

**ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ**

ΤΜΗΜΑ ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ & ΑΓΡΟΤΙΚΟΥ ΠΕΡΙΒΑΛΛΟΝΤΟΣ	
Αριθμ. Πρωτοκ.	3
Ημερομηνία	18-9-09

**ΤΜΗΜΑ: ΓΕΩΠΟΝΙΑΣ ΦΥΤΙΚΗΣ ΚΑΙ ΖΩΙΚΗΣ ΠΑΡΑΓΩΓΗΣ**

**ΠΤΥΧΙΑΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ**

**ΘΕΜΑ: ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ  
ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ  
ΜΕ ΒΑΣΗ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΜΕ ΧΡΗΣΗ Η/Υ**

**ΦΟΙΤΗΤΗΣ: ΑΓΓΕΛΑΚΟΠΟΥΛΟΣ ΛΑΖΑΡΟΣ**

**ΥΠΕΥΘΥΝΗ ΚΑΘΗΓΗΤΡΙΑ: Μ. ΣΑΚΕΛΑΡΙΟΥ – ΜΑΚΡΑΝΤΩΝΑΚΗ**

**ΒΟΛΟΣ 2002**



ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ  
ΥΠΗΡΕΣΙΑ ΒΙΒΛΙΟΘΗΚΗΣ & ΠΛΗΡΟΦΟΡΗΣΗΣ  
ΕΙΔΙΚΗ ΣΥΛΛΟΓΗ «ΓΚΡΙΖΑ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ»

Αριθ. Εισ.: 1899/1

Ημερ. Εισ.: 24-10-2003

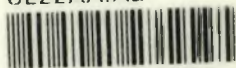
Δωρεά:

Ταξιδετικός Κωδικός: ΠΤ ΓΦΖΠ

2002

ΑΓΓ

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ  
ΘΕΣΣΑΛΙΑΣ



004000070257

## ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Η Πτυχιακή Διατριβή που ακολουθεί αναφέρεται σε μεθόδους υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής καθώς επίσης και στον υπολογισμό της από ημερήσια μετεωρολογικά στοιχεία ενός έτους του σταθμού Ν. Αγκιάλου με τη μέθοδο Penman και την τροποποιημένη Penman.

Η θεωρία της πτυχιακής περιλαμβάνει πέντε επιμέρους τμήματα τα οποία είναι τα εξής:

**Κεφάλαιο 1<sup>ο</sup>** : Έμμεσες μικροκλιματικές μέθοδοι υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής.

**Κεφάλαιο 2<sup>ο</sup>** : Έμμεσες εμπειρικές μέθοδοι υπολογισμού εξατμισοδιαπνοής.

**Κεφάλαιο 3<sup>ο</sup>** : Βελτιωμένες μέθοδοι έμμεσου υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής.

**Κεφάλαιο 4<sup>ο</sup>** : Άμεσες μέθοδοι υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής.

**Κεφάλαιο 5<sup>ο</sup>** : Παρουσίαση υπολογισμών, γραφικών παραστάσεων και ιστογραμμάτων των μετεωρολογικών στοιχείων και της βασικής εξατμισοδιαπνοής με τη βοήθεια προγράμματος με χρήση Η/Υ.

Στη θεωρία αναφέρονται αναλυτικά οι πιο βασικές μέθοδοι υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής καθώς επίσης σχήματα και πίνακες για την καλύτερη κατανόηση των μεθόδων.

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, η πτυχιακή διατριβή περιλαμβάνει επίσης υπολογισμούς, γραφικές παραστάσεις και ιστογράμματα με βάση προγράμματος Η/Υ. Αυτά έγιναν με τη χρησιμοποίηση μετεωρολογικών στοιχείων που ελήφθησαν από το μετεωρολογικό γραφείο της 111 Π.Μ της ΝΕΑΣ ΑΓΧΙΑΛΟΥ για το χρονικό διάστημα 1/10/1996 έως 31/10/1997.

Τα μετεωρολογικά στοιχεία που ελήφθησαν είναι τα εξής:

- 1) Μέγιστη θερμοκρασία (σε °C )
- 2) Ελάχιστη θερμοκρασία (σε °C )
- 3) Μέση θερμοκρασία (σε °C )
- 4) Μέγιστη σχετική υγρασία ( % )
- 5) Ελάχιστη σχετική υγρασία ( % )
- 6) Μέση σχετική υγρασία ( % )
- 7) Ηλιοφάνεια ( ώρες )

8) Ταχύτητα ανέμου ημέρας/νύχτας ( σε κόμβους )

9) Βροχόπτωση ( σε χιλιοστά mm )

Από τα παραπάνω μετεωρολογικά στοιχεία τα έξι πρώτα ελήφθησαν σε καθημερινή βάση.

