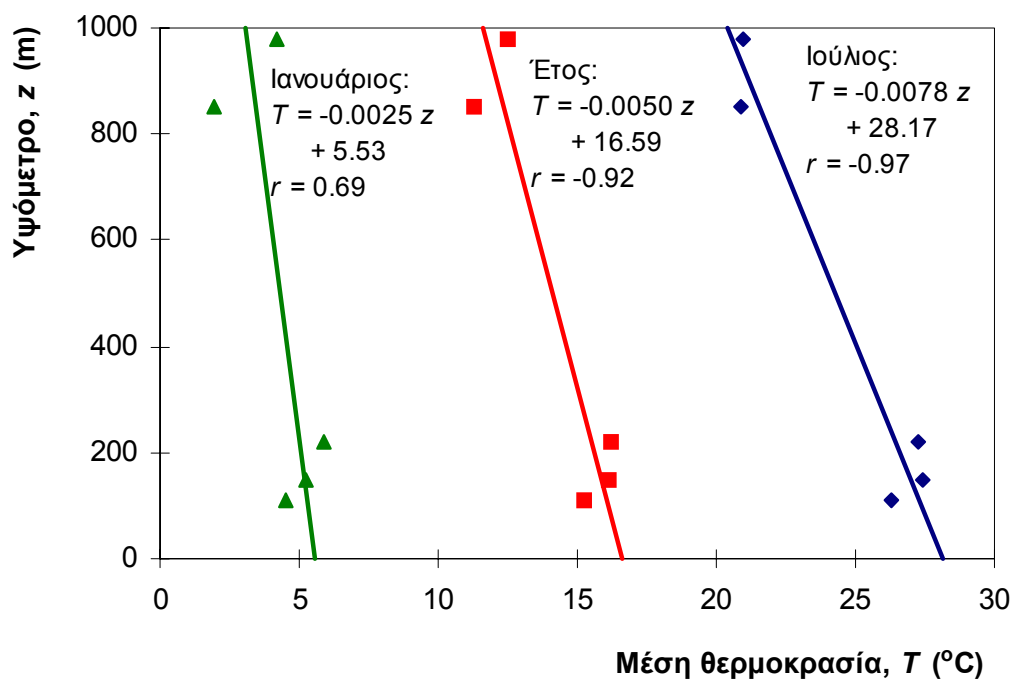
Σταθμός	Καρδίτσα	Τρίκαλα	Καλαμπάκα	Αργιθέα	Ταυρωπός
Υψόμετρο (m)	112	149	222	980	850
Οκτώβριος	15.9	16.6	16.8	14.1	12.1
Νοέμβριος	10.1	10.3	11.2	9.0	8.0
Δεκέμβριος	4.4	6.3	7.3	5.4	3.9
Ιανουάριος	4.6	5.3	5.9	4.2	1.9
Φεβρουάριος	6.9	6.8	7.3	5.1	2.8
Μάρτιος	10.4	10.7	10.3	7.3	5.1
Απρίλιος	13.9	15.2	14.6	10.3	9.3
Μάιος	18.0	20.2	19.7	15.5	14.5
Ιούνιος	24.2	25.5	24.5	19.0	18.6
Ιούλιος	26.3	27.4	27.3	20.9	20.9
Αύγουστος	25.6	26.3	26.7	20.7	20.6
Σεπτέμβριος	22.1	22.6	22.6	18.2	16.9
Έτος	15.2	16.2	16.2	12.5	11.3

Πηγή: Ξανθοπούλου κ.ά (1997). Προέλευση δεδομένων σταθμών Αργιθέας και Ταυρωπού: ΔΕΗ· υπόλοιπων σταθμών: ΕΜΥ.

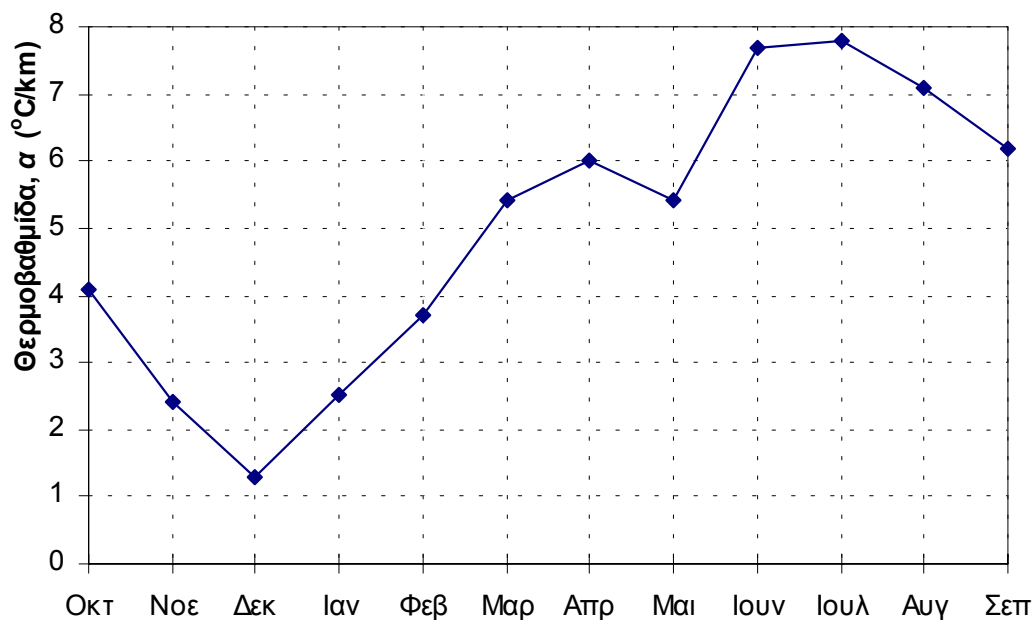
**Πίν. 3.9** Μέσες μηνιαίες θερμοβαθμίδες (και αντίστοιχοι συντελεστές συσχέτισης) της Δυτικής Θεσσαλίας, όπως υπολογίστηκαν στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.3.4.

Μήνας	Θερμο- βαθμίδα, °C/km	Συντελε- στής συ- σχέτισης	Μήνας	Θερμο- βαθμίδα, °C/km	Συντελε- στής συ- σχέτισης
Οκτώβριος	4.1	0.86	Απρίλιος	6.0	0.95
Νοέμβριος	2.4	0.82	Μάιος	5.4	0.89
Δεκέμβριος	1.3	0.40	Ιούνιος	7.7	0.97
Ιανουάριος	2.5	0.69	Ιούλιος	7.8	0.97
Φεβρουάριος	3.7	0.83	Αύγουστος	7.1	0.97
Μάρτιος	5.4	0.91	Σεπτέμβριος	6.2	0.95
			Έτος	5.0	0.92

Παρατηρούμε ότι η θερμοβαθμίδα δεν είναι σταθερή αλλά κυμαίνεται με ελάχιστη τιμή 1.3°C/km το Δεκέμβριο και μέγιστη 7.8°C/km τον Ιούλιο, ενώ η μέση ετήσια τιμή είναι 5°C/km. Η διακύμανση φαίνεται στο Σχ. 3.2 και, όπως παρατηρούμε, συμβαδίζει με τη διακύμανση της θερμοκρασίας.



Σχ. 3.1 Συσχέτιση της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας του Ιανουαρίου και του Ιουλίου, καθώς και της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας στη Δυτική Θεσσαλία με το υψόμετρο, στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.3.4.



Σχ. 3.2 Μηνιαία διακύμανση της θερμοβαθμίδας στη Δυτική Θεσσαλία, με βάση τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.3.4.



### 3.3.5 Σχετική υγρασία

Η σχετική υγρασία  $U$ , όπως είδαμε στο εδάφιο 2.1.1, ορίζεται ως ο λόγος της πραγματικής τάσης υδρατμών  $e$  προς την τάση κορεσμού  $e_*$ . Τυπικά, η μέτρηση του μεγέθους  $e$  ή ισοδύναμα του  $U$ , γίνεται με το *ψυχρόμετρο*, το οποίο συνίσταται από δύο θερμομέτρα, ένα κοινό (ξηρό) και ένα με καλυμμένο το δοχείο υδραργύρου με βρεγμένο ύφασμα (υγρό). Η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου είναι μικρότερη λόγω της εξάτμισης του νερού. Από τις θερμοκρασίες του ξηρού και υγρού θερμομέτρου υπολογίζεται μέσω μετεωρολογικών πινάκων (βλ. π.χ. Doorenbos and Pruitt, 1977; Shuttleworth, 1993, σ. 4.34) η σχετική υγρασία. Αυτός ο τρόπος μέτρησης της σχετικής υγρασίας, δείχνει τη στενή σχέση της σχετικής υγρασίας με την εξάτμιση.

Η συνεχής καταγραφή της σχετικής υγρασίας γίνεται με τον *υγρογράφο*, όργανο με τύμπανο καταγραφής και αισθητήρα, του οποίου η λειτουργία κατά κανόνα βασίζεται στη μεταβολή των διαστάσεων μιας υγροσκοπικής ουσίας, κατά κανόνα ζωικής τρίχας.

Στην τυπική παρουσίαση των μετρήσεων σχετικής υγρασίας δίνεται η μέση σχετική υγρασία σε ημερήσια και σε μηνιαία βάση. Για τον υπολογισμό της μέσης σχετικής υγρασίας σε μια τυχούσα περίοδο  $\Delta t$ , η ολοκλήρωση μπορεί να γίνει με δύο τρόπους. Σύμφωνα με τον απλούστερο τρόπο, η μέση σχετική υγρασία προκύπτει με άμεση ολοκλήρωση ως προς το χρόνο της σχετικής υγρασίας, δηλαδή

$$\bar{U}_1 = \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} U dt \quad (3.39)$$

Σύμφωνα με το δεύτερο τρόπο η ολοκλήρωση γίνεται στη βάση της τάσης υδρατμών  $e$ , δηλαδή υπολογίζεται πρώτα το μέγεθος

$$\bar{e} = \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} e dt = \frac{1}{\Delta t} \int_0^{\Delta t} e_*(T) U dt \quad (3.40)$$

οπότε η μέση σχετική υγρασία της περιόδου  $\Delta t$  είναι

$$\bar{U}_2 = \frac{\bar{e}}{e_*(\bar{T})} \quad (3.41)$$

όπου  $\bar{T}$  η μέση θερμοκρασία της ίδιας περιόδου. Για τους υπολογισμούς της εξάτμισης είναι ακριβέστερο να χρησιμοποιείται το μέγεθος  $\bar{U}_2$ .

### 3.3.6 Ταχύτητα ανέμου

Στους μετεωρολογικούς σταθμούς γίνονται μετρήσεις τόσο της διεύθυνσης όσο και της ταχύτητας του ανέμου, αλλά για τους υπολογισμούς της εξάτμισης ενδιαφέρει μόνο η ταχύτητα (βλ. εδάφιο 3.2.4). Το όργανο που χρησιμοποιείται είναι το *ανεμόμετρο*, ένας μύλος με τρία ή τέσσερα “κύπελλα” που περιστρέφεται γύρω από κατακόρυφο άξονα, οπότε από τη γωνιακή ταχύτητα περιστροφής προκύπτει η ταχύτητα του ανέμου. Το όργανο αυτό μπορεί να συνδυάζεται με συμβατικό καταγραφικό σύστημα (με τύμπανο), οπότε έχουμε τον *ανεμογράφο*. Μπορεί ακόμη να συνδυάζεται με ηλεκτρονικό ψηφιακό σύστημα καταγραφής. Συνήθως το μετρούμενο μέγεθος δεν είναι η στιγμιαία ταχύτητα αλλά η μέση ταχύτητα μιας περιόδου (π.χ. μερικών λεπτών). Επειδή η ταχύτητα μεταβάλλεται έντονα στο χρόνο, συχνά δίνεται και η μέγιστη ταχύτητα που έχει παρατηρηθεί στο ίδιο διάστημα, η οποία είναι γνωστή ως *ριπή ανέμου* (και πάλι δεν είναι στιγμιαία ταχύτητα, αλλά μέση ταχύτητα για μια πολύ μικρή περίοδο, π.χ. 2 s).

Είναι γνωστό ότι η ταχύτητα του ανέμου αυξάνεται όσο απομακρυνόμαστε από το έδαφος, και κατά συνέπεια το αποτέλεσμα της μέτρησης της ταχύτητας εξαρτάται από το ύψος πάνω από το έδαφος, όπου είναι εγκατεστημένο το όργανο. Το ύψος αυτό δεν έχει τυποποιηθεί, αλλά κυμαίνεται συνήθως από 2-10 m. Ωστόσο, στους υπολογισμούς της εξάτμισης έχει καθιερωθεί να χρησιμοποιείται η ταχύτητα ανέμου σε ύψος 2 m. Αν  $z_1$  είναι το ύψος του οργάνου, τότε η αναγωγή της ταχύτητας στο καθιερωμένο ύψος  $z_2 = 2$  m μπορεί να γίνει με βάση το λογαριθμικό νόμο διανομής ταχυτήτων (εξίσωση (3.23)), απ’ όπου προκύπτει

$$\frac{u_2}{u_1} = \frac{\ln\left(\frac{z_2}{z_0}\right)}{\ln\left(\frac{z_1}{z_0}\right)} \quad (3.42)$$

όπου  $u_2$  και  $u_1$  η ταχύτητα σε ύψος  $z_2$  και  $z_1$ , αντίστοιχα.\* Η παράμετρος τραχύτητας  $z_0$  για διάφορες φυσικές επιφάνειες δίνεται στον Πίν. 3.10.

Η ταχύτητα του ανέμου εκφράζεται συχνά στην κλίμακα Beaufort. Η αντιστοιχία της ταχύτητας ανέμου  $u_{10}$  σε m/s σε ύψος 10 m με τον αριθμό Beaufort  $B$ , δίνεται από τη σχέση (Beers, 1945, σ. 47)

$$u_{10} = 0.836 B^{3/2} \quad (3.43)$$

Κατά συνέπεια, αν τα δεδομένα της ταχύτητας ανέμου είναι εκφρασμένα στην κλίμακα Beaufort, τότε η ταχύτητα ανέμου  $u_2$  σε ύψος 2 m, εκφρασμένη σε m/s, θα δίνεται από τη σχέση

$$u_2 = 0.836 B^{3/2} \frac{\ln 2 - \ln z_0}{\ln 10 - \ln z_0} \quad (3.44)$$

όπου η παράμετρος τραχύτητας  $z_0$  εκφράζεται σε m.

**Πίν. 3.10** Τυπικές τιμές της παραμέτρου τραχύτητας  $z_0$  για διάφορες φυσικές επιφάνειες

Περιγραφή επιφάνειας	Παράμετρος τραχύτητας $z_0$ (cm)
Πάγος	0.001
Ασφαλτοστρωμένη επιφάνεια	0.002
Υδάτινη επιφάνεια	0.01-0.06
Χλόη, ύψους μέχρι 1 cm	0.1
Χλόη ύψους 1-10 cm	0.1-2
Χλόη, σιτηρά κτλ. ύψους 10-50 cm	2-5
Φυτοκάλυψη ύψους 1-2 m	20
Δέντρα ύψους 10-15 m	40-70

Πηγή: Brutsaert (1982, σ. 114) μετά από προσαρμογή.

\* Η εξίσωση αναγωγής (3.42) συστήνεται ως ακριβέστερη από τη συχνά χρησιμοποιούμενη σχέση δύναμης:  $u_2/u_1 = (z_2/z_1)^k$ . Πάντως, είναι προφανές ότι και στην τελευταία, ο συντελεστής  $k$  δεν είναι σταθερός (όπως εσφαλμένα αναφέρεται σε διάφορα εγχειρίδια) αλλά εξαρτάται από την τραχύτητα της επιφάνειας (βλ. Linsley et al., 1975, σ. 45).

### 3.3.7 Ατμοσφαιρική πίεση

Η ατμοσφαιρική πίεση δεν υπεισέρχεται άμεσα στους υπολογισμούς της εξάτμισης, αλλά επηρεάζει διάφορες παραμέτρους που συνδέονται με την εξάτμιση. Γενικά είναι αρκετή η εκτίμηση της μέσης ατμοσφαιρικής πίεσης της περιοχής, η οποία είναι συνάρτηση του υψομέτρου και δίνεται στον Πίν. 3.1. Ωστόσο, στη μετεωρολογία (π.χ. για την πρόγνωση του καιρού) η ακριβής μέτρηση της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι απαραίτητη. Η μέτρηση γίνεται με βαρόμετρα και η συνεχής καταγραφή με βαρογράφους.

## 3.4 Εκτίμηση της εξάτμισης και εξατμοδιαπνοής με μεθόδους συνδυασμού

Στο εδάφιο 3.2.4 διαπιστώσαμε ότι η εκτίμηση της εξάτμισης με την εξίσωση μεταφοράς (3.29) προϋποθέτει τη μέτρηση της θερμοκρασίας σε δύο επίπεδα (επιφάνεια και ατμόσφαιρα) και της ταχύτητας ανέμου. Εξ άλλου, στο εδάφιο 3.2.3 είδαμε ότι η εκτίμηση της εξάτμισης από την εξίσωση ενεργειακού ισοζυγίου προϋποθέτει τη γνώση του λόγου Bowen· για τον τελευταίο, στο εδάφιο 3.2.5 (εξ. (3.33)) είδαμε ότι είναι απαραίτητη η μέτρηση της θερμοκρασίας πάλι σε δύο επίπεδα, καθώς και της σχετικής υγρασίας.

Ο Penman (1948) ήταν ο πρώτος που συνδύασε τους δύο τρόπους εκτίμησης της εξάτμισης και κατέληξε στη φερώνυμη εξίσωση· ταυτόχρονα, με το συνδυασμό των εξισώσεων, απάλειψε τη θερμοκρασία της επιφάνειας που εξατμίζει, και έτσι έκανε εφικτή την εκτίμηση της εξάτμισης από μετρήσεις θερμοκρασίας, σχετικής υγρασίας και ταχύτητας ανέμου σε μία μόνο στάθμη της ατμόσφαιρας. Κατά σύμβαση, η στάθμη αυτή βρίσκεται σε ύψος 2 m από την επιφάνεια. Αυτό το ύψος ενδιαφέρει ιδιαίτερα στην ταχύτητα ανέμου, η οποία ως γνωστόν μεταβάλλεται σημαντικά με το ύψος, ενώ δεν είναι απαραίτητο να τηρείται το ίδιο σχολαστικά για τη θερμοκρασία. Ένα άλλο δεδομένο που απαιτεί η μέθοδος Penman είναι η σχετική ηλιοφάνεια, η οποία υπεισέρχεται στην εκτίμηση της διαθέσιμης ενέργειας.

Η εξίσωση Penman κανονικά εφαρμόζεται για την εκτίμηση της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια. Μια βασική παραδοχή για την ανάπτυξή

της, η οποία ευσταθεί για υδάτινη επιφάνεια, είναι ότι οι υδρατμοί κοντά στην επιφάνεια είναι κορεσμένοι. Η παραδοχή αυτή δεν ευσταθεί στην περίπτωση της διαπνοής, όπου οι υδρατμοί δεν είναι κορεσμένοι στην επιφάνεια των φύλλων. Παρόλη την αδυναμία της αυτή, η μέθοδος Penman έχει χρησιμοποιηθεί ευρέως και για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής από εδαφικές επιφάνειες. Μάλιστα, οι Doorenbos and Pruitt (1977) τυποποίησαν τη μέθοδο Penman για την εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς.

Για να αντιμετωπίσουν την παραπάνω αδυναμία της μεθόδου Penman, ο Monteith (1965) αναδιατύπωσε τη μέθοδο εισάγοντας την επιφανειακή αντίσταση των στομάτων των φυλλωμάτων στην εξάτμιση. Προέκυψε έτσι η αποκαλούμενη μέθοδος Penman-Monteith, η οποία είναι κατάλληλη για την εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής των φυτών και ειδικότερα της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς. Η ίδια μέθοδος μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για την εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής, με τη διαφορά ότι δεν αρκούν πλέον τα τυπικά για τη μέθοδο Penman μετεωρολογικά δεδομένα, αλλά χρειάζονται και μετρήσεις της επιφανειακής αντίστασης των φυλλωμάτων. Η χρήση της μεθόδου Penman-Monteith τείνει να γενικευτεί τα τελευταία χρόνια σε εκτιμήσεις εξατμοδιαπνοής, λόγω της ακριβέστερης περιγραφής του φαινομένου.

Στα εδάφια που ακολουθούν περιγράφονται αναλυτικά τόσο η αυθεντική μέθοδος Penman, όσο και οι παραλλαγές της, ενώ δίνονται και αριθμητικά παραδείγματα που επεξηγούν την εφαρμογή τους.

### 3.4.1 Εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια - Η μέθοδος Penman

Στην ανάλυση του, ο Penman χρησιμοποίησε την προσεγγιστική σχέση

$$\frac{e_*(T_s) - e_*(T_a)}{T_s - T_a} = \Delta \quad (3.45)$$

όπου  $\Delta = de_*/dT$  (βλ. εδάφιο 3.2.1 και Πίν. 3.1). Εισάγοντας την (3.45) στην (3.33), ο λόγος Bowen προκύπτει

$$B = \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_*(T_s) - e_*(T_a)}{e_*(T_s) - e} = \frac{\gamma}{\Delta} \left[ 1 - \frac{e_*(T_a) - e}{e_*(T_s) - e} \right] \quad (3.46)$$

Ο συνδυασμός της (3.46) με την (3.14), με την υπόθεση ότι  $A \approx R_n$ , δίνει

$$\frac{\Delta + \gamma}{\Delta} E' - \frac{\gamma}{\Delta} \frac{e_*(T_a) - e}{e_*(T_s) - e} E' = \frac{R_n}{\lambda} \quad (3.47)$$

Παρατηρούμε ότι στο δεύτερο όρο της (3.47), ο λόγος  $E' / [e_*(T_s) - e]$  μπορεί να αντικατασταθεί, με βάση την (3.29), από τη συνάρτηση  $F(u)$ . Έτσι απαλείφεται από την εξίσωση η θερμοκρασία της επιφάνειας  $T_s$  και η (3.47) γράφεται

$$\frac{\Delta + \gamma}{\Delta} E' - \frac{\gamma}{\Delta} F(u) D = \frac{R_n}{\lambda} \quad (3.48)$$

όπου θέσαμε

$$D := e_*(T_a) - e \quad (3.49)$$

Επιλύοντας την (3.48) βρίσκουμε την τελική εξίσωση του Penman

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} F(u) D \quad (3.50)$$

Το μέγεθος  $D$  εκφράζει το *έλλειμμα κορεσμού* στην ατμόσφαιρα. Εναλλακτικά, προσδιορίζεται συναρτήσει της θερμοκρασίας  $T_a$  και της σχετικής υγρασίας  $U$  από τη σχέση

$$D = e_*(T_a) (1 - U) \quad (3.51)$$

Η *συνάρτηση ανέμου*  $F(u)$  μπορεί κατ' αρχήν να παραχθεί θεωρητικά με βάση την εξίσωση (3.27), θέτοντας  $D_v/D_M = 1$ ,  $\varepsilon = 0.622$ ,  $k = 0.4$  (σταθερά του von Karman),  $z_0 = 0.05$  cm (τυπική τραχύτητα υδάτινης επιφάνειας), και  $z = 2$  m (τυπικό ύψος μέτρησης της ταχύτητας ανέμου). Αντικαθιστώντας την πυκνότητα του αέρα από την αντίστοιχη σχέση του Πίν. 3.1 και κάνοντας τις κατάλληλες μετατροπές μονάδων, ώστε η  $F(u)$  να εκφράζεται σε kg/(hPa m<sup>2</sup> d), ενώ η ταχύτητα ανέμου  $u$  σε m/s, παίρνουμε

$$F(u) = \frac{43.6}{T + 273} u \quad (3.52)$$

όπου  $T$  η θερμοκρασία σε °C. Για τυπική θερμοκρασία 15°C, η παραπάνω εξίσωση δίνει

$$F_w(u) = 0.150 u \quad (3.53)$$

Ωστόσο, σύμφωνα με τον αυθεντικό τύπο του Penman (1948) η  $F(u)$  δίνεται εμπειρικά από την ακόλουθη έκφραση (μετά από κατάλληλες μετατροπές μονάδων)

$$F(u) = 0.26 (1 + 0.54 u) = 0.26 + 0.140 u \quad (3.54)$$

όπου και πάλι η ταχύτητα ανέμου  $u$ , μετρημένη σε ύψος 2 m, είναι σε m/s, ενώ η  $F(u)$  έχει μονάδες kg/(hPa m<sup>2</sup> d). Ο ίδιος ο Penman (1956) τροποποίησε την αρχική σχέση του προτείνοντας την αντικατάσταση της τιμής 1 στην παρένθεση της (3.54), με την τιμή 0.5:

$$F(u) = 0.26 (0.5 + 0.54 u) = 0.13 + 0.140 u \quad (3.55)$$

Στις υδρολογικές εφαρμογές χρησιμοποιούνται και οι δύο εμπειρικές εκφράσεις (3.54) και (3.55) με επικρατέστερη την πρώτη (βλ. και Brutsaert, 1982, σ. 217). Κατά την άποψη των συγγραφέων, η (3.55) είναι προτιμότερη γιατί συμφωνεί καλύτερα με τις θεωρητικές εξισώσεις (3.52) και (3.53), αλλά και φαίνεται να προσαρμόζεται περισσότερο στα ελληνικά δεδομένα (βλ. και Πίν. 3.11). Τονίζεται ότι όλες οι παραπάνω συναρτήσεις ανέμου αναφέρονται στην εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια.

### 3.4.2 Εξατμοδιαπνοή - Η μέθοδος Penman - Monteith

Όπως προαναφέρθηκε, ο Monteith (1965) εισήγαγε την έννοια της *επιφανειακής αντίστασης*  $r_s$  των στομάτων, η οποία εκφράζει την ελεγχόμενη (σε ένα βαθμό) από τη χλωρίδα αντίσταση των φυλλωμάτων στην εξάτμιση. Από φυσική άποψη, η αντίσταση αυτή εκφράζει το γεγονός ότι οι υδρατμοί, ενώ μέσα στις κοιλότητες των στομάτων είναι σε κατάσταση κορεσμού, έξω από αυτές (δηλαδή στην επιφάνεια των φυλλωμάτων) βρίσκονται σε ακόρεστη κατάσταση. Η επιφανειακή αντίσταση εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, όπως την ακτινοβολία, το έλλειμμα κορεσμού, τη θερμοκρασία των φυλλωμάτων, το περιεχόμενο νερό στα φυλλώματα, το ύψος των φυτών, κ.ά. (βλ. Dingman, 1994, σ. 282). Όπως και η αεροδυναμική αντίσταση  $r_a$  (βλ. εξ. (3.28)) η επιφανειακή αντίσταση  $r_s$  έχει διαστάσεις [LT<sup>-1</sup>] και συνήθως εκφράζεται σε s/m.

Ο Monteith συνδύασε κατάλληλα την επιφανειακή και την αεροδυναμική αντίσταση και κατέληξε στην ακόλουθη τροποποιημένη σχέση Penman, γνωστή ως εξίσωση Penman-Monteith\*:

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\rho_a c_p}{(\Delta + \gamma') \lambda r_a} D \quad (3.56)$$

όπου

$$\gamma' = \gamma (1 + r_s / r_a) \quad (3.57)$$

Ισοδύναμα, η (3.56) μπορεί να γραφεί

$$E' = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} F(u) D \quad (3.58)^\dagger$$

όπου

$$F(u) := \frac{\rho_a c_p}{\gamma \lambda r_a} = \frac{\varepsilon \rho_a}{p r_a} \quad (3.59)$$

Παρατηρούμε ότι η εξίσωση Penman-Monteith, στην περίπτωση της υδάτινης επιφάνειας, μεταπίπτει άμεσα στην εξίσωση Penman. Πράγματι, η επιφανειακή αντίσταση για υδάτινη επιφάνεια είναι  $r_s = 0$ , οπότε η (3.57) δίνει  $\gamma' = \gamma$ . Εξ άλλου, συνδυάζοντας τις εξισώσεις (3.28) και (3.29), και συγκρίνοντας με την (3.59), συμπεραίνουμε ότι η τελευταία ισχύει και για την αυθεντική εξίσωση Penman.

Κατά συνέπεια, η εξίσωση Penman-Monteith μπορεί να θεωρηθεί ως γενίκευση της εξίσωσης Penman, η οποία ισχύει και για εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες και για εξατμοδιαπνοή από εδαφικές επιφάνειες. Μάλιστα, θεωρητικά μπορεί να εφαρμοστεί τόσο για τη δυνητική, όσο και για την πραγματική εξατμοδιαπνοή, αρκεί να εκτιμηθούν οι αντιστάσεις  $r_a$  και  $r_s$ . Είναι βεβαίως ευνόητο ότι η  $r_s$  δεν είναι σταθερή για μια συγκεκριμένη φυτοκάλυψη, αλλά μεταβάλλεται ανάλογα με τις συνθήκες

---

\* Η απόδειξη της σχέσης παραλείπεται. Ο ενδιαφερόμενος αναγνώστης παραπέμπεται στον Brutsaert, 1982, σ. 223.

† Για αποφυγή λαθών επισημαίνεται ότι στον αριθμητή του δεύτερου όρου του δεξιού μέλους της (3.58) υπάρχει ο συντελεστής  $\gamma$ , ενώ στον παρονομαστή ο συντελεστής  $\gamma'$ .



ενυδάτωσης της χλωρίδας, παίρνοντας μεγαλύτερες τιμές όταν υπάρχει ανεπάρκεια νερού. Ωστόσο, η εκτίμηση της αντίστασης  $r_s$  έχει πρακτικές δυσκολίες γιατί δεν είναι σαφής η συσχέτισή της με κάποια άλλα μετρήσιμα μεγέθη των φυτών, του εδάφους ή της ατμόσφαιρας. Πάντως, για ορισμένες ιδεατές καταστάσεις είναι δυνατός ο καθορισμός συγκεκριμένων τιμών της  $r_s$ .

### 3.4.3 Εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς - Η μέθοδος Doorenbos - Pruitt

Η εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς, η οποία είναι απαραίτητη για τον προσδιορισμό των αρδευτικών αναγκών, είναι μια τυπική περίπτωση εφαρμογής των παραπάνω μεθόδων συνδυασμού. Η αυθεντική μέθοδος Penman, όπως έχει διατυπωθεί στο εδάφιο 3.4.1 δεν είναι προφανώς άμεσα αξιοποιήσιμη για την περίπτωση αυτή. Οι Doorenbos and Pruitt (1977) πρότειναν ελαφρές τροποποιήσεις της μεθόδου για να την κάνουν κατάλληλη για το σκοπό αυτό, χωρίς πάντως να εισαγάγουν στις τροποποιήσεις αυτές την έννοια της επιφανειακής αντίστασης. Η μέθοδος Doorenbos-Pruitt συνοψίζεται στην εξίσωση

$$E' = c \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} F(u) D \right] \quad (3.60)$$

Παρατηρούμε ότι μια πρώτη τροποποίηση στην εξίσωση Doorenbos-Pruitt είναι η εισαγωγή του *συντελεστή αναγωγής*  $c$ , ο οποίος παίρνει υπόψη τις διαφορές των μετεωρολογικών συνθηκών που επικρατούν σε ένα τόπο μεταξύ ημέρας και νύχτας. Πιο συγκεκριμένα, ο συντελεστής  $c$  εξαρτάται από (α) τη μέγιστη σχετική υγρασία (β) την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος (γ) την ταχύτητα του ανέμου κατά τη διάρκεια της ημέρας και (δ) την ταχύτητα του ανέμου κατά τη διάρκεια της νύχτας. Οι Doorenbos and Pruitt (1977) δίνουν ένα πίνακα εκτίμησης του μεγέθους  $c$  συναρτήσεως αυτών των παραμέτρων. Ας σημειωθεί ότι η εκτίμηση του συντελεστή αναγωγής προϋποθέτει τη γνώση περισσότερων μετεωρολογικών μεταβλητών σε σχέση με την αυθεντική μέθοδο Penman· στην Ελλάδα αυτές δεν είναι εύκολα διαθέσιμες ακόμη και στους πιο πλήρεις μετεωρολογικούς σταθμούς. Πάντως για τις τυπικές θερινές συνθήκες, όπου κυρίως ενδιαφέρει η εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής των καλλιεργειών, και ειδικότερα για μέγιστη σχετική υγρασία της

τάξης του 70% και για λόγους ταχυτήτων ανέμων κατά την ημέρα και τη νύχτα της τάξης του 1.5-2.0, ο συντελεστής αναγωγής είναι περίπου 1, οπότε μπορεί να παραλειφθεί.

Μια δεύτερη τροποποίηση αφορά στη συνάρτηση ανέμου, η οποία κατά Doorenbos-Pruitt είναι

$$F(u) = 0.27(1 + 0.86u) \quad (3.61)$$

Οι μεγαλύτερες τιμές των παραμέτρων της (3.61) σε σχέση με αυτές της (3.54) είναι κατ' αρχήν εύλογες επειδή η καλλιέργεια αναφοράς έχει μεγαλύτερη τραχύτητα από μια υδάτινη επιφάνεια. Θα πρέπει όμως να σημειωθεί ότι στη συνάρτηση ανέμου κανονικά υπεισέρχεται και η επίδραση της επιφανειακής αντίστασης, η οποία δεν έχει ληφθεί υπόψη στην προσέγγιση των Doorenbos-Pruitt.

Τέλος θα πρέπει να τονιστεί ότι στην περίπτωση της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς η λευκαύγεια είναι αρκετά μεγαλύτερη από αυτήν του νερού (βλ. Πίν. 3.6), γεγονός που μειώνει τη διαθέσιμη ακτινοβολία βραχέων κυμάτων. Οι Doorenbos and Pruitt (1977) πρότειναν την τιμή  $\alpha = 0.25$ . Τέλος, όπως είδαμε στον Πίν. 3.7, οι Doorenbos and Pruitt (1977) πρότειναν μικρότερες τιμές των παραμέτρων του συντελεστή  $\varepsilon_n$ , γεγονός που συντείνει στη μείωση της ακτινοβολίας μακρών κυμάτων και άρα στην αύξηση της ολικής διαθέσιμης ακτινοβολίας (βλ. και ανάλυση στη σ. 177). Ως αποτέλεσμα όλων των τροποποιήσεων της μεθόδου Penman, η μέθοδος Doorenbos-Pruitt παρουσιάζει την τάση υπερεκτίμησης της εξατμοδιαπνοής (βλ. και κριτική στην Εφαρμογή 3.4.5), γεγονός που πρέπει να αποδοθεί στην ανάγκη συντηρητικότερων εκτιμήσεων, δεδομένου ότι η μέθοδος ουσιαστικά αποσκοπεί στην εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών.

Από τη δεκαετία του 1970 μέχρι πρόσφατα, η μέθοδος Doorenbos-Pruitt απετέλεσε το διεθνές πρότυπο, γνωστό και ως πρότυπο FAO (Food and Agriculture Organization), εκτίμησης των υδατικών αναγκών των καλλιεργειών. Και στην Ελλάδα θεσμοθετήθηκε από το Υπουργείο Γεωργίας (1992) ως η καθιερωμένη μέθοδος εκτίμησης υδατικών αναγκών (βλ. και ενότητα 3.6). Στη δεκαετία του 1990 έγιναν εκτεταμένες έρευνες υπό την αιγίδα του FAO και, αφού διαπιστώθηκε ότι η μέθοδος υπερεκτιμά την εξατμοδιαπνοή, το πρότυπο αυτό αναθεωρήθηκε (Smith et al., 1996· Allen et al., 1996, 1998). Το αναθεωρημένο πρότυπο

στηρίζεται στην εξίσωση Penman - Monteith (βλ. επόμενο εδάφιο) και είναι πολύ ακριβέστερο από το παλιό.

#### 3.4.4 Εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς - Εφαρμογή της μεθόδου Penman - Monteith

Παρόλο που, όπως είδαμε στο εδάφιο 3.4.2, η μέθοδος Penman-Monteith είναι δύσκολα εφαρμόσιμη σε πραγματικές συνθήκες, η εφαρμογή της απλοποιείται κατά πολύ στην περίπτωση της ιδεατής καλλιέργειας αναφοράς. Αυτή ορίζεται (κατά τρόπο αυστηρότερο αυτού που δώσαμε στην ενότητα 3.1, βλ. Smith et al., 1996) ως μια υποθετική καλλιέργεια με ύψος 0.12 m που έχει επιφανειακή αντίσταση 70 s/m και λευκαύγεια 0.23, αναπαριστώντας πιστά ως προς την εξατμοδιαπνοή μια εκτεταμένη επιφάνεια χλόης ομοιόμορφου ύψους, σε ενεργή ανάπτυξη και επαρκώς αρδευόμενη. Εναλλακτικά, ο Shuttleworth (1993, σ. 4.12) στον ορισμό της καλλιέργειας αναφοράς θεωρεί επιφανειακή αντίσταση  $r_s = 69$  s/m αντί 70 s/m.\* Με αυτά τα δεδομένα, καθίσταται άμεσα εφαρμόσιμη η εξίσωση (3.56), χωρίς να απαιτούνται άλλα δεδομένα πέρα από αυτά της αυθεντικής μεθόδου Penman. Η μέθοδος Penman-Monteith ξεπερνά τα μειονεκτήματα της μεθόδου Doorenbos-Pruitt και, όπως αποδείχτηκε, βρίσκεται σε συμφωνία με πραγματικές μετρήσεις εξατμοδιαπνοής καλλιεργειών σε παγκόσμια κλίμακα. Περισσότερα στοιχεία για την εφαρμογή της εξίσωσης Penman-Monteith για την καλλιέργεια αναφοράς, καθώς και σύγκριση με τα αντίστοιχα στοιχεία της μεθόδου Penman για υδάτινες επιφάνειες και της μεθόδου Doorenbos-Pruitt για την καλλιέργεια αναφοράς, δίνονται στον Πίν. 3.11.

Οι Smith et al. (1996) διαπιστώνουν ότι, ακόμη και σε περιπτώσεις που δεν είναι διαθέσιμο το σύνολο των μετεωρολογικών δεδομένων που απαιτεί η μέθοδος Penman-Monteith, και πάλι είναι προτιμότερο να χρησιμοποιείται προσεγγιστικά αυτή μέθοδος παρά μια ανακριβής εμπειρική μέθοδος. Ειδικότερα προτείνουν τις ακόλουθες προσεγγίσεις για τις περιπτώσεις ελλείψεων δεδομένων:

---

\* Παρόλο που η τιμή  $r_s = 70$  s/m εκτιμάται ότι τελικώς θα επικρατήσει, επειδή περιέχεται στο σχετικό πρότυπο του FAO, στα παραδείγματα αυτού του βιβλίου (προγενέστερα του προτύπου FAO) έχει χρησιμοποιηθεί η τιμή  $r_s = 69$  s/m.

**Πίν. 3.11** Συντελεστές του όρου μεταφοράς μάζας για διάφορες περιπτώσεις υπολογισμού εξάτμισης ή δυνητικής εξατμοδιαπνοής.<sup>†</sup>

Μέγεθος	Περίπτωση Ελεύθερο νερό - υπολογισμού Μέθοδος Penman <sup>1,3</sup> και Penman-Monteith <sup>4</sup>	Καλλιέργεια αναφοράς με τη μέθοδο Doorenbos & Pruitt <sup>2,5</sup>	Καλλιέργεια αναφοράς με τη μέθοδο Penman-Monteith <sup>4</sup>
Επιφανειακή αντίσταση, $r_s$ (s/m)	$r_s = 0$	Δεν ορίζεται	$r_s = 69$ s/m ή 70 s/m
Συντελεστής $\gamma'$ (hPa/°C)	$\gamma' = \gamma$	$\gamma' = \gamma$	$\gamma' = \gamma(1 + \alpha u)$ όπου $\alpha = 0.33$ για $r_s = 69$ s/m και $\alpha = 0.34$ για $r_s = 70$ s/m
Συνάρτηση ανέμου $F(u)$ (kg/(hPa m <sup>2</sup> d)) για τυπική πυκνότητα και πίεση	$F_w(u) = 0.26 \times (0.5 + 0.54 u)$	$F_{DP}(u) = 0.27 \times (1 + 0.86 u)$	$F_{rc}(u) = 0.31 u$
Συνάρτηση ανέμου $F(u)$ (kg/(hPa m <sup>2</sup> d)) για οποιαδήποτε πυκνότητα και πίεση (με εφαρμογή της (3.27))	$F_w(u) = \frac{43.6}{T+273} u$	Δεν καθορίζεται	$F_{rc}(u) = \frac{90}{T+273} u$

<sup>†</sup> Σε όλους τους τύπους,  $u$  είναι η ταχύτητα ανέμου μετρημένη σε ύψος 2 m από το έδαφος, σε m/s.

Παραπομπές: <sup>1</sup> Penman (1948). <sup>2</sup> Doorenbos and Pruitt (1977). <sup>3</sup> Brutsaert (1982). <sup>4</sup> Shuttleworth (1993). <sup>5</sup> Υπουργείο Γεωργίας (1992).

- Η ταχύτητα ανέμου  $u$  μπορεί να θεωρείται ίση με 2 m/s (ακόμη, σε περιοχές με ισχυρούς ανέμους μπορεί να λαμβάνεται 3 m/s και σε περιοχές με ήπιους ανέμους 1 m/s).

- Η πραγματική τάση ατμών μπορεί να εκτιμάται από την εξίσωση 2.4 (βλ. και Πίν. 3.1) λαμβάνοντας θερμοκρασία ίση με την ελάχιστη ημερήσια  $T_{\min}$ .
- Η καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων μπορεί να εκτιμάται συναρτήσει της εισερχόμενης εξωγήινης ακτινοβολίας  $S_0$  από την εμπειρική σχέση

$$R_n = 0.17 (1 - a) (p / p_0) (T_{\max} - T_{\min})^{0.5} S_0 \quad (3.62)$$

όπου  $a$  η λευκαύγεια,  $p$  και  $p_0$  η πίεση στον τόπο αναφοράς και στη θάλασσα, αντίστοιχα, και  $T_{\max}$  και  $T_{\min}$  η μέγιστη και ελάχιστη ημερήσια θερμοκρασία, αντίστοιχα. Αυτή η εμπειρική εξίσωση ισχύει για περιοχές μακριά από τη θάλασσα, ενώ για παράκτιες περιοχές προτάθηκε η αντικατάσταση του συντελεστή 0.17 με 0.19. Τέλος, για νησιωτικές περιοχές προτάθηκε η απλούστερη εξίσωση

$$R_n = (1 - a) (0.7 S_0 - 4000 \text{ kJ/m}^2/\text{d}) \quad (3.63)$$

### 3.4.5 Τυπική υπολογιστική διαδικασία

Με βάση τα παραπάνω, η αυθεντική μέθοδος Penman για την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες, καθώς και οι τροποποιήσεις της για την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς, τόσο των Doorenbos-Pruitt, όσο και του Monteith, μπορούν να αποδοθούν από τη γενικευμένη εξίσωση (3.58). Οι διαφορές των τριών αυτών παραλλαγών συνίστανται κατά βάση στον τύπο υπολογισμού της συνάρτησης ανέμου  $F(u)$  και της παραμέτρου  $\gamma'$ , όπως αναλυτικότερα φαίνεται στον Πίν. 3.11. Υπάρχουν ακόμη κάποιες διαφοροποιήσεις στον υπολογισμό άλλων μεγεθών, όπως θα φανεί στην Εφαρμογή 3.4.5 που ακολουθεί. Τέλος, ειδικά η παραλλαγή των Doorenbos-Pruitt περιλαμβάνει και την εφαρμογή του συντελεστή αναγωγής  $c$ , ο οποίος όμως σε τυπικές κλιματολογικές συνθήκες πρακτικώς δεν διαφέρει από τη μονάδα και μπορεί να παραλειφθεί (άλλωστε τα απαραίτητα δεδομένα για την εκτίμησή του συνήθως απουσιάζουν). Η τυπική υπολογιστική διαδικασία διασαφηνίζεται στην Εφαρμογή 3.4.5 που ακολουθεί.