Η ηλιοφάνεια ελήφθηκε σε καθημερινή βάση καθώς επίσης ανά δεκαήμερο και συνολική τιμή για κάθε μήνα.

Η ταχύτητα ανέμου ελήφθηκε σε καθημερινή βάση ενώ η βροχόπτωση σε συνολική τιμή κάθε μήνα.

Λόγω του όγκου των τιμών δεν είναι δυνατόν να παρουσιαστούν στην πτυχιακή διατριβή παρά μόνο οι μέσες τιμές του μήνα για την θερμοκρασία και σχετική υγρασία καθώς και συνολικές τιμές βροχόπτωσης και ηλιοφάνειας σε ιστογράμματα. Τα ιστογράμματα οι γραφικές παραστάσεις και υπολογισμοί της εξατμισοδιαπνοής αποτελούν το 5<sup>ο</sup> ΚΕΦΑΛΑΙΟ της πτυχιακής διατριβής που αποτελεί κατά κανόνα ένα εργαστηριακό και υπολογιστικό Κεφάλαιο.

Κλείνοντας την εισαγωγή θα ήθελα να ευχαριστήσω την Καθηγήτρια Γεωργικής Υδραυλικής του Πανεπιστημίου Θεσσαλίας κ. Σακελλαρίου – Μακραντωνάκη, υπεύθυνη της Πτυχιακής Διατριβής, για τις χρήσιμες υποδείξεις και διορθώσεις που έκανε σε όλη την διάρκεια της πτυχιακής καθώς και το μετεωρολογικό γραφείο της 111 Π.Μ της Ν. Αγχιάλου.

Επίσης ευχαριστώ τους κυρίους Κίττα Κ. καθηγητή του Π.Θ και Γέμτο Θ. Καθηγητή του Π.Θ που αποτελούν την υπόλοιπη επιτροπή της πτυχιακής.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1<sup>ο</sup>

### ΕΜΜΕΣΕΣ ΜΙΚΡΟΚΛΙΜΑΤΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ

**1.1** Κατά καιρούς έχουν διατυπωθεί διάφορες ημιθεωρητικές μέθοδοι που υπολογίζουν με έμμεσο τρόπο την εξατμισοδιαπνοή για μικρές χρονικές περιόδους. Οι μέθοδοι αυτές επικράτησε να αναφέρονται σαν μικροκλιματικές και βασίζονται στο ισοζύγιο ενέργειας και τις σχέσεις που περιγράφουν τους μηχανισμούς που απομακρύνουν τους υδρατμούς από την περιοχή του φυλλώματος των καλλιεργειών. Για να είναι συγκρίσιμα τα αποτελέσματα από την εφαρμογή των μεθόδων αυτών, η καλλιέργεια πρέπει να καλύπτει όλη την επιφάνεια του εδάφους και να έχει στη διάθεσή της όσο νερό χρειάζεται για την ικανοποίηση των αναγκών της. Για το σκοπό αυτό δημιουργήθηκε ο όρος της **δυναμικής εξατμισοδιαπνοής**. Συγκεκριμένα, δυναμική εξατμισοδιαπνοή (PET ) είναι η ποσότητα του νερού που καταναλίσκεται από μια καλλιέργεια με μικρό και ομοιόμορφο ύψος, δυναμική ανάπτυξη, φύλλωμα που καλύπτει όλη την επιφάνεια του εδάφους και έχει πάντοτε στη διάθεσή της όσο νερό χρειάζεται. Κάτω από τις συνθήκες αυτές, η εξατμισοδιαπνοή εξαρτάται μόνο από τις κλιματικές συνθήκες αυτές, που επικρατούν στην περιοχή του υπέργειου τμήματος των φυτών.