### Εφαρμογή 3.4.5

Σε συνέχεια της Εφαρμογής 3.2.2 για το μετεωρολογικό σταθμό Καστράκι (συντεταγμένες  $\varphi = 38^{\circ}45'$ ,  $\lambda = 21^{\circ}22'$ ,  $H = 145$  m), στον Πίν. 3.12 δίνονται τα μέσα μηνιαία μετεωρολογικά δεδομένα του υδρολογικού έτους 1986-87. Να υπολογιστούν (α) η ετήσια εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια με τη μέθοδο Penman, (β) η ετήσια εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Doorenbos-Pruitt και (γ) η ετήσια εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Penman-Monteith.

**Πίν. 3.12** Μηνιαία μετεωρολογικά δεδομένα του σταθμού Καστρακίου για το υδρολογικό έτος 1986-87.

Μήνας	Θερμοκρασία $T_a$ , °C	Σχετική υγρασία, $U$ , %	Σχετική ηλιοφάνεια, $n/N$ , %	Ταχύτητα ανέμου <sup>†</sup> $u$ , m/s
Οκτώβριος	18.7	68	56	1.6
Νοέμβριος	13.3	69	70	1.6
Δεκέμβριος	8.5	72	44	2.0
Ιανουάριος	10.4	74	33	3.7
Φεβρουάριος	9.8	70	34	3.4
Μάρτιος	7.1	67	45	3.3
Απρίλιος	11.3	64	55	3.3
Μάιος	17.6	64	54	2.4
Ιούνιος	22.3	58	72	2.0
Ιούλιος	27.3	57	74	3.3
Αύγουστος	26.0	61	80	2.1
Σεπτέμβριος	25.8	62	70	2.4

<sup>†</sup> Μετρημένη σε ύψος 2 m.

Πηγή: Χριστοφίδης και Μαμάσης (1995).

Με εφαρμογή των τύπων του Πίν. 3.1 υπολογίζουμε αρχικώς για κάθε μήνα τις χαρακτηριστικές ιδιότητες του αέρα, του νερού και των υδρατμών, χρησιμοποιώντας τις μέσες τιμές των μετεωρολογικών μεταβλητών. Έτσι, για τον Οκτώβριο, η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης είναι

$$\lambda = 2501 - 2.361 \times 18.7 = 2457 \text{ kJ/kg}$$

Εξ άλλου, για υψόμετρο 145 m, η μέση ατμοσφαιρική πίεση είναι

$$p = 1013.25 \times (1 - 2.256 \times 10^{-5} \times 145)^{5.256} = 996.0 \text{ hPa,}$$

οπότε ο ψυχομετρικός συντελεστής είναι

$$\gamma = 1.63 \times 996.0 / 2457 = 0.657 \text{ hPa/}^\circ\text{C}.$$

Η πίεση κορεσμού υδρατμών για θερμοκρασία 18.7°C είναι

$$e_* = 6.11 \exp\left(\frac{17.27 \times 18.7}{18.7 + 237.3}\right) = 21.57 \text{ hPa}$$

Για σχετική υγρασία  $U = 0.68$  η πραγματική πίεση υδρατμών είναι

$$e = 0.68 \times 21.57 = 14.67 \text{ hPa}$$

και το έλλειμμα κορεσμού

$$D = 21.57 - 14.67 = 6.90 \text{ hPa}.$$

Τέλος η κλίση της καμπύλης πίεσης κορεσμού υδρατμών για θερμοκρασία 18.7°C είναι

$$\Delta = \frac{4098 \times 21.57}{(18.7 + 237.3)^2} = 1.349 \text{ hPa/}^\circ\text{C}.$$

**Πίν. 3.13** Χαρακτηριστικά μεγέθη αέρα, νερού και υδρατμών στην Εφαρμογή 3.4.5

Μήνας	$\lambda, \frac{\text{kJ}}{\text{kg}}$	$\gamma, \frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$	$e_*, \text{ hPa}$	$e, \text{ hPa}$	$D, \text{ hPa}$	$\Delta, \frac{\text{hPa}}{^\circ\text{C}}$
Οκτ	2457	0.660	21.57	14.67	6.90	1.349
Νοε	2470	0.657	15.28	10.54	4.74	0.997
Δεκ	2481	0.654	11.10	7.99	3.11	0.753
Ιαν	2476	0.655	12.62	9.34	3.28	0.843
Φεβ	2478	0.655	12.12	8.48	3.64	0.813
Μαρ	2484	0.653	10.09	6.76	3.33	0.692
Απρ	2474	0.656	13.40	8.57	4.82	0.888
Μαι	2459	0.660	20.13	12.89	7.25	1.270
Ιουν	2448	0.663	26.94	15.62	11.31	1.638
Ιουλ	2437	0.666	36.30	20.69	15.61	2.125
Αυγ	2440	0.665	33.63	20.51	13.11	1.988
Σεπ	2440	0.665	33.23	20.60	12.63	1.967

**Πίν. 3.14** Υπολογισμός της καθαρής ακτινοβολίας για υδάτινη επιφάνεια (μέθοδος Penman) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.5.

Μή- νας	$J$	$S_{0s}$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$	$f_s$	$S_n$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$	$\varepsilon_n$	$f_L$	$L_n$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$	$R_n$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$
Οκτ	289	23174	0.530	11300	0.254	0.604	5434	5866
Νοε	319	17178	0.600	9482	0.300	0.730	7216	2267
Δεκ	345	14526	0.470	6281	0.334	0.496	5094	1186
Ιαν	17	15873	0.415	6060	0.316	0.397	3960	2101
Φεβ	46	20833	0.420	8050	0.327	0.406	4161	3889
Μαρ	75	27775	0.475	12138	0.352	0.505	5361	6776
Απρ	105	34761	0.525	16790	0.326	0.595	6205	10585
Μαι	135	39671	0.520	18978	0.273	0.586	5587	13392
Ιουν	162	41692	0.610	23398	0.244	0.748	6795	16603
Ιουλ	198	40768	0.620	23254	0.196	0.766	5986	17268
Αυγ	228	36924	0.650	22081	0.198	0.820	6348	15732
Σεπ	258	30688	0.600	16940	0.197	0.730	5614	11326

Τους ίδιους υπολογισμούς κάνουμε και για τους υπόλοιπους μήνες του υδρολογικού έτους και τα αποτελέσματά τους τα δίνουμε στον Πίν. 3.13. Σημειώνουμε ότι ο υπολογισμός των  $\lambda$  και  $\gamma$  έγινε για λόγους πληρότητας, ενώ πρακτικώς θα ήταν το ίδιο αν υιοθετούσαμε τις τυπικές τιμές του Πίν. 3.1, οι οποίες είναι  $\lambda = 2460 \text{ kJ/kg}$  και  $\gamma = 0.67 \text{ hPa/}^\circ\text{C}$ .

(α) Προχωρούμε τώρα στην εφαρμογή της μεθόδου Penman. Σε πρώτο στάδιο υπολογίζουμε την καθαρή ακτινοβολία, εφαρμόζοντας επακριβώς τα βήματα που έχουν ήδη περιγραφεί στην Εφαρμογή 3.2.2 με λευκαύγεια  $\alpha = 0.08$ . Συγκεκριμένα, τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.2.2 ταυτίζονται με τα δεδομένα του Οκτωβρίου της παρούσας Εφαρμογής. Με τον ίδιο τρόπο κάνουμε τους υπολογισμούς και για τους υπόλοιπους μήνες, τα αποτελέσματα των οποίων φαίνονται στον Πίν. 3.14.

Για να ολοκληρώσουμε τους υπολογισμούς της μεθόδου Penman για υδάτινη επιφάνεια υπολογίζουμε τους όρους της εξίσωσης (3.50). Για τον Οκτώβριο έχουμε:

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} = \frac{1.349}{1.349 + 0.660} = 0.671$$

$$R_n / \lambda = 5866 / 2457 = 2.39 \text{ kg/(m}^2 \text{ d)}$$





Κατά τον ίδιο τρόπο υπολογίζουμε την εξάτμιση και για τους υπόλοιπους μήνες. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται στον Πίν. 3.15. Το ετήσιο ύψος εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια προκύπτει ίσο με 1326.3 mm.

(β) Για την εφαρμογή της μεθόδου Doorenbos-Pruitt για την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς, υποθέτουμε, ελλείψει άλλων στοιχείων, συντελεστή αναγωγής  $c = 1$ . Και πάλι υπολογίζουμε την καθαρή ακτινοβολία, εφαρμόζοντας επακριβώς τα βήματα που έχουν ήδη περιγραφεί στην Εφαρμογή 3.2.2. Με τον ίδιο τρόπο κάνουμε τους υπολογισμούς και για τους υπόλοιπους μήνες, τα αποτελέσματα των οποίων φαίνονται στον Πίν. 3.16. Συγκρίνοντας με τον Πίν. 3.14, παρατηρούμε ότι οι διαφορές, σε σχέση με τη μέθοδο Penman για υδάτινη επιφάνεια, εντοπίζονται τόσο στην καθαρή ακτινοβολία βραχέων κυμάτων  $S_n$ , λόγω της διαφορετικής τιμής της λευκαύγειας ( $\alpha = 0.08$  για την υδάτινη επιφάνεια και  $\alpha = 0.25$  για την καλλιέργεια αναφοράς) όσο και στο συντελεστή  $\varepsilon_n$ , λόγω των διαφορετικών παραμέτρων του τύπου του Brunt (βλ. Πίν. 3.7)· οι τελευταίες διαφορές προκαλούν διαφοροποίηση στην καθαρή ακτινοβολία μακρών κυμάτων.

**Πίν. 3.16** Υπολογισμός της καθαρής ακτινοβολίας για την καλλιέργεια αναφοράς (μέθοδοι Doorenbos-Pruitt και Penman-Monteith) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.5.

Μή- νας	$J$	$S_0,$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$	$f_s$	$S_n,$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$	$\varepsilon_n$	$f_L$	$L_n,$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$	$R_n,$ $\frac{\text{kJ}}{\text{m}^2 \text{ d}}$
Οκτ	289	23174	0.530	9212	0.171	0.604	3674	5537
Νοε	319	17178	0.600	7730	0.197	0.730	4738	2993
Δεκ	345	14526	0.470	5120	0.216	0.496	3290	1830
Ιαν	17	15873	0.415	4940	0.206	0.397	2579	2361
Φεβ	46	20833	0.420	6562	0.212	0.406	2696	3867
Μαρ	75	27775	0.475	9895	0.226	0.505	3436	6459
Απρ	105	34761	0.525	13687	0.211	0.595	4022	9665
Μαι	135	39671	0.520	15472	0.182	0.586	3728	11744
Ιουν	162	41692	0.610	19074	0.166	0.748	4629	14445
Ιουλ	198	40768	0.620	18957	0.140	0.766	4269	14688
Αυγ	228	36924	0.650	18001	0.141	0.820	4519	13481
Σεπ	258	30688	0.600	13810	0.140	0.730	4000	9810



Κατά τον ίδιο τρόπο υπολογίζουμε την εξάτμιση και για τους υπόλοιπους μήνες. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται στον Πίν. 3.17. Το ετήσιο ύψος εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς προκύπτει ίσο με 1554.5 mm, δηλαδή μεγαλύτερο από το ύψος της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια.

(γ) Για την εφαρμογή της μεθόδου Penman-Monteith για την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς, παρατηρούμε κατ' αρχήν ότι οι όροι ακτινοβολίας ταυτίζονται με αυτούς της μεθόδου Doorenbos-Pruitt και επομένως ισχύει και εδώ ο Πίν. 3.16. Οι υπόλοιποι όροι της (3.58) για τον Οκτώβριο είναι:

$$\gamma' = 0.660 \times (1 + 0.33 \times 1.6) = 1.009$$

$$\frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} = \frac{1.349}{1.349 + 1.009} = 0.572$$

$$R_n / \lambda = 5537 / 2457 = 2.25 \text{ kg}/(\text{m}^2 \text{ d})$$

(όπως και στην μέθοδο Doorenbos-Pruitt),

$$\frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} = \frac{0.660}{1.349 + 1.009} = 0.280$$

$$F(u) = \frac{90}{18.7 + 273} \times 1.6 = 0.49 \text{ kg} / (\text{hPa m}^2 \text{ d})$$

(όπου χρησιμοποιήσαμε την πιο σύνθετη εξίσωση του Πίν. 3.11, που ισχύει για οποιαδήποτε πυκνότητα αέρα και πίεση),

$$D = 6.90 \text{ hPa}$$

(όπως και στις προηγούμενες περιπτώσεις), οπότε η εξάτμιση σε όρους μάζας είναι

$$E' = 0.572 \times 2.25 + 0.280 \times 0.49 \times 6.90 = 2.24 \text{ kg} / (\text{m}^2 \text{ d})$$

και το ύψος εξάτμισης

$$E = 2.24 \text{ mm/d}$$

ενώ σε μηνιαία βάση

$$E = 31 \times 2.24 = 69.4 \text{ mm/μήνα.}$$

Κατά τον ίδιο τρόπο υπολογίζουμε την εξάτμιση και για τους υπόλοιπους μήνες. Τα αποτελέσματα των υπολογισμών φαίνονται στον Πίν. 3.18.

Το ετήσιο ύψος εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Penman-Monteith προκύπτει ίσο με 1162.5 mm, δηλαδή σημαντικά μικρότερο από αυτό της μεθόδου Doorenbos-Pruitt. Η σημαντική απόκλιση των αποτελεσμάτων των δύο μεθόδων (392 mm) δεν μπορεί παρά να εκληφθεί ως αδυναμία της υδρολογίας, στη σημερινή φάση ανάπτυξής της, για ακριβή προσδιορισμό της εξατμοδιαπνοής. Η κλιματολογική εμπειρία για την Ελλάδα δείχνει ότι το αποτέλεσμα της μεθόδου Penman-Monteith (1162.5 mm) είναι πιο ρεαλιστικό, ενώ αυτό της μεθόδου Doorenbos-Pruitt (1554.5 mm) είναι υπερεκτιμημένο. Πράγματι, στον Πίν. 3.17 το ετήσιο άθροισμα του μεγέθους  $R_n/\lambda$  προκύπτει ίσο με 1203.9 mm (το ίδιο άθροισμα προκύπτει και από τον Πίν. 3.18, δεδομένου ότι το μέγεθος  $R_n/\lambda$  ταυτίζεται στις μεθόδους Doorenbos-Pruitt και Penman-Monteith). Το άθροισμα αυτό θα ήταν το ετήσιο ύψος εξάτμισης αν όλη η καθαρή ακτινοβολία μετατρεπόταν σε λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης. Κατά συνέπεια, η ετήσια εξατμοδιαπνοή που προκύπτει από τη μέθοδο Doorenbos-Pruitt είναι κατά πολύ (29%) μεγαλύτερη από την εξατμοδιαπνοή που θα μπορούσε να πραγματοποιηθεί αν όλη η καθαρή ακτινοβολία μετατρεπόταν σε λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης.\* Αυτό δύσκολα μπορεί να αιτιολογηθεί.† Παρά τις παραπάνω επιφυλάξεις, όπως προαναφέραμε, η μέθοδος Doorenbos-Pruitt εξακολουθεί να χρησιμοποιείται στον προσδιορισμό των αρδευτικών αναγκών (βλ. ενότητα 3.6), για το λόγο ότι στη βιβλιογραφία διατίθενται συντελεστές αναγωγής της ιδεατής εξατμοδιαπνοής για πληθώρα πραγματικών καλλιεργειών.

---

\* Το ίδιο παρατηρεί κανείς και σε άλλα παραδείγματα εφαρμογής της μεθόδου Doorenbos-Pruitt στον Ελλαδικό χώρο (π.χ. Τσακίρης, 1986, σ. 4.23· Υπουργείο Γεωργίας, 1992). Άλλωστε, και στο παράδειγμα που δίνουν οι Doorenbos and Pruitt (1977) η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς για το Κάιρο είναι κατά 33% μεγαλύτερη από τον όρο  $R_n/\lambda$ .

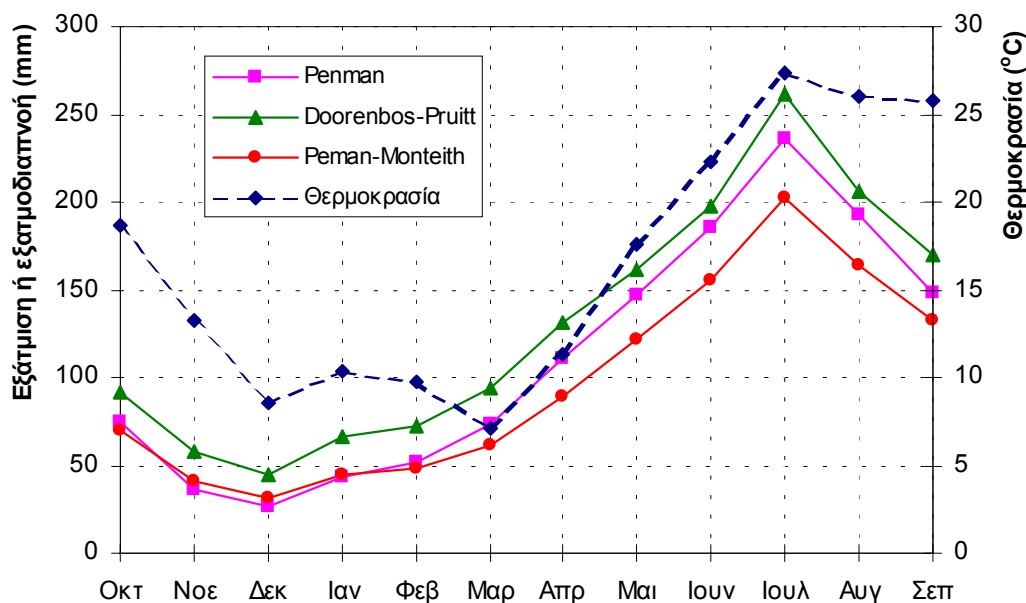
† Μπορεί να διατυπωθεί η υπόθεση ότι ο πειραματικός προσδιορισμός των παραμέτρων της μεθόδου έγινε σε μικρές περιοχές με έντονη εκδήλωση του φαινομένου *όασης*, δηλαδή της οριζόντιας μεταφοράς ενέργειας από γειτονικές περιοχές (βλ. εδάφιο 3.2.3). Βεβαίως, αυτό το φαινόμενο δεν μπορεί να παρατηρηθεί σε μεγάλης κλίμακας επιφάνειες.

**Πίν. 3.18** Υπολογισμός της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς (μέθοδος Penman-Monteith) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.5.

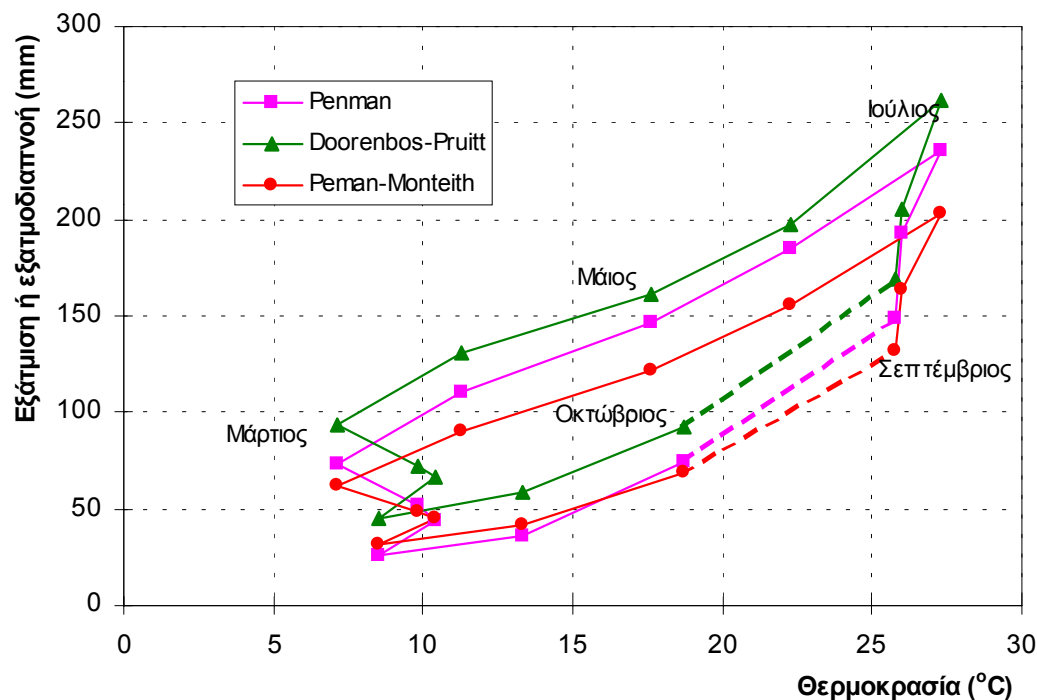
Μή- νας	$\gamma'$ , $\frac{\text{hPa}}{^\circ\text{C}}$	$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma'}$	$R_n/\lambda$ , $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{d}}$	$\frac{\gamma}{\Delta+\gamma'}$	$F$ , $\frac{\text{kg}}{\text{hPa m}^2 \text{d}}$	$D$ , hPa	$E'$ , $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{d}}$ $E$ , $\frac{\text{mm}}{\text{d}}$	Ημέ- ρες μήνα	$E$ , $\frac{\text{mm}}{\text{μήνα}}$
Οκτ	1.009	0.572	2.25	0.280	0.490	6.90	2.24	31	69.4
Νοε	1.004	0.498	1.21	0.328	0.499	4.74	1.38	30	41.4
Δεκ	1.085	0.410	0.74	0.356	0.635	3.11	1.00	31	31.1
Ιαν	1.455	0.367	0.95	0.285	1.167	3.28	1.44	31	44.7
Φεβ	1.389	0.369	1.56	0.297	1.074	3.64	1.74	28	48.6
Μαρ	1.364	0.337	2.60	0.318	1.053	3.33	1.99	31	61.6
Απρ	1.369	0.393	3.91	0.290	1.037	4.82	2.99	30	89.7
Μαι	1.182	0.518	4.77	0.269	0.738	7.25	3.91	31	121.3
Ιουν	1.100	0.598	5.90	0.242	0.605	11.31	5.19	30	155.6
Ιουλ	1.391	0.604	6.03	0.189	0.982	15.61	6.55	31	203.0
Αυγ	1.126	0.638	5.53	0.214	0.628	13.11	5.29	31	163.9
Σεπ	1.191	0.623	4.02	0.210	0.718	12.63	4.41	30	132.4
Σύνολο									1162.7

Για πιο εποπτική σύγκριση των αποτελεσμάτων των τριών μεθόδων, έχει σχεδιαστεί στο Σχ. 3.3 η μεταβολή της εξάτμισης ή εξατμοδιαπνοής, όπως υπολογίζονται παραπάνω, συναρτήσει του χρόνου. Στο ίδιο σχήμα φαίνεται και η μεταβολή της θερμοκρασίας συναρτήσει του χρόνου. Παρατηρούμε ότι η μεταβολή της εξάτμισης ή της εξατμοδιαπνοής στο χρόνο παρουσιάζει την ίδια γενική μορφή, ανεξάρτητα από τη μέθοδο υπολογισμού. Παρόμοια γενική μορφή εμφανίζει και η μεταβολή της θερμοκρασίας στο χρόνο (όπως άλλωστε περιμέναμε εμπειρικά), χωρίς να συμβαδίζει απόλυτα με τη μεταβολή της εξάτμισης. Πιο χαρακτηριστικά, στο Σχ. 3.4, όπου έχει χαραχτεί η μεταβολή της εξάτμισης ή εξατμοδιαπνοής συναρτήσει της θερμοκρασίας, παρατηρούμε ότι δεν υπάρχει αμφιμονοσήμαντη σχέση μεταξύ εξάτμισης και θερμοκρασίας. Ειδικότερα, η μεταβολή της εξάτμισης ή της εξατμοδιαπνοής με τη θερμοκρασία εμφανίζει την χαρακτηριστική εικόνα ενός βρόχου. Έτσι, αν σε ένα φθινοπωρινό μήνα (π.χ. Οκτώβριο) και σε ένα εαρινό (π.χ. Μάιο) έχουμε την ίδια σχεδόν θερμοκρασία, η εξάτμιση για τον πρώτο είναι σημαντικά μικρότερη απ' όσο είναι για το δεύτερο. Αυτό εξηγείται από το γεγονός ότι παρά την ίδια τιμή της θερμοκρασίας, η ηλιακή ακτινοβολία το φθινοπωρινό μήνα είναι μικρότερη από αυτή του εαρινού μήνα. Αντίστροφα, για ίδια τιμή της ηλιακής ακτινοβολίας, το φθινόπωρο

εμφανίζεται μεγαλύτερη θερμοκρασία απ' ό,τι την άνοιξη. Αυτό εξηγείται από τη θερμική αδράνεια της γης έχει αποτέλεσμα η μεταβολή της θερμοκρασίας να μην ακολουθεί ακριβώς τη μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας, αλλά να υστερεί χρονικά.



Σχ. 3.3 Μεταβολή θερμοκρασίας, της εξάτμισης και της εξατμοδιαπνοής, όπως υπολογίζονται στην Εφαρμογή 3.4.5, συναρτήσε του χρόνου.



Σχ. 3.4 Μεταβολή της εξάτμισης και εξατμοδιαπνοής, όπως υπολογίζονται στην Εφαρμογή 3.4.5, συναρτήσε της θερμοκρασίας.

### 3.4.6 Απλοποιήσεις των μεθόδων συνδυασμού

Η υπολογιστική πολυπλοκότητα των μεθόδων συνδυασμού οδήγησε πολλούς ερευνητές στην αναζήτηση απλοποιήσεών της, χρησιμοποιώντας κατά το δυνατόν λιγότερα δεδομένα πρωτογενών μετρήσεων.

Μια αρκετά διαδεδομένη, εύχρηστη και ικανοποιητικά ακριβής απλοποίηση είναι αυτή των Priestley and Taylor (1972) που περιγράφεται από την εξίσωση

$$E' = \alpha_e \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{R_n}{\lambda} \quad (3.64)$$

όπου  $\alpha_e$  αριθμητική σταθερά που αρχικά προτάθηκε ίση με 1.26, ενώ νεότερες έρευνες έδειξαν ότι μπορεί να έχει ελαφρώς μεγαλύτερη τιμή (1.28-1.29· βλ. Brutsaert, 1982, σ. 220). Για στρογγύλευση χρησιμοποιείται συνήθως η τιμή  $\alpha_e = 1.3$ . Παρατηρούμε ότι η εξίσωση Priestley-Taylor χρησιμοποιεί μόνο τον ενεργειακό όρο της εξίσωσης Penman, τον οποίο επαυξάνει κατά 30%, παραλείποντας τελείως τον όρο μεταφοράς. Κατά συνέπεια, για την εφαρμογή της δεν χρειάζεται να είναι γνωστή η ταχύτητα ανέμου και τα παρεπόμενα μεγέθη (τραχύτητα, επιφανειακή αντίσταση, κτλ.). Ας σημειωθεί ότι η μέθοδος έχει προταθεί ως εφαρμόσιμη τόσο για την εξάτμιση από υδάτινες επιφάνειες όσο και για τη δυνητική εξατμοδιαπνοή εδαφών, με την προφανή προϋπόθεση ότι οι συντελεστές που υπεισέρχονται στον υπολογισμό των διάφορων μεγεθών (π.χ. λευκάγεια) είναι οι κατάλληλοι για την εξεταζόμενη περίπτωση. Για τη διατύπωση και επαλήθευση της μεθόδου έχουν χρησιμοποιηθεί δεδομένα εξάτμισης από ωκεανούς, ρηχές λίμνες, κορεσμένα εδάφη και λιβάδια, αρδευμένη χλόη, κ.ά. (Brutsaert, 1982, σσ. 219-221)

Ως έσχατη απλοποίηση της μεθόδου Penman θεωρείται η εξίσωση του Linacre (1977) η οποία χρησιμοποιεί δεδομένα θερμοκρασίας και μόνο, εκτιμώντας ακόμη και τον όρο ακτινοβολίας συναρτήσει της θερμοκρασίας. Για την εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια, η εξίσωση γράφεται

$$E = \frac{700 (T + 0.006 z) / (100 - \varphi) + 15 (T - T_d)}{(80 - T)} \text{ (mm/d)} \quad (3.65)$$

ενώ για την δυνητική εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς η σταθερά 700 αντικαθίσταται με 500. Στην εξίσωση αυτή  $z$  είναι το υψόμετρο σε m,  $\varphi$  το γεωγραφικό πλάτος σε μοίρες και  $T_d$  το σημείο δρόσου σε °C,



που και αυτό κατά τον Linacre (1977) μπορεί να εκτιμηθεί από δεδομένα θερμοκρασίας. Η εν λόγω εξίσωση δεν φαίνεται να δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα για τον Ελλαδικό χώρο (φαίνεται να υπερεκτιμά σημαντικά την εξάτμιση)· άλλωστε, όπως είδαμε στην Εφαρμογή 3.4.5, η διατύπωση αμφιμονοσήμαντης σχέσης ανάμεσα στην ακτινοβολία και τη θερμοκρασία δεν ευσταθεί..

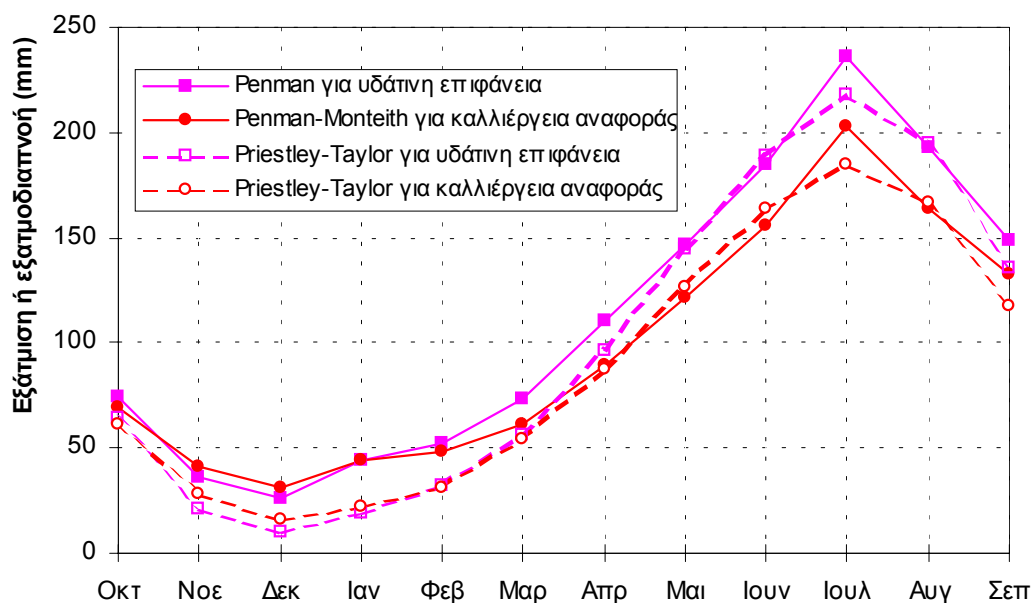
### Εφαρμογή 3.4.6

Με βάση τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.4.5, να υπολογιστούν η ετήσια εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια και η ετήσια εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Priestley-Taylor στο Καστράκι για το υδρολογικό έτος 1986-87.

Η εφαρμογή είναι άμεση· χρησιμοποιείται η εξίσωση (3.64) (με  $\alpha_e = 1.3$ ) και τα ενδιάμεσα αποτελέσματα του Πίν. 3.15 και του Πίν. 3.17 της Εφαρμογής 3.4.5. Οι σχετικοί υπολογισμοί γίνονται στον Πίν. 3.19.

**Πίν. 3.19** Υπολογισμός της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια και της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς με τη μέθοδο Priestley-Taylor) στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.4.6.

Μήνας	$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$	Υδάτινη επιφάνεια			Καλλιέργεια αναφοράς		
		$R_n/\lambda,$ $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{d}}$	$E,$ $\frac{\text{mm}}{\text{d}}$	$E,$ $\frac{\text{mm}}{\text{μήνα}}$	$R_n/\lambda,$ $\frac{\text{kg}}{\text{m}^2 \text{d}}$	$E,$ $\frac{\text{mm}}{\text{d}}$	$E,$ $\frac{\text{mm}}{\text{μήνα}}$
Οκτ	0.671	2.39	2.08	64.6	2.25	1.97	61.0
Νοε	0.603	0.92	0.72	21.6	1.21	0.95	28.5
Δεκ	0.535	0.48	0.33	10.3	0.74	0.51	15.9
Ιαν	0.563	0.85	0.62	19.2	0.95	0.70	21.6
Φεβ	0.554	1.57	1.13	31.7	1.56	1.12	31.5
Μαρ	0.515	2.73	1.82	56.6	2.60	1.74	53.9
Απρ	0.575	4.28	3.20	96.0	3.91	2.92	87.7
Μαι	0.658	5.44	4.66	144.4	4.77	4.09	126.6
Ιουν	0.712	6.78	6.28	188.3	5.90	5.46	163.8
Ιουλ	0.761	7.09	7.01	217.5	6.03	5.97	185.0
Αυγ	0.749	6.45	6.28	194.7	5.53	5.38	166.9
Σεπ	0.747	4.64	4.51	135.3	4.02	3.91	117.2
Σύνολο				1180.2			1059.6



**Σχ. 3.5** Σύγκριση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής της μεθόδου Priestley-Taylor, σε μηνιαία κλίμακα, με τα αποτελέσματα των μεθόδων Penman (εξάτμιση) και Penman-Monteith (εξατμοδιαπνοή καλλιέργειας αναφοράς) για τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.4.6.

Παρατηρούμε ότι η εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια προκύπτει 1180.2 mm, έναντι 1326.3 mm της μεθόδου Penman (διαφορά -11%). Αντίστοιχα, η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς προκύπτει 1059.6 mm έναντι 1162.7 mm της μεθόδου Penman-Monteith (διαφορά -9%). Κατά συνέπεια, η απλοποίηση Priestley-Taylor υπεκτιμά ελαφρώς (κατά περίπου 10% για τα δεδομένα αυτής της εφαρμογής) την εξάτμιση ή την εξατμοδιαπνοή, σε σχέση με τις μεθόδους Penman ή Penman-Monteith, αντίστοιχα. Στο Σχ. 3.5 γίνεται σύγκριση των αποτελεσμάτων της μεθόδου Priestley-Taylor με τα αντίστοιχα αποτελέσματα των μεθόδων Penman και Penman-Monteith. Παρατηρούμε ότι η μέθοδος Priestley-Taylor δίνει πολύ καλά αποτελέσματα τους εαρινούς και θερινούς μήνες, ενώ τους χειμερινούς μήνες φαίνεται να υπεκτιμά την εξάτμιση και την εξατμοδιαπνοή.

### 3.4.7 Συμπληρώσεις και επεκτάσεις δειγμάτων εξάτμισης

Ένα πολύ συχνό πρόβλημα που αντιμετωπίζουμε κατά τον υπολογισμό της εξάτμισης με τη μέθοδο Penman ή κάποια παραλλαγή της, είναι η έλλειψη ταυτόχρονων δεδομένων θερμοκρασίας, υγρασίας, ηλιοφάνειας και ταχύτητας ανέμου για μεγάλες χρονικές περιόδους. Συχνά υπάρχουν επαρκή δεδομένα θερμοκρασίας αλλά για τις άλλες μεταβλητές εμφανίζονται ελλείψεις ή η περίοδος που καλύπτουν είναι αρκετά μικρή. Έτσι,

το δείγμα της εξάτμισης που προκύπτει έχει μικρό μήκος. Είναι όμως δυνατό, χρησιμοποιώντας το μεγαλύτερο μήκος δείγμα της θερμοκρασίας, να κάνουμε συμπλήρωση ή επέκταση του δείγματος της εξάτμισης.

Μια πρόσφορη εμπειρική μέθοδος για το σκοπό αυτό είναι η κατασκευή ενός διαγράμματος εξάτμισης-θερμοκρασίας, όπως αυτό του Σχ. 3.4. Το διάγραμμα αυτό κατασκευάζεται από τα αποτελέσματα της μεθόδου Penman, σε μέση μηνιαία κλίμακα, για την περίοδο όπου υπάρχουν πλήρεις χρονοσειρές όλων των μετεωρολογικών μεταβλητών. Στη συνέχεια, χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της εξάτμισης κατά την υπόλοιπη περίοδο που διατίθενται μόνο μετρήσεις θερμοκρασίας. Συγκεκριμένα, αξιοποιώντας τη γνωστή μέση θερμοκρασία του κάθε μήνα εκτιμάμε την εξάτμιση, προσέχοντας κάθε φορά να χρησιμοποιήσουμε το σωστό για το συγκεκριμένο μήνα κλάδο του βρόχου εξάτμισης-θερμοκρασίας (τον πάνω κλάδο για τους εαρινούς μήνες και τον κάτω για τους φθινοπωρινούς).

Μια ακριβέστερη μέθοδος (Κουτσογιάννης, 1997γ) στηρίζεται στην εφαρμογή της εμπειρικής σχέσης

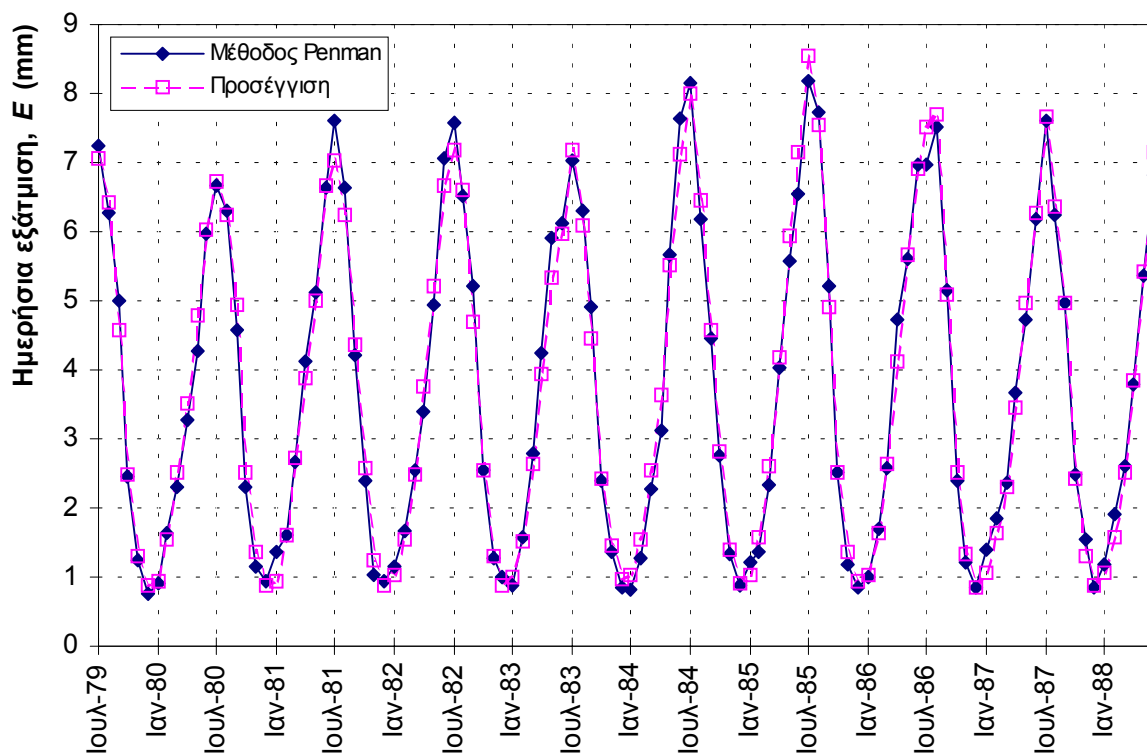
$$E = \frac{a S_0 - b}{1 - c T_a} \quad (3.66)$$

όπου  $a$ ,  $b$  και  $c$  εμπειρικοί συντελεστές που προσδιορίζονται με τη μέθοδο των ελάχιστων τετραγώνων, χρησιμοποιώντας τα υπολογισμένα με τη μέθοδο Penman δεδομένα της εξάτμισης  $E$  (mm/d) και τα αντίστοιχα δεδομένα θερμοκρασίας  $T_a$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) και εξωγήινης ακτινοβολίας  $S_0$  ( $\text{kJ}/(\text{m}^2 \text{d})$ ). Βεβαίως, οι τιμές της εξωγήινης ακτινοβολίας προκύπτουν από τους αστρονομικούς τύπους ή πίνακες και δεν προϋποθέτουν μετρήσεις. Κατά συνέπεια, από τις μετρημένες τιμές της θερμοκρασίας, μπορούν μέσω της (3.66) να εκτιμηθούν οι τιμές της εξάτμισης (ή εξατμοδιαπνοής).

Η εκτίμηση των εμπειρικών συντελεστών  $a$ ,  $b$  και  $c$  της (3.66) μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους. Για παράδειγμα, μπορεί να επιλέγεται μια δοκιμαστική τιμή του  $c$  και χρησιμοποιώντας ως εξαρτημένη μεταβλητή την  $y = E (1 - c T_a)$  να γίνεται γραμμική παλινδρόμηση ανάμεσα στα μεγέθη  $y$  και  $S_0$  (βλ. εξισώσεις 2.18-2.22) και να υπολογίζονται οι τιμές των συντελεστών  $a$  και  $b$ , καθώς και ο συντελεστής συσχέτισης  $r$  επαναλαμβάνοντας τη διαδικασία αυτή για διάφορες τιμές του  $c$ , προσδιορί-

ζουμε εκείνη την τιμή που δίνει τη μέγιστη τιμή του  $r$ . Η επαναληπτική διαδικασία αυτή μπορεί να συστηματοποιηθεί με μεθόδους της αριθμητικής ανάλυσης. Σήμερα, διάφορα υπολογιστικά πακέτα (π.χ. λογιστικά φύλλα) παρέχουν άμεσα (χωρίς να προϋποθέτουν να γραφεί υπολογιστικός κώδικας) τη δυνατότητα εκτίμησης των συντελεστών  $a$ ,  $b$  και  $c$  σε τρόπο ώστε να ελαχιστοποιείται το σφάλμα εκτίμησης ή να μεγιστοποιείται ο συντελεστής συσχέτισης ή ο συντελεστής προσδιορισμού.