Οι μικροκλιματικές μέθοδοι που υπολογίζουν τη δυναμική εξατμισοδιαπνοή διακρίνονται σε τρεις κατηγορίες, ανάλογα με τις κλιματικές παραμέτρους που χρησιμοποιούν. Οι **αεροδυναμικές** μέθοδοι δίνουν κατά κύριο λόγο έμφαση στο μηχανισμό μεταφοράς των υδρατμών από την περιοχή του φυλλώματος των καλλιεργειών οι μέθοδοι του ισοζυγίου ενέργειας έχουν σαν βάση την εκτίμηση της λανθάνουσας θερμότητας με την εξίσωση του ισοζυγίου ενέργειας και οι μικτές μέθοδοι αποτελούν συνδυασμό των δύο προηγούμενων.

### 1.2 ΑΕΡΟΔΥΝΑΜΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

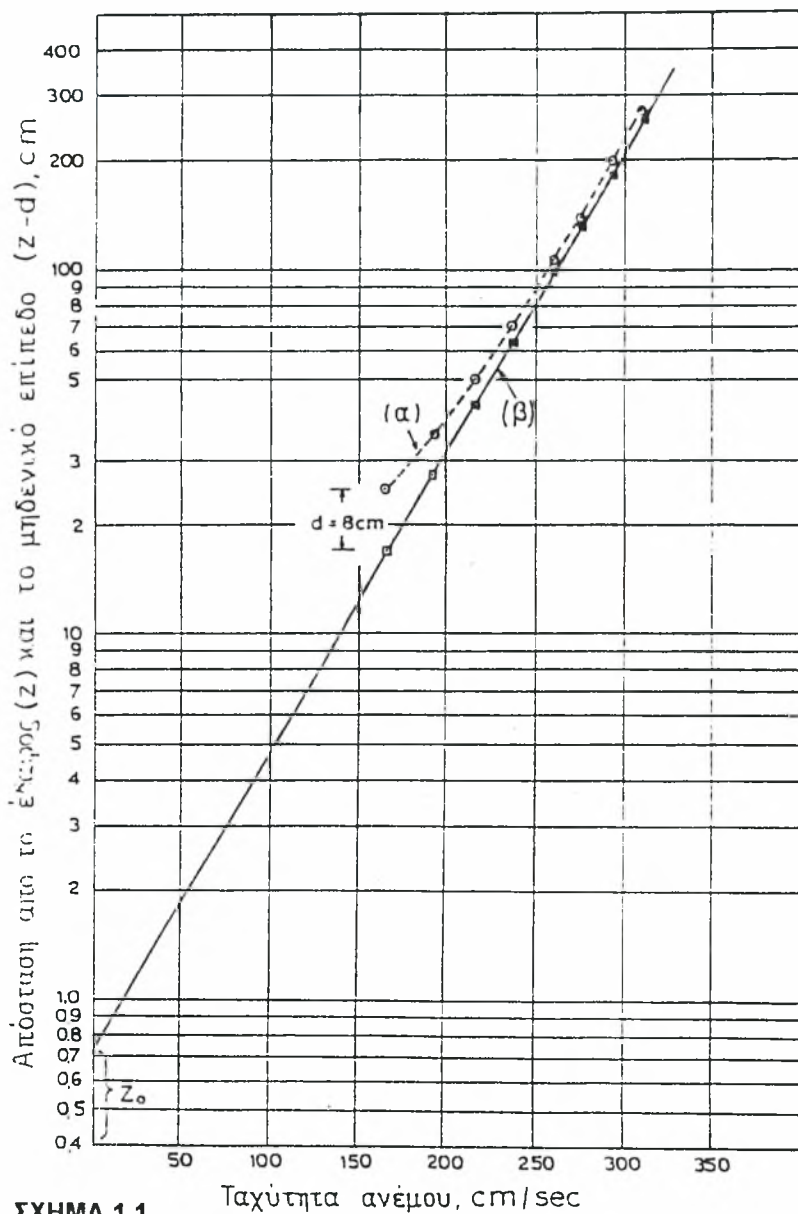
Είναι γνωστό από την αεροδυναμική ότι η ταχύτητα του κινούμενου μέσα σε ένα αγωγό αέρα είναι ίση με το μηδέν σε επαφή με τα τοιχώματα του αγωγού. Το ίδιο συμβαίνει και με το αέρα που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια του εδάφους. Όταν όμως το έδαφος καλύπτεται από καλλιέργειες, το επίπεδο στο οποίο η ταχύτητα του αέρα είναι ίση με το μηδέν, και για το λόγο αυτό λέγεται **μηδενικό επίπεδο**, δεν συμπίπτει με την επιφάνεια του εδάφους αλλά βρίσκεται κάπου ψηλότερα. Η απόσταση ανάμεσα στο έδαφος και το μηδενικό επίπεδο λέγεται **μετατόπιση του μηδενικού επιπέδου**.