Ένα παράδειγμα προσαρμογής της προσεγγιστικής εξίσωσης (3.66) στην εξάτμιση κατά Penman στο Καστράκι, για μια εννιαετή περίοδο, φαίνεται στο Σχ. 3.6. Παρατηρούμε ότι η προσαρμογή είναι πολύ ικανοποιητική και κατά συνέπεια η (3.66) μπορεί να χρησιμοποιηθεί για επέκταση του δείγματος της εξάτμισης για την πολύ μεγαλύτερη περίοδο που υπάρχουν δεδομένα θερμοκρασίας.



**Σχ. 3.6** Σύγκριση των αποτελεσμάτων της προσεγγιστικής εξίσωσης (3.66) με τα αποτελέσματα της μεθόδου Penman για εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια. Τα δεδομένα προέρχονται από το σταθμό Καστράκι της ΔΕΗ (πηγή Χριστοφίδης και Μαμάσης, 1995) και καλύπτουν την περίοδο από τον Ιούλιο 1979 μέχρι τον Ιούνιο 1988). Οι παράμετροι της (3.66) για τα συγκεκριμένα δεδομένα είναι  $a = 9.565 \times 10^{-5}$ ,  $b = 0.695$  και  $c = 0.0213$  (για  $E$  σε mm/d,  $S_0$  σε  $\text{kJ}/(\text{m}^2 \text{d})$  και  $T$  σε  $^\circ\text{C}$ ) και ο συντελεστής προσδιορισμού της εξίσωσης είναι 0.989.

### 3.5 Εκτίμηση της δυνητικής εξατμοδιαπνοής με εμπειρικές μεθόδους

Παραπάνω (εδάφιο 3.4.6) είδαμε ότι η υπολογιστική πολυπλοκότητα των μεθόδων συνδυασμού αλλά και οι μεγάλες απαιτήσεις τους σε δεδομένα εισόδου, οδήγησε πολλούς ερευνητές στην εισαγωγή απλοποιήσεών της. Μια άλλη κατηγορία απλοποιημένων μεθόδων προέκυψαν με καθαρά εμπειρικές θεωρήσεις, χωρίς τη θεωρητική βάση των μεθόδων συνδυασμού. Αρκετές απ' αυτές βασίζονται στη θερμοκρασία και μόνο, ενώ άλλες είναι αρκετά σύνθετες και απαιτούν τα δεδομένα εισόδου, όπως οι μέθοδοι συνδυασμού. Παρακάτω παρουσιάζονται οι τρεις πιο διαδεδομένες εμπειρικές μέθοδοι της πράξης.

#### 3.5.1 Η μέθοδος Blaney-Criddle

Η μέθοδος Blaney-Criddle έχει χρησιμοποιηθεί ευρύτατα σε πολλές χώρες και ειδικότερα στην Ελλάδα για την εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών. Στην αρχική της μορφή (Blaney and Criddle, 1950), εκτιμά τη μηνιαία δυνητική εξατμοδιαπνοή μιας καλλιέργειας, με βάση την ακόλουθη απλή σχέση, η οποία έχει μοναδικό μετεωρολογικό δεδομένο εισόδου τη θερμοκρασία:

$$E_p = 0.254 k_c p (32 + 1.8 T_a) \quad (3.67)$$

όπου η δυνητική εξατμοδιαπνοή  $E_p$  εκφράζεται σε mm/μήνα και η θερμοκρασία  $T_a$  σε °C, ενώ  $k_c$  είναι συντελεστής καταναλωτικής χρήσης (φυτικός συντελεστής) που εξαρτάται από το είδος της καλλιέργειας και  $p$  είναι το ποσοστό (%) των ωρών ημέρας του συγκεκριμένου μήνα σε σχέση με το σύνολο των ωρών ημέρας του έτους. Το ποσοστό αυτό υπολογίζεται από τη σχέση

$$p = 100 \times \frac{N \times \mu}{365 \times 12} \quad (3.68)$$

όπου  $N$  η μέση αστρονομική διάρκεια ημέρας σε h και  $\mu$  ο αριθμός ημερών του συγκεκριμένου μήνα.

Στην πιο εξελιγμένη μορφή της (Doorenbos and Pruitt, 1977) η τροποποιημένη εξίσωση Blaney-Criddle εκτιμά την εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς και γράφεται

$$E_p = a_{BC} + b_{BC} [0.254 p (32 + 1.8 T_a)] \quad (3.69)$$

με

$$a_{BC} = 0.43 U_{\min} - n/N - 1.41 \quad (3.70)$$

$$b_{BC} = 0.82 - 0.41 U_{\min} + 1.07 n/N + 0.066 u - 0.6 U_{\min} n/N - 0.06 U_{\min} u \quad (3.71)$$

όπου  $n/N$  η σχετική ηλιοφάνεια (αδιάστατος αριθμός)  $U_{\min}$  η ελάχιστη ημερήσια σχετική υγρασία (αδιάστατος αριθμός) και  $u$  η ταχύτητα ανέμου κατά τη διάρκεια της ημέρας σε m/s, μετρημένη σε ύψος 2 m. Η τροποποιημένη μέθοδος δίνει ακριβέστερα αποτελέσματα από την αρχική, αλλά απαιτεί περισσότερα δεδομένα εισόδου, αντίστοιχα με αυτά της μεθόδου Penman. Έτσι, χάνει το πλεονέκτημα της χρήσης λιγότερων δεδομένων εισόδου, διατηρώντας παράλληλα το μειονέκτημα της εμπειρικής, χωρίς φυσική θεμελίωση, έκφρασής της. Πάντως στην Ελλάδα, η τροποποιημένη εξίσωση Blaney-Criddle έχει θεσμοθετηθεί, μαζί με τη μέθοδο Doorenbos-Pruitt, ως μία από τις εγκεκριμένες μεθόδους εκτίμησης των υδατικών αναγκών των καλλιεργειών (Υπουργείο Γεωργίας, 1992).

### 3.5.2 Η μέθοδος Thornthwaite

Η εμπειρική μέθοδος του Thornthwaite έχει χρησιμοποιηθεί στην πράξη περισσότερο από κάθε άλλη, διεθνώς αλλά και στην Ελλάδα, λόγω της φειδωλών απαιτήσεών της σε δεδομένα εισόδου (μόνο μέση θερμοκρασία) αλλά και της παλαιότητάς της (Thornthwaite, 1948). Βασίζεται στην εξίσωση

$$E_p = 16 \left( \frac{10 T_a}{I} \right)^a \frac{\mu N}{360} \quad (3.72)$$

όπου  $E_p$  η δυνητική εξατμοδιαπνοή σε mm/μήνα,  $T_a$  η μέση θερμοκρασία του μήνα σε °C,  $\mu$  ο αριθμός ημερών του μήνα,  $N$  η μέση αστρονομική διάρκεια ημέρας,  $I$  εμπειρικός συντελεστής που ονομάζεται ετήσιος θερμοκός δείκτης, και  $a$  άλλος εμπειρικός συντελεστής, συνάρτηση του  $I$ . Οι δύο εμπειρικοί συντελεστές υπολογίζονται με βάση τις μέσες μηνιαίες

θερμοκρασίες των 12 μηνών του έτους (που συμβολίζονται με το δείκτη  $j = 1, 2, \dots, 12$ ), από τις εξισώσεις

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j \quad (3.73)$$

$$i_j = 0.09 T_{a_j}^{3/2} \quad (3.74)$$

$$a = 0.016 I + 0.5 \quad (3.75)$$

Οι δύο τελευταίες εξισώσεις, γνωστές ως εξισώσεις του Serra, αποτελούν απλοποιήσεις των αρχικών, ελαφρώς πολυπλοκότερων, εξισώσεων του Thornthwaite.

Για τη διατύπωση της μεθόδου χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τις ΗΠΑ, ενώ στη συνέχεια η μέθοδος ελέγχθηκε σε άλλες περιοχές με ποικιλία κλιματολογικών συνθηκών (βλ. Ward and Robinson, 1990, σ. 116), με περισσότερο ή λιγότερο ικανοποιητικά αποτελέσματα. Παρά την ευρύτατη διάδοσή της, η μέθοδος είναι υπεραπλουστευμένη και δεν συστήνεται πλέον για αξιόπιστη εκτίμηση της εξατμοδιαπνοής.

### Εφαρμογή 3.5.2

*Να εκτιμηθεί με τη μέθοδο Thornthwaite η δυναμική εξατμοδιαπνοή με βάση τα δεδομένα θερμοκρασίας του υδρολογικού έτους 1986-87 για το σταθμό Καστράκι που δίνονται στον Πίν. 3.12 (βλ. Εφαρμογή 3.4.5). Στη συνέχεια να συγκριθούν τα αποτελέσματα με αυτά των μεθόδων Penman-Monteith και Priestley-Taylor.*

Υπολογίζουμε κατ' αρχήν τους μηνιαίους και στη συνέχεια τον ετήσιο θερμικό δείκτη. Για τον Οκτώβριο έχουμε

$$i = 0.09 \times 18.7^{3/2} = 7.28$$

Έτσι υπολογίζονται και οι θερμικοί δείκτες των υπόλοιπων μηνών, που φαίνονται στον Πίν. 3.20. Το άθροισμά τους δίνει τον ετήσιο θερμικό δείκτη  $I = 77.46$ , οπότε ο συντελεστής  $a$  προκύπτει

$$a = 0.016 \times 77.46 + 0.5 = 1.739$$

Για τον Οκτώβριο, που έχει  $\mu = 31$  ημέρες, η αστρονομική διάρκεια ημέρας προκύπτει είτε από τις εξισώσεις του Πίν. 3.2, είτε με γραμμική παρεμβολή από τον Πίν. 3.4 (βλ. και Εφαρμογή 3.2.2, που αναφέ-

ρεται στα ίδια δεδομένα),  $N = 10.95$  h. Κατά συνέπεια, η δυνητική εξατμοδιαπνοή του Οκτωβρίου είναι

$$E_p = 16 \times \left( \frac{10 \times 18.7}{77.46} \right)^{1.739} \times \frac{31 \times 10.95}{360} = 69.9 \text{ mm}$$

Κατά παρόμοιο τρόπο υπολογίζεται η δυνητική εξατμοδιαπνοή και για τους υπόλοιπους μήνες. Τα αποτελέσματα φαίνονται στον Πίν. 3.20. Η ετήσια δυνητική εξατμοδιαπνοή προκύπτει ίση με 875.1 mm.

**Πίν. 3.20** Υπολογισμοί δυνητικής εξατμοδιαπνοής κατά Thornthwaite στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.5.2.

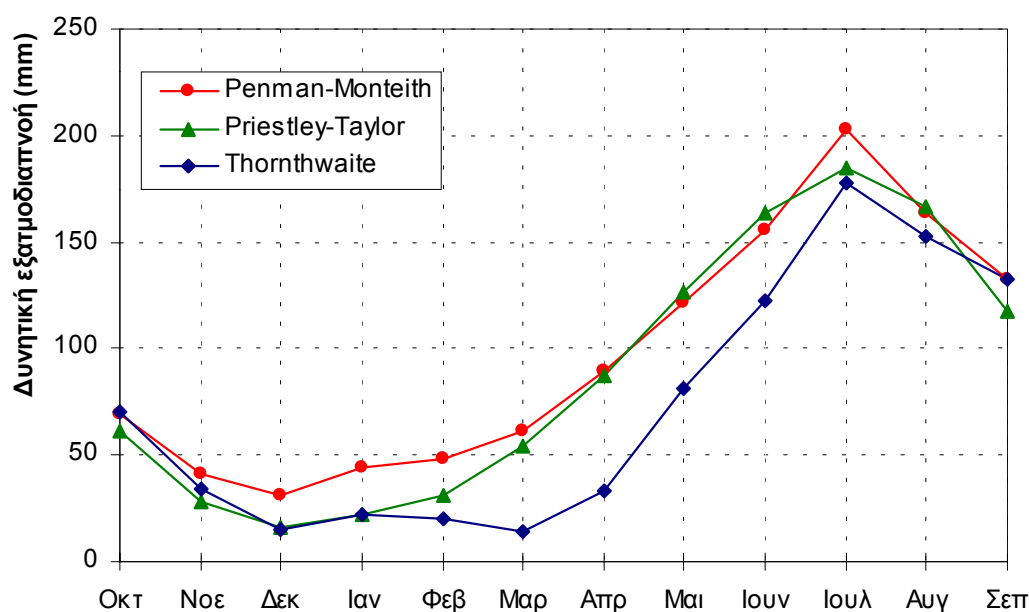
Μήνας	$T_a$ (°C)	$i$	$\mu$	$N$ (h)	$E_p$ (mm)
Οκτ	18.7	7.28	31	10.95	69.9
Νοε	13.3	4.37	30	9.87	33.7
Δεκ	8.5	2.23	31	9.34	15.1
Ιαν	10.4	3.02	31	9.60	22.1
Φεβ	9.8	2.76	28	10.51	19.7
Μαρ	7.1	1.70	31	11.70	13.9
Απρ	11.3	3.42	30	12.98	33.4
Μαι	17.6	6.65	31	14.09	80.9
Ιουν	22.3	9.48	30	14.66	123.0
Ιουλ	27.3	12.84	31	14.44	177.9
Αυγ	26.0	11.93	31	13.51	152.9
Σεπ	25.8	11.79	30	12.27	132.7
Σύνολο		$I = 77.46$			875.1

Στην Εφαρμογή 3.4.5 είδαμε ότι η ετήσια εξατμοδιαπνοή με τη μέθοδο Penman-Monteith είναι 1162.7 mm. Αντίστοιχα στην Εφαρμογή 3.4.6 είδαμε ότι η ετήσια εξατμοδιαπνοή με τη μέθοδο Priestley-Taylor προκύπτει ίση με 1059.6 mm. Και οι δύο αυτές τιμές είναι σημαντικά μεγαλύτερες (κατά 33% και 21%, αντίστοιχα) από την εκτίμηση κατά Thornthwaite. Παρόλο που οι μέθοδοι Penman-Monteith και Priestley-Taylor αναφέρονται στην καλλιέργεια αναφοράς, ενώ η μέθοδος Thornthwaite δεν είναι σαφές σε ποιες ακριβώς συνθήκες φυτοκάλυψης αναφέρεται, τα αποτελέσματά τους μπορούν να θεωρηθούν συγκρίσιμα, αφού οι δύο πρώτες εφαρμόστηκαν για λευκαύγεια 0.25, μια τιμή τυπική για φυτοκαλυμμένες επιφάνειες (βλ. Πίν. 3.6). Δεδομένου ότι οι δύο πρώτες μέθοδοι υπερτερούν σαφώς, λόγω του καλύτερου φυσικού υποβάθρου τους αλλά και της χρήσης περισσότερων δεδομένων, συμπεραίνουμε ότι η μέθοδος Thornth-



waite υπεκτιμά σημαντικά, στη συγκεκριμένη εφαρμογή\*, την εξατμοδιαπνοή.

Στο Σχ. 3.7 παρουσιάζεται η σύγκριση των αποτελεσμάτων των τριών μεθόδων σε μηνιαία κλίμακα. Από το σχήμα αυτό μπορούμε να συμπεράνουμε ότι η υπεκτίμηση της εξατμοδιαπνοής κατά Thornthwaite, εμφανίζεται κυρίως τους εαρινούς μήνες, κάτι που μπορεί να αποδοθεί στην υστέρηση της αύξησης της θερμοκρασίας κατά μήνες αυτούς, σε σχέση με την αύξηση της ηλιακής ακτινοβολίας (η οποία δεν λαμβάνεται υπόψη στη μέθοδο Thornthwaite), κάτι που έχει ήδη συζητηθεί και σε προηγούμενες εφαρμογές.



Σχ. 3.7 Σύγκριση των αποτελεσμάτων της εφαρμογής των μεθόδων Thornthwaite, Penman-Monteith και Priestley-Taylor, σε μηνιαία κλίμακα, στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.5.2.

### 3.5.3 Η μέθοδος Hargreaves

Μια σχετικά πρόσφατη εμπειρική μέθοδος εκτίμησης της εξατμοδιαπνοής της καλλιέργειας αναφοράς, που απαιτεί μόνο θερμοκρασιακά δεδομένα εισόδου, είναι η μέθοδος του Hargreaves (Hargreaves and Samani, 1985· βλ. και Shuttleworth, 1993, σ. 4.18), η οποία βασίζεται στην απλή εξίσωση

\* Η Shaw (1994, σ. 260) παρουσιάζει μια εφαρμογή της μεθόδου Thornthwaite στη Μεγάλη Βρετανία, όπου, αντίθετα με την παρούσα εφαρμογή, η μέθοδος υπεκτιμά κατά 35% τη δυνητική εξατμοδιαπνοή.

$$E_{rc} = 0.0023 (S_0/\lambda) (T_a + 17.8) (T_{max} - T_{min})^{0.5} \quad (3.76)^*$$

όπου  $E_{rc}$  η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς σε mm/d,  $S_0$  η εξωγήινη ακτινοβολία σε kJ/(m<sup>2</sup> d),  $\lambda$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης σε kJ/kg,  $T_a$  η μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα σε °C, και  $T_{max} - T_{min}$  η διαφορά της μέγιστης και ελάχιστης θερμοκρασίας σε °C. Η μέθοδος φαίνεται ότι δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα με σφάλμα της τάξης του 10-15% ή του 1 mm/d (το μεγαλύτερο από τα δύο) και συστήνεται ως μια ανεκτή προσέγγιση για την περίπτωση που τα μόνα διαθέσιμα μετεωρολογικά δεδομένα είναι τα θερμοκρασιακά (Shuttleworth, 1993, σ. 4.39).

### 3.6 Εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών

Η εκτίμηση της υδατικής κατανάλωσης των φυτικών καλλιεργειών που αρδεύονται, η οποία ταυτίζεται με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή τους, γίνεται μέσω της εμπειρικής εξίσωσης

$$E_c = k_c E_{rc} \quad (3.77)$$

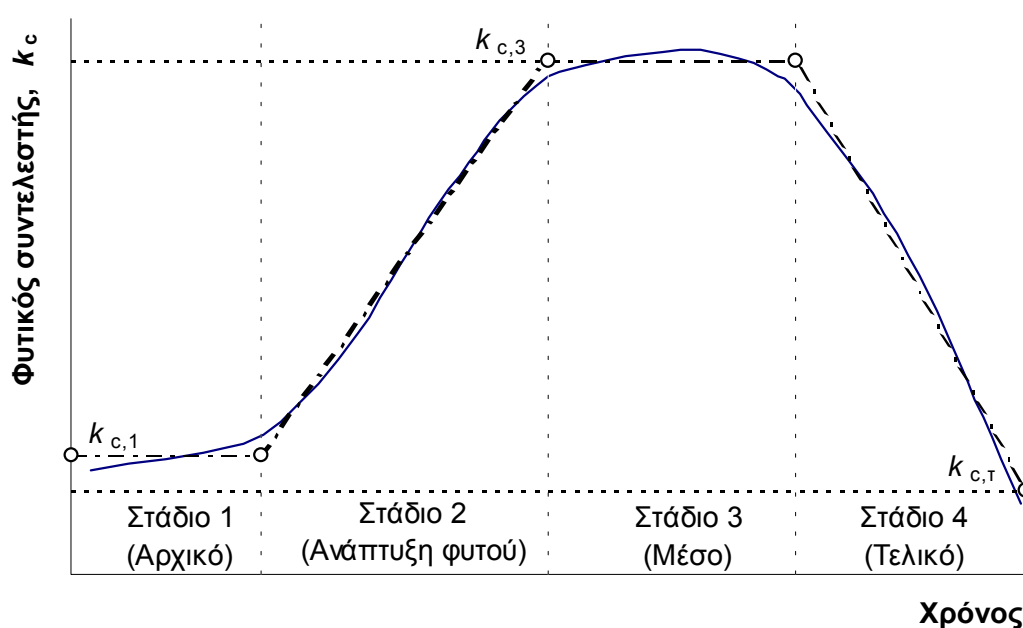
όπου  $E_c$  η δυνητική εξατμοδιαπνοή της συγκεκριμένης καλλιέργειας που ενδιαφέρει,  $E_{rc}$  η εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς και  $k_c$  εμπειρικός συντελεστής, γνωστός ως *φυτικός συντελεστής*. Ο συντελεστής αυτός εξαρτάται από διάφορους παράγοντες (ύψος και διάπλαση των φυτών, επιφανειακή και αεροδυναμική αντίστασή τους, κλιματολογικές συνθήκες, κ.ά.). Μετά από συστηματικές πειραματικές μελέτες έχουν βρεθεί οι τιμές του συντελεστή  $k_c$  ανάλογα με το είδος της καλλιέργειας και με το στάδιο ανάπτυξής της ή την εποχή (μήνα).