Αν στην ατμόσφαιρα επικρατούν **αδιαβατικές** συνθήκες, αν δηλαδή η θερμοκρασία του αέρα είναι αμετάβλητη με το ύψος, παρατηρήθηκε ότι υπάρχει μια λογαριθμική σχέση ανάμεσα στην ταχύτητα του ανέμου και την κατακόρυφη απόσταση πάνω από το **μηδενικό επίπεδο**.

Αν σε ένα ημιλογαριθμικό χαρτί σχεδιαστεί η καμπύλη που σχετίζει την ταχύτητα του ανέμου με την απόσταση από το **μηδενικό επίπεδο**, αυτή πρέπει να είναι ευθεία γραμμή. Αν, στο ίδιο χαρτί, σχεδιαστεί η καμπύλη που σχετίζει την ταχύτητα με την απόσταση από το έδαφος, η καμπύλη αυτή δεν είναι πια ευθεία αλλά παρουσιάζει μια καμπύλη μια καμπυλότητα που οφείλεται στο γεγονός ότι η επιφάνεια του εδάφους και το μηδενικό επίπεδο δεν ταυτίζονται. Η κατακόρυφη όμως απόσταση ανάμεσα στις δύο αυτές καμπύλες είναι σταθερή και ίση με τη μετατόπιση του μηδενικού επιπέδου. Η διαπίστωση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της μετατοπίσεως αυτής όταν δεν είναι γνωστή η θέση του μηδενικού επιπέδου.

Ένα παράδειγμα τέτοιου υπολογισμού φαίνεται στο σχήμα 1.1. Ταχύτητες ανέμου μετρήθηκαν πάνω από ένα λειβάδι σε ύψη 25,35,50,70,100,140,200, και 280 cm από την επιφάνεια του εδάφους. Οι παρατηρήσεις έγιναν στις 13:30 το μεσημέρι που οι συνθήκες της ατμόσφαιρας ήταν αδιαβατικές. Με βάση τις παρατηρήσεις αυτές σχεδιάστηκε η καμπύλη (α) στο ημιλογαριθμικό χαρτί του σχήματος 1.1 που παρουσιάζει, όπως αναμένονταν, καμπυλότητα. Μετά από μερικές δοκιμές, υποβιβασμός των σημείων παρατηρήσεως της καμπύλης (α) κατά 8 cm έδειξε ότι η νέα καμπύλη (β) που προκύπτει είναι ευθεία γραμμή. Αυτό δείχνει ότι η μετατόπιση του μηδενικού επιπέδου στο συγκεκριμένο χωράφι είναι 8 cm.

Η καμπύλη (β) του σχήματος 1.1 προεκτεινόμενη τέμνει το άξονα των υψών σε απόσταση 0,7 cm από την αρχή, γεγονός που δείχνει ότι η ταχύτητα



**ΣΧΗΜΑ 1.1**

Υπολογισμός με γραφικό τρόπο της μετατόπισης του μηδενικού επιπέδου και της παραμέτρου τραχύτητας.

του ανέμου είναι μηδενική σε απόσταση 0,7 cm από το **μηδενικό επίπεδο**. Η απόσταση αυτή, που αποτελεί χαρακτηριστικό κάθε καλλιέργειας, ονομάζεται **παράμετρος ταχύτητας**. Η κατακόρυφη κατανομή της ταχύτητας του ανέμου μπορεί να διερευνηθεί με βάση τις αρχές που διατύπωσε ο Prandtl (1953) Κατ' αυτόν, διατμητική τάση σε οποιοδήποτε σημείο ενός ρευστού που κινείται με τυρβώδη ροή πάνω από μια στερεή οριακή επιφάνεια μπορεί να εκφραστεί με σχέση.