Πιο συγκεκριμένα, για τις δενδρώδεις καλλιέργειες δίνεται η μηνιαία διακύμανση του συντελεστή  $k_c$  ανάλογα με το είδος των δέντρων. Στον Πίν. 3.21 δίνονται οι τυπικές τιμές των συνηθέστερων δενδρωδών καλλιεργειών της Ελλάδας, όπως έχουν καθοριστεί από το Υπουργείο Γεωργίας (1992).

---

\* Σε διάφορα μοντέλα αλλά και βιβλιογραφικές αναφορές ο εκθέτης 0.5 εμφανίζεται με διαφοροποιημένες τιμές π.χ. από 0.6 μέχρι και 1 (Shuttleworth, 1993, σ. 4.39)

Για τις μη δενδρώδεις ετήσιες καλλιέργειες (π.χ. πατάτες, ντομάτες κτλ.) η συνολική περίοδος βλάστησης, ή βλαστική περίοδος, των φυτών διακρίνεται σε τέσσερα στάδια, όπου στο πρώτο και στο τρίτο ο συντελεστής  $k_c$  είναι περίπου σταθερός, ενώ στο δεύτερο αυξάνεται σχεδόν γραμμικά και στο τέταρτο μειώνεται σχεδόν γραμμικά, όπως χαρακτηριστικά φαίνεται στο Σχ. 3.8. Έτσι, για την πλήρη περιγραφή της μεταβολής του  $k_c$  απαιτείται ο καθορισμός αφενός των χρονικών διαρκειών των τεσσάρων σταδίων της βλαστικής περιόδου και αφετέρου τριών χαρακτηριστικών τιμών του συντελεστή: στα στάδια 1 και 3 ( $k_{c,1}$  και  $k_{c,3}$ ) καθώς και στο τέλος της περιόδου ( $k_{c,T}$ : συγκομιδή). Για τον υπολογισμό ενδιάμεσων τιμών του  $k_c$  γίνεται γραμμική παρεμβολή. Στον Πίν. 3.22 δίνονται τα μεγέθη αυτά για τις συνηθέστερες ετήσιες καλλιέργειες της Ελλάδας, όπως έχουν καθοριστεί από το Υπουργείο Γεωργίας (1992).



**Σχ. 3.8** Σχηματικό διάγραμμα της τυπικής εποχιακής μεταβολής του φυτικού συντελεστή  $k_c$  για μια αρδευόμενη ετήσια καλλιέργεια. Με συνεχή γραμμή απεικονίζεται η πραγματική μεταβολή και με διακεκομμένη η απλοποιημένη υπολογιστική μεταβολή.

**Πίν. 3.21** Διακύμανση του φυτικού συντελεστή  $k_c$  στην Ελλάδα για διάφορες δενδρώδεις καλλιέργειες.

Καλλιέργεια	Απρ.	Μαι.	Ιουν.	Ιουλ.	Αυγ.	Σεπ.	Οκτ.
Ροδακινιά, Βερικοκιά, Αχλαδιά, Δαμασκη- νιά, Φιστικιά		0.45	0.50	0.80	0.65	0.60	
Κερασιά, Μηλιά, Καρυδιά		0.45	0.65	0.80	0.65	0.60	
Εσπεριδοειδή	0.55	0.50	0.50	0.50	0.50	0.60	0.80
Αμπελώνες		0.30	0.35	0.50	0.45	0.35	
Ελαιώνες		0.25	0.35	0.45	0.45	0.30	

Πηγή: Υπουργείο Γεωργίας (1992).

**Πίν. 3.22** Χαρακτηριστικές τιμές της μεταβολής του φυτικού συντελεστή  $k_c$  στην Ελλάδα για διάφορες μη δενδρώδεις καλλιέργειες.

Καλλιέργεια	Ημερομηνία σποράς ή φύτευσης	Διάρκειες σταδίων βλάστησης (d)				Φυτικοί συντελεστές		
		1ο	2ο	3ο	4ο	$k_1$	$k_3$	$k_r$
Αραβόσιτος	15/4 - 5/5	25	40	60	25	0.35	0.85	0
Βαμβάκι	20/4 - 15/5	30	60	45	25	0.30	0.90	0
Ντομάτα	15/4 - 5/6	25	35	35	20	0.40	0.85	0
Ζαχαρότευτλα	1/3 - 30/4	25	35	90	10	0.35	0.85	0.70
Μηδική (τριφύλλι)						0.85	0.85	0.85

Προέλευση: Υπουργείο Γεωργίας (1992) μετά από προσαρμογή.

Σημειώνεται ότι, η πραγματική ποσότητα νερού που πρέπει να διατεθεί στην καλλιέργεια με την άρδευση, δεν ταυτίζεται αναγκαστικά με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή· συγκεκριμένα, από τη δυνητική εξατμοδιαπνοή της καλλιέργειας θα πρέπει να αφαιρεθεί η βροχόπτωση της συγκεκριμένης περιόδου, καθώς και τυχόν διαθέσιμη για τα φυτά προηγούμενη εδαφική υγρασία. Πάντως, στις ελλαδικές συνθήκες, τους κρίσιμους μήνες της αρδευτικής περιόδου, δηλαδή τους θερινούς, τόσο η βροχόπτωση, όσο και η προηγούμενη εδαφική υγρασία είναι πρακτικώς μηδενικές.

### 3.7 Υδατικό ισοζύγιο

Όπως είδαμε στο εδάφιο 1.6.2, η εξίσωση του υδατικού ισοζυγίου περιγράφει την προφανή συνέπεια της αρχής διατήρησης της μάζας, ότι δηλαδή το αλγεβρικό άθροισμα των διακινήσεων και των μεταβολών αποθήκευσης νερού σε ένα όγκο αναφοράς είναι μηδέν, σε οποιαδήποτε χρονική διάρκεια. Συμβολικά η εξίσωση γράφεται

$$\Delta S = I - O \quad (3.78)$$

όπου  $\Delta S$  η διαφορά της αποθήκευσης νερού στον όγκο αναφοράς στη συγκεκριμένη περίοδο, και  $I$  και  $O$  οι συνολικές εισροές και εκροές, αντίστοιχα, προς και από τον όγκο αναφοράς για την ίδια περίοδο. Και οι τρεις όροι αναλύονται σε διάφορες συνιστώσες, αλλά η ανάλυση εξαρτάται πάντα από το συγκεκριμένο όγκο αναφοράς (π.χ. λεκάνη απορροής, τμήμα λεκάνης, υπόγειος υδροφόρος, λίμνη, κτλ.). Πάντως, σε κάθε περίπτωση η εξάτμιση ή η εξατμοδιαπνοή συγκαταλέγεται πάντα στον όρο  $O$ , αφού πρόκειται για υδρολογική απώλεια. Ειδικότερα, σε εδαφικές εκτάσεις στον όρο  $O$  υπεισέρχεται πάντα η *πραγματική* εξατμοδιαπνοή και όχι η *δυναμική*. Υπενθυμίζουμε ότι πρακτικώς όλες οι μέθοδοι που αναφέρθηκαν ως τώρα πρακτικώς εκτιμούν τη δυναμική εξατμοδιαπνοή. Εξαίρεση αποτελεί κατ' αρχήν η μέθοδος Penman- Monteith, που θεωρητικά μπορεί να εκτιμήσει την πραγματική εξατμοδιαπνοή, αν είναι γνωστή η πραγματική επιφανειακή αντίσταση της φυτοκάλυψης. Ωστόσο, η προϋπόθεση αυτή μπορεί να υλοποιηθεί μόνο σε ερευνητικές υπολεκάνες και έτσι στις πρακτικές υδρολογικές εφαρμογές η μέθοδος δεν μπορεί να εφαρμοστεί για την εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής.

Κατά συνέπεια, η πραγματική εξατμοδιαπνοή εδαφικών επιφανειών στην πράξη μπορεί να εκτιμηθεί με αξιόπιστο τρόπο μόνο από την εξίσωση υδατικού ισοζυγίου, με την προϋπόθεση ότι υπάρχουν αξιόπιστα δεδομένα για τις υπόλοιπες συνιστώσες του ισοζυγίου. Όμως η προϋπόθεση αυτή μόνο σε ειδικές περιπτώσεις εκπληρώνεται, όπως αναλυτικότερα θα δούμε πιο κάτω. Όταν αυτή η προϋπόθεση δεν εκπληρώνεται, για την εκτίμηση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής επιστρατεύονται διάφορα μαθηματικά μοντέλα του υδρολογικού κύκλου, απλούστερα ή συνθετότερα, ή χρησιμοποιούνται απλές εμπειρικές σχέσεις που έχουν εξαχθεί από λεκάνες με επάρκεια δεδομένων και υδροκλιματικές συνθήκες

κατά το δυνατόν όμοιες με αυτές της υπό μελέτη λεκάνης. Οι μεθοδολογίες εκτίμησης διασαφηνίζονται στα εδάφια που ακολουθούν, με την παράθεση των απλούστερων και εύκολα κατανοητών τεχνικών της βασικής υδρολογικής βιβλιογραφίας. Τονίζεται ότι σήμερα διατίθενται και χρησιμοποιούνται στην πράξη πολύ συνθετότερα και ακριβέστερα υδρολογικά μοντέλα, η παράθεση των οποίων ξεφεύγει από τους στόχους αυτού του κειμένου.

### 3.7.1 Εξίσωση υδατικού ισοζυγίου απλής υδρολογικής λεκάνης

Για λόγους εύκολης κατανόησης θεωρούμε μια “απλή” υδρολογική λεκάνη, όπου ο χαρακτηρισμός “απλή” αναφέρεται στη μορφολογία και την υδρολογική δίαιτα της λεκάνης, και έχει την έννοια ότι η λεκάνη (α) έχει σχετικά μικρή έκταση και παρουσιάζει σχετική ομοιομορφία τόσο ως προς την τοπογραφία και γεωλογία, όσο και ως προς τις υδροκλιματικές συνθήκες· (β) βρίσκεται σε φυσική κατάσταση, χωρίς αξιόλογα έργα αξιοποίησης του υδατικού δυναμικού της που να επηρεάζουν την υδρολογική δίαιτα· (γ) δεν έχει αξιόλογους υπόγειους υδροφορείς\* ούτε παρουσιάζει υπόγειες εισροές ή εκροές από ή προς γειτονικές λεκάνες· (δ) δεν παρουσιάζει αξιόλογες χιονοπτώσεις κατά τη διάρκεια του χειμώνα. Μια τέτοια λεκάνη φαίνεται στο σκαρίφημα του Σχ. 3.9(α).

Θεωρούμε ότι ο όγκος αναφοράς ορίζεται προς τα πάνω από την επιφάνεια της λεκάνης, πλευρικά από μια κατακόρυφη κυλινδρική επιφάνεια γύρω από τον υδροκρίτη της λεκάνης, και προς τα κάτω από ένα οριζόντιο επίπεδο αρκετά χαμηλότερα από την επιφάνεια της λεκάνης. Η μοναδική εισροή στο συγκεκριμένο όγκο αναφοράς είναι η βροχόπτωση  $P$ , ενώ η εκροή έχει δύο συνιστώσες: την (πραγματική) εξατμοδιαπνοή  $E$  και την επιφανειακή απορροή  $Q$ , η οποία εξέρχεται από τη διατομή εξόδου  $A$ . Η μοναδική αποθήκευση νερού στον όγκο αναφοράς είναι η αποθήκευση στο έδαφος, υπό μορφή εδαφικής υγρασίας, την οποία συμβολίζουμε με  $S$ . Σημειώνουμε ότι η προσωρινή αποθήκευση νερού υπό μορφή εδαφικής υγρασίας έχει πάντα σημαντικό ρόλο τόσο από πλευράς υδρολογίας, όσο και για τις ζωτικές λειτουργίες της χλωρίδας, και δεν μπορεί να αγνοηθεί στην εξίσωση του υδατικού ισοζυγίου, ακόμα

---

\* Το ισοζύγιο για λεκάνες με αξιόλογους υπόγειους υδροφορείς εξετάζεται παρακάτω, στο κεφάλαιο 6.

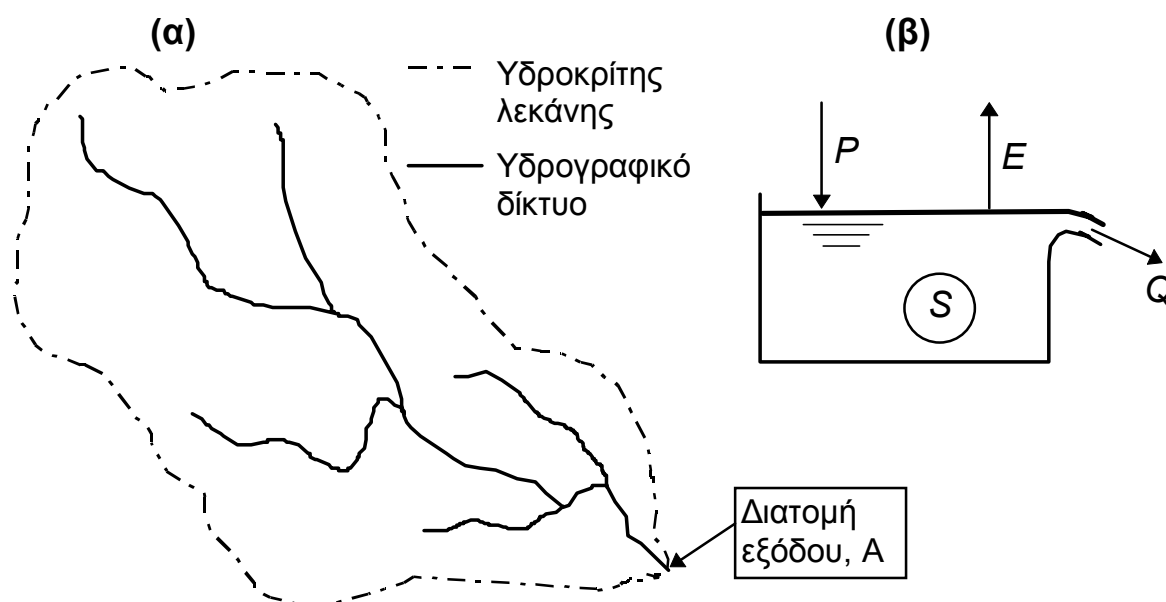
και στην απλή περίπτωση που εξετάζουμε, όπου δεν έχουμε ανάπτυξη αξιόλογων υπόγειων υδροφορέων.

Με αυτά τα δεδομένα, η εξίσωση ισοζυγίου (3.78) για το συγκεκριμένο όγκο αναφοράς γράφεται

$$\Delta S = P - E - Q \quad (3.79)$$

Από τους τέσσερις όρους της (3.79), μπορεί να μετρηθεί σχετικά εύκολα ο όρος  $P$  (κεφάλαιο 2) και κάπως δυσκολότερα ο όρος  $Q$  (κεφάλαιο 5). Κατά συνέπεια, υπάρχουν στην καλύτερη περίπτωση (δηλαδή όταν είναι γνωστά τα  $P$  και  $Q$ ) δύο άγνωστοι ( $\Delta S$ ,  $E$ ) οι οποίοι προφανώς δεν μπορούν να υπολογιστούν από μία εξίσωση. Ωστόσο, στην ειδική αλλά πολύ ενδιαφέρουσα περίπτωση όπου η περίοδος που μας ενδιαφέρει είναι ένα ή περισσότερα έτη, μπορούμε ευλόγως να υποθέσουμε ότι  $\Delta S = 0$ , δεδομένου ότι οι διακυμάνσεις  $S$  έχουν εποχιακό χαρακτήρα. Σε αυτή την ειδική περίπτωση, μπορούμε να υπολογίσουμε την ετήσια ή υπερετήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή με εφαρμογή της (3.79), δηλαδή

$$E = P - Q \quad (3.80)$$



**Σχ. 3.9** Σκαρίφημα απλής υδρολογικής λεκάνης (α) και απλοποιημένο μοντέλο της βασισμένο σε μία δεξαμενή (β).

Αν μας ενδιαφέρει μικρότερη περίοδος, π.χ. μηνιαία, τότε θα πρέπει να καταφύγουμε στη χρήση μοντέλων προσομοίωσης των υδρολογικών

διεργασιών, όπως είναι π.χ. το απλό μοντέλο υδατικού ισοζυγίου του Thornthwaite που παρουσιάζεται στο επόμενο εδάφιο.

### 3.7.2 Το απλό μοντέλο υδατικού ισοζυγίου του Thornthwaite

Το απλό και διαδομένο μοντέλο του Thornthwaite\*, όπως τροποποιήθηκε από τον Alley (1984· βλ. και Dingman, 1994, σ. 300), βασίζεται πρωτίστως στην εξομοίωση της υδρολογικής λειτουργίας της λεκάνης απορροής με τη λειτουργία μιας απλής δεξαμενής, όπως φαίνεται στο Σχ. 3.9(β). Το απόθεμα της δεξαμενής αναπαριστά την αποθήκευση της εδαφικής υγρασίας,  $S$ . Η δεξαμενή υπερχειλίζει όταν το απόθεμα υπερβεί τη χωρητικότητα της δεξαμενής,  $K$ . Η υπερχειλίση αναπαριστά την επιφανειακή απορροή· κατά συνέπεια, σύμφωνα με το εν λόγω μοντέλο, επιφανειακή απορροή πραγματοποιείται μόνο όταν γεμίσει η δεξαμενή ή, αλλιώς, κορεστεί το έδαφος από υγρασία.

Για την υπολογιστική λειτουργία του μοντέλου, θεωρείται γνωστή σε κάθε χρονική περίοδο  $n$  η βροχόπτωση  $P_n$  και η δυνητική εξατμοδιαπνοή  $E_{p_n}$ , καθώς και η αποθήκευση στο τέλος της προηγούμενης περιόδου  $S_{n-1}$ . Τα εξαγόμενα του μοντέλου είναι η πραγματική εξατμοδιαπνοή  $E_n$ , η επιφανειακή απορροή  $Q_n$  καθώς και η αποθήκευση στο τέλος της τρέχουσας περιόδου  $S_n$ .

Σε περιόδους που η βροχόπτωση είναι μεγαλύτερη από τη δυνητική εξατμοδιαπνοή ( $P_n > E_{p_n}$ ), η πραγματική εξατμοδιαπνοή ταυτίζεται με τη δυνητική. Το περίσσειμα ( $P_n - E_{p_n}$ ) αποθηκεύεται ως εδαφική υγρασία, εφόσον δεν έχει κορεστεί το έδαφος. Όταν κορεστεί, η ποσότητα που δεν μπορεί πλέον να αποθηκευτεί, απορρέει επιφανειακά.

Σε περιόδους που η βροχόπτωση είναι μικρότερη από τη δυνητική εξατμοδιαπνοή ( $P_n < E_{p_n}$ ), η πραγματική εξατμοδιαπνοή είναι μικρότερη από τη δυνητική. Συγκεκριμένα, θεωρείται ότι κατ' αρχήν όλη η ποσότητα της βροχόπτωσης  $P_n$  εξατμίζεται και επίσης, εφόσον υπάρχει αποθηκευμένη εδαφική υγρασία, εξατμίζεται και ένα επιπλέον μέρος από αυτήν. Ο ρυθμός της επιπλέον εξατμοδιαπνοής είναι ανάλογος της δια-

---

\* Δεν πρέπει να συγχέεται το μοντέλο ισοζυγίου Thornthwaite με την ομώνυμη μέθοδο εκτίμησης της δυνητικής εξατμοδιαπνοής (εδάφιο 3.5.2).



φοράς ( $E_{p_n} - P_n$ ) καθώς και της εδαφικής αποθήκευσης και ειδικότερα του λόγου  $S / K$ .\*

Η παραπάνω λειτουργία του μοντέλου, μπορεί να κωδικοποιηθεί μαθηματικά† με τον ακόλουθο τρόπο:

$$\alpha) P_n \geq E_{p_n}$$

$$S_n = \min (S_{n-1} + P_n - E_{p_n}, K) \quad (3.81)$$

$$Q_n = \max (S_{n-1} + P_n - E_{p_n} - K, 0)$$

$$\beta) P_n < E_{p_n}$$

$$S_n = S_{n-1} \exp \left( \frac{P_n - E_{p_n}}{K} \right) \quad (3.82)$$

$$Q_n = 0$$

Σε κάθε περίπτωση, η εξατμοδιαπνοή προκύπτει άμεσα από την (3.78), που εν προκειμένω γράφεται

$$E_n = (S_{n-1} - S_n) + P_n - Q_n \quad (3.83)$$

Συμπερασματικά, το απλό μοντέλο Thornthwaite με δεδομένα εισόδου τη βροχόπτωση και τη δυνητική εξατμοδιαπνοή δίνει ως εξόδους την απορροή και την πραγματική εξατμοδιαπνοή, χρησιμοποιώντας μία μόνο παράμετρο, την χωρητικότητα της εδαφικής δεξαμενής,  $K$ . Τυπικά, η χωρητικότητα αυτή, ανηγμένη σε ισοδύναμο ύψος, κυμαίνεται ανάμεσα στα 100-200 mm (Brutsaert, 1982, σ. 243). Εάν υπάρχουν δεδομένα απορροής, η παράμετρος  $K$  μπορεί να εκτιμηθεί σε τρόπο ώστε η σειρά τιμών της επιφανειακής απορροής που εξάγεται από το μοντέλο να συμφωνεί κατά το δυνατό με τη μετρημένη σειρά απορροής.

Το μοντέλο τυπικά λειτουργεί σε μηνιαία κλίμακα και είναι κατάλληλο μόνο για “απλές” λεκάνες που εκπληρώνουν τις προϋποθέσεις του

\* Στο ίδιο περίπου πνεύμα κινείται και ο Budyko (1974, σ. 97), που θεωρεί το ρυθμό της πραγματικής εξατμοδιαπνοής ανάλογο του  $E_{p_n}$  και του λόγου  $S / K$ .

† Η μαθηματική κωδικοποίηση είναι σχετικά απλή. Ειδικότερα, η (3.82) προκύπτει από την επίλυση μιας ομογενούς διαφορικής εξίσωσης πρώτου βαθμού.

εδαφίου 3.7.1 και ειδικότερα για λεκάνες χειμαρρικής δίαιτας χωρίς θερινές απορροές αλλά και χιονοπτώσεις. Πάντως μπορεί να τροποποιηθεί ώστε να καλύπτει και λεκάνες όπου παρατηρούνται χιονοπτώσεις. Σε αυτή την περίπτωση σε όλες τις παραπάνω εξισώσεις θα πρέπει να αντικατασταθεί η βροχόπτωση  $P_n$  από το μέγεθος

$$W_n = P_n + X_{n-1} - X_n \quad (3.84)$$

όπου  $X_n$  είναι το ισοδύναμο ύψος του συσσωρευμένου χιονιού στο έδαφος, ανηγμένο στη συνολική επιφάνεια της λεκάνης.

### Εφαρμογή 3.7.2

Στον Πίν. 3.23 δίνονται τα υδροκλιματικά μέσα υπερετήσια δεδομένα της λεκάνης του ποταμού Πορταϊκού (παραποτάμου του Πηνειού στη Δυτική Θεσσαλία) ανάντη του υδρομετρικού σταθμού Πύλης. Η λεκάνη έχει έκταση  $132.2 \text{ km}^2$  και μέσο υψόμετρο  $944 \text{ m}$ . Ζητούνται:

(α) Να υπολογιστεί η πραγματική εξατμοδιαπνοή ανά μήνα με το μοντέλο ισοζυγίου Thornthwaite για  $K = 140 \text{ mm}$ .

(β) Να διερευνηθεί η επίδραση της παραμέτρου  $K$  στη μέση ετήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή και απορροή.

(γ) Να συγκριθεί η μηνιαία μεταβολή της απορροής όπως προκύπτει από το μοντέλο Thornthwaite στο ερώτημα (α) με την αντίστοιχη μετρημένη και να σχολιαστεί η καταλληλότητα του μοντέλου για τη συγκεκριμένη λεκάνη.

(α) Για την εφαρμογή του μοντέλου ισοζυγίου Thornthwaite χρειάζονται μόνο τα δεδομένα βροχόπτωσης και δυνητικής εξατμοδιαπνοής (δεύτερη και τελευταία στήλη του Πίν. 3.24). Χρειάζεται επίσης μια τιμή εκκίνησης της εδαφικής αποθήκευσης  $S_{n-1}$  και συγκεκριμένα η τιμή στο τέλος Σεπτεμβρίου, αφού ξεκινάμε τους υπολογισμούς μας από τον Οκτώβριο. Υποθέτουμε κατ' αρχήν ότι αυτή η τιμή είναι 0, επειδή έχει μεσολαβήσει το καλοκαίρι με τη μεγάλη εξάτμιση και έχει εξαντληθεί η εδαφική υγρασία. Βεβαίως, σε δεύτερο στάδιο θα επανέλθουμε και θα διορθώσουμε αυτή την τιμή αν αποδειχτεί εσφαλμένη.

Τον Οκτώβριο ισχύει  $P_n = 189.7 \text{ mm} \geq E_{p_n} = 49.3 \text{ mm}$  και κατά συνέπεια εφαρμόζουμε την (3.81):

$$\begin{aligned} S_n &= \min (S_{n-1} + P_n - E_{p_n}, K) = \\ &= \min (0.0 + 189.7 - 49.3, 140) = \min (140.4, 140.0) = 140.0 \text{ mm} \end{aligned}$$

**Πίν. 3.23** Υδροκλιματικά μέσα υπερετήσια δεδομένα της λεκάνης Πύλης για την Εφαρμογή 3.7.2.

Μήνας	Βροχό- πτωση, $P$ (mm)	Απορ- ροή, $Q$ (mm)	Θερμο- κρασία, $T_a$ (°C)	Σχετική υγρα- σία, $U$	Σχετική ηλιοφά- νεια, $n/N$	Καθαρή ακτινο- βολία, $R_n/\lambda$ (mm)	Δυνητι- κή εξα- τμοδια- πνοή, $E_p$ (mm)
Οκτ	189.7	21.5	13.1	0.74	0.50	63.7	49.3
Νοε	246.1	90.8	8.5	0.77	0.40	32.6	22.4
Δεκ	295.3	168.0	4.7	0.79	0.37	22.2	13.6
Ιαν	200.0	147.5	3.1	0.79	0.38	27.7	16.1
Φεβ	212.8	154.8	4.0	0.76	0.39	44.0	26.4
Μαρ	171.3	180.3	6.2	0.72	0.45	81.9	52.7
Απρ	156.5	156.5	9.8	0.66	0.54	118.2	84.2
Μαι	112.5	93.6	15.0	0.63	0.58	152.1	122.8
Ιουν	42.5	37.4	18.8	0.58	0.70	171.7	149.3
Ιουλ	29.0	11.5	20.9	0.55	0.74	176.0	158.8
Αυγ	33.2	6.5	20.7	0.56	0.74	152.6	137.3
Σεπ	65.3	5.7	17.5	0.64	0.68	108.7	92.3
Έτος	1754.2	1074.1	11.9	0.68	0.54	1151.5	925.2

Πηγές: Τα δεδομένα επιφανειακής βροχόπτωσης προέρχονται από τους Ξανθοπούλου κ.ά. (1997). Τα δεδομένα επιφανειακής απορροής έχουν ληφθεί από τους Ζαρρή κ.ά. (1997) και προέρχονται από προηγούμενη μελέτη των Χατζησάββα κ.ά. (1995). Οι θερμοκρασίες έχουν εκτιμηθεί με βάση δεδομένα των σταθμών Αργιθέα και Ταυρωπός της ΔΕΗ που δημοσιεύονται από τους Ξανθοπούλου κ.ά. (1997) μετά από προσαρμογή με τις κατάλληλες τιμές της θερμοβαθμίδας (βλ. Εφαρμογή 3.3.4). Τα δεδομένα σχετικής υγρασίας έχουν προσαρμοστεί από τους σταθμούς Καλαμπάκας, Καρδίτσας και Τρικάλων της ΕΜΥ, ενώ τα δεδομένα σχετικής ηλιοφάνειας από το σταθμό Λάρισας της ΕΜΥ (Ξανθοπούλου κ.ά., 1997). Η δυνητική εξατμοδιαπνοή έχει εκτιμηθεί με τη μέθοδο Priestley-Taylor για λευκάγεια 0.25.

$$Q_n = \max (S_{n-1} + P_n - E_{p_n} - K, 0) =$$

$$= \max (0.0 + 189.7 - 49.3 - 140, 0) = \max(0.4, 0.0) = 0.4 \text{ mm}$$

Η πραγματική εξατμοδιαπνοή υπολογίζεται από την (3.83) και είναι

$$E_n = (S_{n-1} - S_n) + P_n - Q_n = (0.0 - 140.0) + 189.7 - 0.4 = 49.3 \text{ mm}$$

δηλαδή στην προκειμένη περίπτωση ταυτίζεται με την δυνητική εξατμοδιαπνοή.

Κατά τον ίδιο τρόπο συνεχίζουμε τους υπολογισμούς για τους υπόλοιπους μήνες που δίνονται πινακοποιημένοι στον Πίν. 3.24, προσέχοντας να εφαρμόζουμε την (3.82) όταν  $P_n < E_{p_n}$ . Για παράδειγμα τον Ιούνιο, οπότε  $P_n = 42.5 \text{ mm} < E_{p_n} = 149.3 \text{ mm}$  και  $S_{n-1} = 130.1 \text{ mm}$ , έχουμε

$$S_n = S_{n-1} \exp\left(\frac{P_n - E_{p_n}}{K}\right) = 130.1 \exp\left(\frac{42.5 - 149.3}{140.0}\right) = 60.7 \text{ mm}$$

και  $Q_n = 0$ , οπότε η πραγματική εξατμοδιαπνοή είναι

$$E_n = (S_{n-1} - S_n) + P_n - Q_n = (130.1 - 60.7) + 42.5 - 0.0 = 111.9 \text{ mm}$$

δηλαδή μικρότερη από τη δυνητική.

**Πίν. 3.24** Υπολογισμοί του μοντέλου ισοζυγίου Thornthwaite στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.7.2.

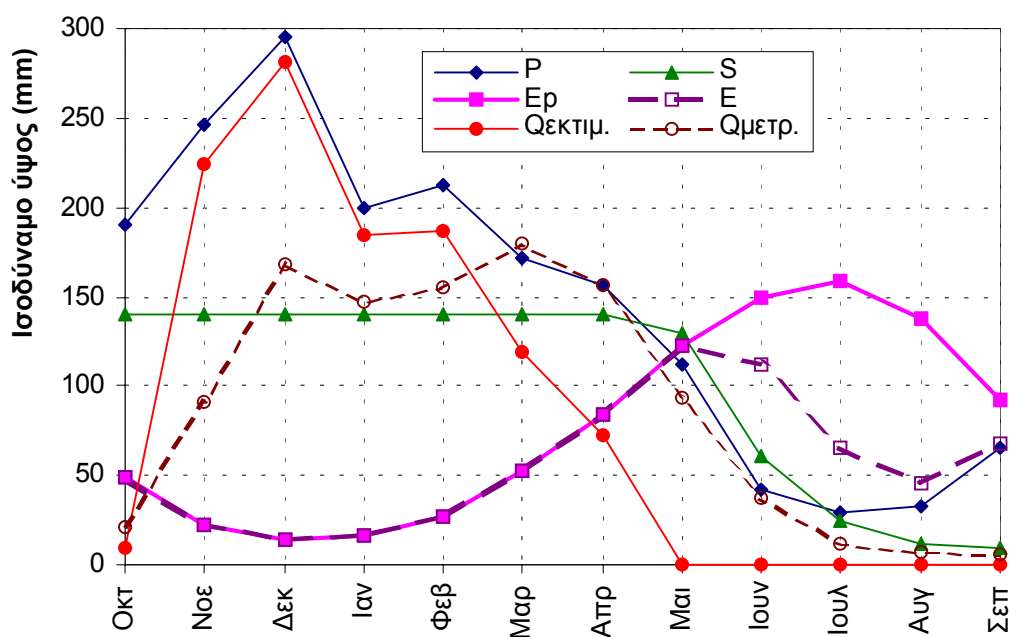
Μήνας	Βροχό- πτωση, $P$ (mm)	Δυνητική εξατμοδια- πνοή, $E_p$ (mm)	Εδαφική αποθήκευση, $S$ (mm)	Απορροή, $Q$ (mm)	Πραγματι- κή εξατμο- διαπνοή, $E$ (mm)
Σεπ			(0.0) <sup>†</sup> 9.4		
Οκτ	189.7	49.3	140.0	(0.4) <sup>†</sup> 9.8	49.3
Νοε	246.1	22.4	140.0	223.7	22.4
Δεκ	295.3	13.6	140.0	281.7	13.6
Ιαν	200.0	16.1	140.0	183.9	16.1
Φεβ	212.8	26.4	140.0	186.4	26.4
Μαρ	171.3	52.7	140.0	118.6	52.7
Απρ	156.5	84.2	140.0	72.3	84.2
Μαι	112.5	122.8	130.1	0.0	122.4
Ιουν	42.5	149.3	60.7	0.0	111.9
Ιουλ	29.0	158.8	24.0	0.0	65.7
Αυγ	33.2	137.3	11.4	0.0	45.8
Σεπ	65.3	92.3	9.4	0.0	67.3
Έτος	1754.2	925.2		1076.4	677.8

<sup>†</sup> Οι τιμές σε παρενθέσεις αποτελούν πρώτες προσεγγίσεις που διορθώνονται στο δεύτερο βήμα υπολογισμού.

Όταν ολοκληρώσουμε τους υπολογισμούς παρατηρούμε ότι στο τέλος Σεπτεμβρίου η εδαφική αποθήκευση είναι 9.4 mm και όχι 0 mm που υποθέσαμε αρχικά. Γι' αυτό επαναλαμβάνουμε τους υπολογισμούς ξεκινώντας τον Οκτώβριο με  $S_{n-1} = 9.4 \text{ mm}$ . Βρίσκουμε και πάλι ότι  $S_n = 140.0 \text{ mm}$  αλλά  $Q_n = 9.8 \text{ mm}$ . Αφού δεν έχει αλλάξει η

εδαφική αποθήκευση στο τέλος Οκτωβρίου, είναι προφανές ότι οι υπόλοιποι μήνες δεν επηρεάζονται και δεν χρειάζεται να επαναλάβουμε το δεύτερο στάδιο υπολογισμών για αυτούς. Τα ετήσια αθροίσματα για την απορροή και την πραγματική εξατμοδιαπνοή είναι 1076.4 mm και 677.8 mm, αντίστοιχα. Γραφική παράσταση της μηνιαίας μεταβολής των συνιστωσών του ισοζυγίου δίνεται στο Σχ. 3.10. Παρατηρούμε ότι από τον Οκτώβριο μέχρι και το Μάιο η πραγματική εξατμοδιαπνοή ταυτίζεται με τη δυνητική, ενώ στους υπόλοιπους μήνες η πρώτη υπολείπεται της δεύτερης. Επίσης, από τον Οκτώβριο μέχρι και τον Απρίλιο η εδαφική αποθήκευση παίρνει τη μέγιστη τιμή της ( $S = K = 140$  mm) και ταυτόχρονα πραγματοποιείται απορροή· τους υπόλοιπους μήνες η εδαφική αποθήκευση είναι μικρότερη ( $S < K$ ) και η απορροή μηδενίζεται.

(β) Επαναλαμβάνουμε κατά τον ίδιο τρόπο τους υπολογισμούς για  $K = 100, 120, 160, 180$  και  $200$  mm. Τα ετήσια αθροίσματα για την απορροή και την πραγματική εξατμοδιαπνοή φαίνονται στο Σχ. 3.11. Παρατηρούμε ότι με την αύξηση της χωρητικότητας του εδάφους, η εξατμοδιαπνοή αυξάνεται σχεδόν γραμμικά και η απορροή μειώνεται αντίστοιχα (ώστε το άθροισμα να παραμένει σταθερό, ίσο με τη βροχόπτωση). Έτσι, για αύξηση της χωρητικότητας του εδάφους κατά 100 mm, η εξατμοδιαπνοή αυξάνεται και η απορροή μειώνεται κατά περίπου 72 mm.



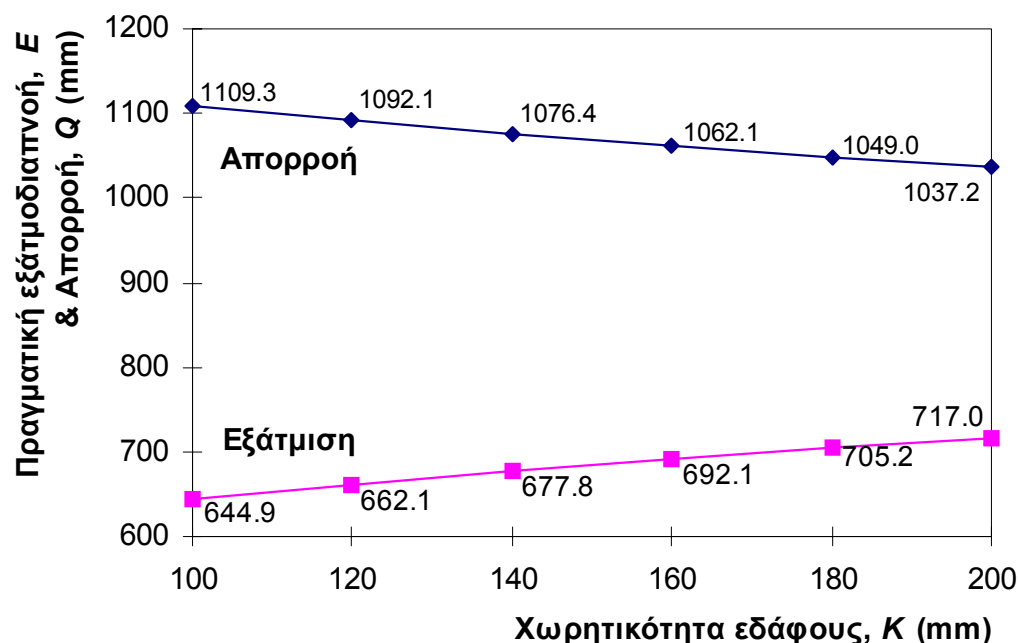
Σχ. 3.10 Μεταβολή των συνιστωσών του υδατικού ισοζυγίου της λεκάνης Πύλης, για τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.7.2 (και  $K = 140$  mm).

Δεδομένου ότι στη λεκάνη που εξετάζουμε υπάρχουν δεδομένα απορροής από μετρήσεις, μπορούμε να βαθμονομήσουμε την παράμετρο  $K$  του μοντέλου, δηλαδή να βρούμε ποιά είναι η τιμή που δίνει ετήσια απορροή ίση με τη μετρημένη, η οποία είναι 1074.1 mm. Από το Σχ. 3.11 διαπιστώνουμε ότι η ζητούμενη τιμή είναι ελαφρώς μεγαλύτερη από 140 mm, αλλά για στρογγύλευση θεωρούμε τελικά ότι  $K = 140$  mm. Με αυτή την τιμή είχαμε εργαστεί στο ερώτημα (α).

(γ) Στο προηγούμενο ερώτημα διαπιστώσαμε ότι για  $K = 140$  mm η ετήσια απορροή που εκτιμά το μοντέλο Thornthwaite πρακτικώς ταυτίζεται με την μετρημένη απορροή. Θα ήταν επιθυμητό να υπάρχει ανάλογη ταύτιση και για τις μηνιαίες τιμές, και αυτό θα σήμαινε ότι το μοντέλο αντιπροσωπεύει πολύ καλά την πραγματικότητα για τη συγκεκριμένη λεκάνη Πύλης. Για να διαπιστώσουμε αν αυτό ισχύει, έχουμε χαράξει στο Σχ. 3.10, μαζί με τις συνιστώσες του ισοζυγίου της Πύλης που υπολογίστηκαν από το μοντέλο στον Πίν. 3.24, και τη μετρημένη μηνιαία απορροή, όπως δίνεται στον Πίν. 3.23. Παρατηρούμε ότι υπάρχουν σημαντικές διαφορές στις μηνιαίες τιμές της μετρημένης και της εκτιμημένης απορροής. Συγκεκριμένα, τους χειμερινούς μήνες η εκτιμημένη απορροή είναι πολύ μεγαλύτερη από τη μετρημένη, ενώ, αντίστροφα, από το Μάιο μέχρι και το Σεπτέμβριο, η εκτιμημένη απορροή μηδενίζεται χωρίς να συμβαίνει το ίδιο με την πραγματική (μετρημένη). Επί πλέον, το μέγιστο της εκτιμημένης απορροής είναι ταυτόχρονο με το μέγιστο της βροχόπτωσης (Δεκέμβριος), ενώ της μετρημένης πραγματοποιείται αργότερα (Μάρτιος).

Οι παραπάνω παρατηρήσεις δείχνουν ότι το μοντέλο δεν αποδίδει καλά την πραγματικότητα της λεκάνης Πύλης. Αυτό εξηγείται εύκολα, αν σκεφτούμε ότι η λεκάνη Πύλης δεν εκπληρώνει τις προϋποθέσεις της ιδεατής “απλής” λεκάνης που τέθηκαν στο εδάφιο 3.7.1. Πιο συγκεκριμένα, η λεκάνη εκτείνεται σε μεγάλα υψόμετρα (μέσο υψόμετρο 944 m) και έτσι είναι πολύ συχνά τα χιόνια, κάτι που δεν έχει θεωρηθεί στο μοντέλο και εξηγεί τη χρονική υστέρηση της απορροής σε σχέση με τη βροχή. Επίσης, η λεκάνη παρουσιάζει κάποια (όχι πάντως ιδιαίτερα σημαντική) υπόγεια υδρολογική δραστηριότητα και αυτό εξηγεί το μη μηδενισμό της απορροής το καλοκαίρι.

Όμως, παρά την αδυναμία του για την ακριβή περιγραφή της μηνιαίας διακύμανσης της απορροής, το μοντέλο περιγράφει αρκετά καλά τη διακύμανση της πραγματικής εξατμοδιαπνοής. Αν μάλιστα συμπληρωθεί με δεδομένα χιονιού (εξίσωση (3.84)) θα αποδώσει πολύ καλύτερα και τη διακύμανση της απορροής της λεκάνης.



Σχ. 3.11 Μεταβολή της πραγματικής εξατμοδιαπνοής και της απορροής συναρτήσει της χωρητικότητας του εδάφους, για τα δεδομένα της Εφαρμογής 3.7.2.

### 3.7.3 Άλλες εμπειρικές κλιματολογικές μέθοδοι

Από τις αρχές του 19ου αιώνα αρκετοί ερευνητές προσπάθησαν να συσχετίσουν εμπειρικά, σε ετήσια κλίμακα, την πραγματική εξατμοδιαπνοή μιας λεκάνης κατ' αρχήν με τη βροχόπτωση  $P$  και στη συνέχεια με τη δυνητική εξατμοδιαπνοή  $E_p$  ή με αντίστοιχους δείκτες. Αναπτύχθηκαν έτσι διάφορες απλές εμπειρικές εξισώσεις, που συνοψίζουν την εμπειρία από πολλές λεκάνες της Ευρώπης και της Αμερικής, οι οποίες είναι χρήσιμες για προκαταρκτικές εκτιμήσεις του υδατικού ισοζυγίου σε περιπτώσεις που δεν διατίθενται δεδομένα απορροής. Οι περισσότερες εμπειρικές εξισώσεις στηρίζονται στη λογική ότι για εξαιρετικά ξηρές συνθήκες, δηλαδή όταν ο λόγος  $E_p/P$  παίρνει πολύ ψηλές τιμές, η πραγματική εξατμοδιαπνοή τείνει να είναι ίση με τη βροχόπτωση ή  $E/P \rightarrow 1$ , έτσι ώστε η απορροή πρακτικώς να μηδενίζεται. Αντίθετα, για εξαιρετικά υγρές συνθήκες, δηλαδή όταν  $E_p/P \rightarrow 0$ , η πραγματική εξατμοδιαπνοή τείνει να είναι ίση με τη δυνητική ή  $E/P \rightarrow E_p/P$ .

Ο Brutsaert (1982, σ. 241) συνοψίζει αρκετές από τις σχετικές εξισώσεις της βιβλιογραφίας: αυτές μπορούν να καταταγούν σε τρεις κατηγορίες:

α) Εξισώσεις με βάση τη βροχόπτωση και τη δυναμική εξατμοδιαπνοή.

$$E = P \left[ 1 - \exp\left(-\frac{E_p}{P}\right) \right] \quad (3.85)$$

$$E = E_p \tanh\left(-\frac{E_p}{P}\right) \quad (3.86)$$

Οι (3.85) και (3.86) αποδίδονται στον OI'dekor, βασίζονται σε προηγούμενες εργασίες των Schreiber, Ule και Penck, και χρονολογούνται στα 1911.

β) Εξισώσεις με βάση τη βροχόπτωση και την καθαρή ακτινοβολία.

$$E = P \left[ 1 - \exp\left(-\frac{R_n/\lambda}{P}\right) \right] \quad (3.87)$$

$$E = (R_n/\lambda) \tanh\left(-\frac{R_n/\lambda}{P}\right) \quad (3.88)$$

Οι εξισώσεις (3.87) και (3.88) προτάθηκαν από τον Budyko (1948· 1974) και η μόνη ουσιαστική διαφορά τους από τις (3.85) και (3.86) έγκειται στην αντικατάσταση της δυναμικής εξατμοδιαπνοής  $E_p$  από την ετήσια καθαρή ακτινοβολία, εκφρασμένη σε ισοδύναμο ύψος νερού ( $R_n/\lambda$ ). η τελευταία, όπως είδαμε προηγουμένως, υπολογίζεται ευκολότερα από την  $E_p$ . Ο ίδιος παρατήρησε ότι τα πραγματικά δεδομένα βρίσκονται ανάμεσα στις δύο καμπύλες που ορίζουν οι (3.87) και (3.88), και γι' αυτό τελικά πρότεινε να υπολογίζεται η πραγματική εξατμοδιαπνοή ως ο γεωμετρικός μέσος των δύο τιμών  $E_1$  και  $E_2$ , οι οποίες προκύπτουν από τις (3.87) και (3.88), αντίστοιχα, ήτοι

$$E = \sqrt{E_1 E_2} \quad (3.89)$$

γ) Εξισώσεις με βάση τη βροχόπτωση και θερμικούς δείκτες (Turc)

$$E = \begin{cases} \frac{P}{\sqrt{0.9 + \left(\frac{P}{L_T}\right)^2}} & \frac{P}{L_T} > 0.316 \\ P & \frac{P}{L_T} \leq 0.316 \end{cases} \quad (3.90)$$



όπου  $L_T$  θερμικός δείκτης που υποκαθιστά τη δυνητική εξατμοδιαπνοή και συναρτάται με τη μέση ετήσια θερμοκρασία αέρα  $T_a$  (σε °C) με βάση τη σχέση

$$L_T = 300 + 25 T_a + 0.05 T_a^3 \quad (3.91)$$

Οι (3.90) και (3.91) οφείλονται στον Turc (1954, 1955) και έχουν χρησιμοποιηθεί συχνά για προκαταρκτικές υδρολογικές εκτιμήσεις διεθνώς και στην Ελλάδα. Ο Turc πρότεινε επίσης μια επέκταση της μεθόδου του, η οποία μπορεί να εκτιμά την εξατμοδιαπνοή σε κλίμακα δεκαημέρου (η επέκταση αυτή αναφέρεται σε διάφορα υδρολογικά κείμενα, π.χ. Shaw, 1994, σ. 261). Ο Pike (1964) πρότεινε μια τροποποίηση της (3.90) αντικαθιστώντας τη σταθερά 0.9 με 1 και το θερμικό δείκτη  $L_T$  με τη εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια.

Αν εκτιμηθεί η πραγματική εξατμοδιαπνοή με μια από τις παραπάνω εξισώσεις, τότε με την παρατήρηση ότι σε ετήσια κλίμακα ισχύει  $\Delta S = 0$ , η εξίσωση ισοζυγίου (3.79) δίνει την επιφανειακή απορροή ως

$$Q = P - E \quad (3.92)$$

Είναι αυτονόητο ότι όλες οι παραπάνω εξισώσεις θα πρέπει να χρησιμοποιούνται με μέγιστη επιφύλαξη για προκαταρκτικές εκτιμήσεις και μόνο όταν δεν υπάρχουν διαθέσιμα δεδομένα απορροής.

### Εφαρμογή 3.7.3

Να εκτιμηθεί η πραγματική εξατμοδιαπνοή της λεκάνης Πύλης (δεδομένα από την Εφαρμογή 3.7.2 και τον Πίν. 3.23) με βάση τις εμπειρικές μεθόδους του εδαφίου 3.7.3.

(α) Εξισώσεις Ol'dekor: Η (3.85), για  $E_p = 925.2$  mm και  $P = 1754.2$  mm δίνει

$$E = P \left[ 1 - \exp\left(-\frac{E_p}{P}\right) \right] = 1754.2 \left[ 1 - \exp\left(-\frac{925.2}{1754.2}\right) \right] = 719.0 \text{ mm}$$

Όμοια, η (3.86) δίνει

$$E = E_p \tanh\left(-\frac{E_p}{P}\right) = 925.2 \tanh\left(-\frac{925.2}{1745.2}\right) = 884.4 \text{ mm}$$

(β) Εξισώσεις Budyko: Η (3.87) για  $R_n/\lambda = 1151.5$  mm και  $P = 1754.2$  mm δίνει

$$E_1 = P \left[ 1 - \exp\left(-\frac{R_n/\lambda}{P}\right) \right] = 1754.2 \left[ 1 - \exp\left(-\frac{1151.5}{1754.2}\right) \right] =$$

$$= 844.2 \text{ mm}$$

ενώ η (3.88)

$$E_2 = (R_n/\lambda) \tanh\left(-\frac{R_n/\lambda}{P}\right) = 1151.5 \tanh\left(-\frac{1151.5}{1745.2}\right) = 909.9 \text{ mm}$$

και η (3.89)

$$E = \sqrt{E_1 E_2} = \sqrt{844.2 \times 909.9} = 876.5 \text{ mm}$$

(γ) Εξίσωση Turc: Η (3.91), για  $T_a = 11.9^\circ\text{C}$  δίνει

$$L_T = 300 + 25 T_a + 0.05 T_a^3 = 300 + 25 \times 11.9 + 0.05 \times 11.9^3 = 681.8$$

οπότε

$$P/L_T = 1754.2 / 681.8 = 2.573 > 0.316$$

και η (3.90) τελικά δίνει

$$E = \frac{P}{\sqrt{0.9 + (P/L_T)^2}} = \frac{1754.2}{\sqrt{0.9 + 2.573^2}} = 639.7 \text{ mm}$$

Από την εξίσωση ισοζυγίου είναι γνωστό ότι η ετήσια πραγματική εξατμοδιαπνοή στη λεκάνη της Πύλης είναι

$$E = P - Q = 1754.2 - 1074.1 = 680.1 \text{ mm}$$

Έτσι, συμπεραίνουμε ότι την καλύτερη προσέγγιση για τη συγκεκριμένη λεκάνη δίνει η πρώτη εξίσωση του OI'dekor (3.85) με σχετικό σφάλμα 5.7% και ακολουθεί η εξίσωση Turc (3.90) με σχετικό σφάλμα -5.9%. Οι υπόλοιπες εξισώσεις δίνουν σφάλματα μεγαλύτερα από 20% (σε απόλυτη τιμή).

### 3.7.4 Εξίσωση υδατικού ισοζυγίου λιμνών

Στην περίπτωση στεγανών φυσικών ή τεχνητών λιμνών στις εισροές συμπεριλαμβάνεται πάντα, εκτός από τη βροχόπτωση  $P$ , η απορροή  $Q$  της λεκάνης που την τροφοδοτεί, η οποία μάλιστα αποτελεί και την κύρια εισροή. Σε στεγανές λίμνες που βρίσκονται σε φυσική κατάσταση, η μόνη εκροή είναι η εξάτμιση  $E$ . Εφόσον υπάρχει εκμετάλλευση του υδατικού δυναμικού της λίμνης, στις εκροές προστίθεται η απόληψη  $R$ . Σε

αντίθεση με την περίπτωση της λεκάνης απορροής όπου η αποθήκευση είναι μη μετρήσιμο μέγεθος, στη λίμνη το απόθεμα  $S$  είναι πάντα ορατό και εύκολα μετρήσιμο (μέσω της στάθμης της λίμνης,  $z$ , η οποία εύκολα μετατρέπεται σε απόθεμα, με βάση την τοπογραφική καμπύλη στάθμης-όγκου της λίμνης). Συχνά στις φυσικές λίμνες και πάντα στους τεχνητούς ταμιευτήρες κατασκευάζονται έργα υπερχειλίσης. Έτσι, όταν η στάθμη ξεπεράσει μια μέγιστη στάθμη, ή αλλιώς, το απόθεμα  $S$  τείνει να ξεπεράσει τη χωρητικότητα  $K$ , πραγματοποιείται υπερχειλίση μιας ποσότητας  $Y$ . Κατά συνέπεια, η εξίσωση ισοζυγίου (3.78) για μια στεγανή λίμνη γράφεται

$$\Delta S = P + Q - E - R - Y \quad (3.93)$$

Παρατηρούμε ότι όλες οι συνιστώσες του ισοζυγίου μπορούν να μετρηθούν ή να εκτιμηθούν με σχετική ακρίβεια. Κατά συνέπεια, για τις λίμνες δεν είναι απαραίτητη η δόμηση πολύπλοκων υδρολογικών μοντέλων. Η εξίσωση (3.93), σε συνδυασμό με την προφανή ανίσωση

$$0 \leq S \leq K \quad (3.94)$$

μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον προσδιορισμό μιας, και σε μερικές περιπτώσεις περισσότερων μεταβλητών, εφόσον είναι γνωστές οι υπόλοιπες. Για παράδειγμα, αν είναι γνωστά τα μεγέθη  $P_n$ ,  $Q_n$ ,  $E_n$  και  $R_n$ , για την περίοδο  $n$ , καθώς και η αποθήκευση  $S_{n-1}$  στο τέλος της προηγούμενης περιόδου, μπορούν να υπολογιστούν τα μεγέθη  $S_n$  και  $Y_n$  από τις εξισώσεις

$$S_n = \min (S_{n-1} + P_n + Q_n - E_n - R_n, K) \quad (3.95)$$

$$Y_n = \max (S_{n-1} + P_n + Q_n - E_n - R_n - K, 0)$$

Πιο πολύπλοκη είναι η κατάσταση σε μη στεγανές λίμνες, οπότε οι υπόγειες διαφυγές  $G$  αποτελούν μια πρόσθετη εκροή, η οποία είναι αρκετά δύσκολο να μετρηθεί. Στην περίπτωση αυτή η εξίσωση ισοζυγίου παίρνει τη μορφή

$$\Delta S = P + Q - E - R - Y - G \quad (3.96)$$

και συνήθως χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του  $G$ , με την προϋπόθεση ότι οι άλλες συνιστώσες έχουν μετρηθεί ή εκτιμηθεί με ικανοποιητική ακρίβεια.

### Εφαρμογή 3.7.4

Στη θέση Πύλη του ποταμού Πορταϊκού (λίγο ανάντη του υδρομετρικού σταθμού – βλ. Εφαρμογή 3.7.2) μελετάται η κατασκευή ταμιευτήρα ωφέλιμης χωρητικότητας  $47 \text{ hm}^3$ , με έκταση ανάντη λεκάνης  $130 \text{ km}^2$ . Ο ταμιευτήρας θα εκτρέπει το μεγαλύτερο μέρος της εισροής του προς το γειτονικό ταμιευτήρα Μουζακίου, όπου θα χρησιμοποιείται για αρδευτικούς και ενεργειακούς σκοπούς, ενώ παράλληλα θα διοχετεύει κατάντη  $20 \text{ hm}^3$  νερού ετησίως, με περίπου ομοιόμορφο ρυθμό, για προστασία των οικοσυστημάτων, τροφοδοσία των κατάντη υδροφορέων και κάλυψη των τοπικών αρδευτικών αναγκών.\* Ζητείται το ισοζύγιο του ταμιευτήρα σε μηνιαία βάση για το μέσο υδρολογικό έτος όπου τα υδρολογικά δεδομένα της λεκάνης είναι αυτά του Πίν. 3.23 με τις ακόλουθες επιπλέον παραδοχές:

1. Η βροχόπτωση της λίμνης είναι ίση με τη βροχόπτωση της λεκάνης ενώ η εξάτμιση της λίμνης είναι προσεγγιστικά κατά 30% επαυξημένη σε σχέση με τη δυναμική εξατμοδιαπνοή της λεκάνης.
2. Όπως προκύπτει από τις καμπύλες στάθμης επιφάνειας και στάθμης-αποθέματος του ταμιευτήρα, η επιφάνεια της λίμνης  $F$  (σε  $\text{km}^2$ ) συνδέεται με το ωφέλιμο απόθεμα  $S$  (σε  $\text{hm}^3$ ) με τη σχέση

$$F = 0.20 (S + 19.2)^{0.61}.$$

3. Η μηνιαία εκτροπή προς το Μουζάκι είναι σταθερή  $9.5 \text{ hm}^3$ .
4. Στην αρχή της περιόδου υπολογισμού (τέλος Σεπτεμβρίου του προηγούμενου υδρολογικού έτους) το απόθεμα στον ταμιευτήρα είναι  $10 \text{ hm}^3$ .

Οι συνολικές μηνιαίες απολήψεις από τον ταμιευτήρα, τόσο προς τα κατάντη, όσο και προς το Μουζάκι, είναι  $R = 20.0/12 + 9.5 = 11.17 \text{ hm}^3$ . Ο υπολογισμός των εισροών και εκροών θα γίνει στη βάση όγκων και όχι ισοδύναμων υψών. Για τη μετατροπή των υψών σε όγκους παρατηρούμε ότι τα ύψη βροχόπτωσης και εξάτμισης θα πρέπει να πολλαπλασιαστούν με την επιφάνεια του ταμιευτήρα, ενώ το ύψος απορροής θα πρέπει να πολλαπλασιαστεί με την επιφάνεια της εδαφικής έκτασης. Και οι δύο αυτές επιφάνειες είναι μεταβλητές, έχοντας σταθερό άθροισμα ίσο με την επιφάνεια της συνολικής λεκά-

\* Τα παραπάνω δεδομένα μελέτης προέρχονται από τον Κουτσογιάννη (1996γ).

νης ( $130 \text{ km}^2$ ). Οι εκτάσεις υπολογίζονται στο τέλος κάθε μήνα με βάση το απόθεμα του ταμιευτήρα και για ευκολία στους υπολογισμούς θεωρούνται κατά προσέγγιση σταθερές για τον αμέσως επόμενο μήνα. Έτσι, αφού το απόθεμα στο τέλος του Σεπτεμβρίου του προηγούμενου έτους είναι  $S = 10.00 \text{ hm}^3$ , η επιφάνεια του ταμιευτήρα είναι

$$F = 0.20 (S + 19.2)^{0.61} = 0.20 \times (10.0 + 19.2)^{0.61} = 1.57 \text{ km}^2$$

ενώ η επιφάνεια της εδαφικής έκτασης είναι

$$F_e = 130.00 - 1.57 = 128.43 \text{ km}^2$$

Υπολογίζουμε αναλυτικά τις συνιστώσες του ισοζυγίου του ταμιευτήρα τον Οκτώβριο. Η βροχόπτωση στον ταμιευτήρα είναι  $189.7 \text{ mm}$  (βλ. Πίν. 3.23)· θεωρώντας ότι κατά προσέγγιση σε όλη τη διάρκεια του Οκτωβρίου η έκταση της λίμνης είναι  $1.57 \text{ km}^2$ , ο όγκος της βροχόπτωσης θα είναι  $189.7 \times 10^{-3} \times 1.57 \times 10^6 = 298\,000 \text{ m}^3 = 0.30 \text{ hm}^3$ . Αντίστοιχα, το ύψος εξάτμισης θα είναι (βλ. Πίν. 3.23)  $1.3 \times 49.3 = 64.1 \text{ mm}$  και ο όγκος  $64.1 \times 10^{-3} \times 1.57 \times 10^6 = 101\,000 \text{ m}^3 = 0.10 \text{ hm}^3$ . Το ύψος απορροής είναι  $21.5 \text{ mm}$  (βλ. Πίν. 3.23) και ο αντίστοιχος όγκος  $21.5 \times 10^{-3} \times 128.43 \times 10^6 = 2\,760\,000 \text{ m}^3 = 2.76 \text{ hm}^3$ . Κατά συνέπεια, από την (3.95) βρίσκουμε ότι

$$\begin{aligned} S_n &= \min (S_{n-1} + P_n + Q_n - E_n - R_n, K) = \\ &= \min (10.00 + 0.30 + 2.76 - 0.10 - 11.17, 47) = \\ &= \min(1.79, 47) = 1.79 \text{ hm}^3 \end{aligned}$$

ενώ η υπερχειλίση είναι προφανώς  $Y_n = 0$ , αφού ο ταμιευτήρας δεν είναι γεμάτος. Στο τέλος Οκτωβρίου η επιφάνεια του ταμιευτήρα θα είναι

$$F = 0.20 \times (1.79 + 19.2)^{0.61} = 1.28 \text{ km}^2$$

Κατά τον τρόπο αυτό ολοκληρώσαμε τους υπολογισμούς για τον Οκτώβριο και προχωρούμε με τον ίδιο τρόπο τους υπόλοιπους μήνες, όπως φαίνεται στον Πίν. 3.25. Παρατηρούμε ότι σε όλους τους μήνες ισχύει  $S_n > 0$ · αν σε κάποιο μήνα προέκυπτε  $S_n < 0$ , θα πρέπει να μειώναμε την απόληψη  $R_n$  σε τρόπο ώστε  $S_n = 0$ .

**Πίν. 3.25** Υπολογισμοί ισοζυγίου του ταμιευτήρα Πύλης στα πλαίσια της Εφαρμογής 3.7.4.

Μήνας	$P,$ mm	$P_s,$ hm <sup>3</sup>	$E,$ mm	$E_s,$ hm <sup>3</sup>	$Q,$ mm	$Q_s,$ hm <sup>3</sup>	$R_s,$ hm <sup>3</sup>	$S_s,$ hm <sup>3</sup>	$F_s,$ km <sup>2</sup>	$Y_s,$ hm <sup>3</sup>
Σεπ								10.00	1.57	
Οκτ	189.7	0.30	64.1	0.10	21.5	2.76	11.17	1.79	1.28	0.00
Νοε	246.1	0.32	29.1	0.04	90.8	11.69	11.17	2.59	1.31	0.00
Δεκ	295.3	0.39	17.7	0.02	168.0	21.62	11.17	13.41	1.68	0.00
Ιαν	200.0	0.34	20.9	0.04	147.5	18.93	11.17	21.47	1.92	0.00
Φεβ	212.8	0.41	34.3	0.07	154.8	19.83	11.17	30.47	2.17	0.00
Μαρ	171.3	0.37	68.5	0.15	180.3	23.05	11.17	42.57	2.47	0.00
Απρ	156.5	0.39	109.5	0.27	156.5	19.96	11.17	47.00	2.58	4.48
Μαι	112.5	0.29	159.6	0.41	93.6	11.93	11.17	47.00	2.58	0.64
Ιουν	42.5	0.11	194.1	0.50	37.4	4.77	11.17	40.21	2.42	0.00
Ιουλ	29.0	0.07	206.4	0.50	11.5	1.47	11.17	30.08	2.16	0.00
Αυγ	33.2	0.07	178.5	0.39	6.5	0.83	11.17	19.42	1.86	0.00
Σεπ	65.3	0.12	120.0	0.22	5.7	0.73	11.17	8.88	1.53	0.00
Έτος	1754.2	3.18	1202.8	2.71	1074.1	137.57	134.04			5.12

Στο τέλος του Πίν. 3.25 έχουν σημειωθεί τα ετήσια αθροίσματα των συνιστωσών του ισοζυγίου. Για έλεγχο, εξετάζουμε αν ισχύει η εξίσωση (3.93) σε ετήσια βάση. Το αριστερό μέλος της είναι

$$\Delta S = 8.88 - 10.00 = -1.12 \text{ hm}^3$$

ενώ το δεξιό

$$P + Q - E - R - Y = 3.18 + 137.57 - 2.71 - 134.04 - 5.12 = -1.12 \text{ hm}^3$$

πράγμα που επαληθεύει τους υπολογισμούς.