$$\tau = \rho l^2 \left( \frac{du}{dz} \right)^2 \quad (1.1)$$

όπου  $\tau$  είναι η **διατμητική τάση**,  $\rho$  είναι η πυκνότητα του ρευστού,  $l$  είναι ένα χαρακτηριστικό μήκος αναμίξεως και  $du/dz$  είναι η κλίση ταχύτητας σε ένα ύψος  $z$  πάνω από την οριακή επιφάνεια. Ο Prandtl δέχεται τις ακόλουθες παραδοχές για τη ροή κοντά στην οριακή επιφάνεια: (1) Το μήκος αναμίξεως είναι ανάλογο προς το  $z$  δηλ.  $l = kz$  όπου  $k$  είναι μια σταθερά. (2). Η διατμητική τάση  $\tau$  είναι σταθερή. Παίρνοντας υπόψη τις παραδοχές αυτές, η σχέση (1.1) μπορεί να γραφεί σαν

$$du = \frac{1}{k} \left( \frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2} \frac{dz}{z} \quad (1.2)$$

Το  $k$  είναι γνωστό σαν σταθερά του von Karman ( 1930 ) και είναι ίσο με 0,42 Η ποσότητα

$$u^* = \left( \frac{\tau}{\rho} \right)^{1/2} \quad (1.3)$$

έχει διαστάσεις ταχύτητας και είναι γνωστή **σαν τριβιακή ή διατμητική ταχύτητα**. Αν αντικαταστήσουμε τη σχέση ( 1.3 ) στην (1.2 ) βρίσκουμε ότι

$$du = \frac{u^* dz}{k z} \quad (1.4)$$

Αν ολοκληρώσουμε τη σχέση αυτή ανάμεσα στα όρια

$$\begin{aligned} u &= u & \text{όταν} & & z &= z \\ u &= u_{\max} & \text{όταν} & & z &= y \end{aligned}$$



(1.5)

βρίσκουμε ότι

$$u - u_{\max} = \frac{u^*}{k} \ln \frac{z}{y}$$

(1.6)

Μπορεί ακόμη να δειχθεί ότι

$$u_{\max} = \bar{u} + \frac{u^*}{k}$$

(1.7)

όπου  $\bar{u}$  είναι η μέση ταχύτητα. Αντικατάσταση του  $u_{\max}$  στη σχέση ( 1.6 ) με το ίσο του από τη σχέση ( 1.7 ) δίνει

$$u = \bar{u} + \frac{u^*}{k} (1 + \ln \frac{z}{y})$$

(1.8)

Με τη σχέση αυτή μπορεί να βρεθεί η ταχύτητα ροής σε οποιοδήποτε ύψος  $z$  σαν συνάρτηση της μέσης ταχύτητας. Έστω ότι η μετατόπιση του μηδενικού επιπέδου είναι  $d$ . Σύμφωνα με τη σχέση ( 1.8 ), η ταχύτητα ροής  $u_1$  και  $u_2$  αντίστοιχα σε ύψη  $z_1$  και  $z_2$  πάνω από την επιφάνεια του εδάφους θα είναι :

$$u_1 = \bar{u} + \frac{u^*}{k} (1 + \ln \frac{z_1 - d}{y})$$

$$u_2 = \bar{u} + \frac{u^*}{k} (1 + \ln \frac{z_2 - d}{y})$$

Αν από τη δεύτερη σχέση αφαιρέσουμε την πρώτη και αποδείξουμε τους όρους βρίσκουμε ότι

$$\frac{u^*}{k} = \frac{u_2 - u_1}{\ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)]}$$

ή

$$u^* = k \frac{u_2 - u_1}{\ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)]}$$

(1.9)

αν δε αντικαταστήσουμε το  $u^*$  με το ίσο του από τη σχέση (1.3 ) και υψώσουμε στο τετράγωνο

$$(u^*)^2 = \frac{\tau}{\rho} = k^2 \frac{(u_2 - u_1)^2}{\{\ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)]\}^2}$$

από την οποία προκύπτει ότι

$$\tau = \rho k^2 \frac{(u_2 - u_1)^2}{\{\ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)]\}^2} \quad (1.10)$$

Από την **αεροδυναμική** είναι γνωστό ότι κάτω από συνθήκες στροβιλώδους ροής, η διατμητική τάση μπορεί να εκφραστεί με τη σχέση

$$\tau = \rho K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (1.11)$$

όπου  $K_m$  είναι ο συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς της ζώσας μάζας με διαστάσεις  $L^2 \cdot T^{-1}$ . Είναι ακόμη γνωστό ότι η εξίσωση για τη στροβιλώδη μεταφορά των υδρατμών είναι

$$E = -\rho K_w \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.12)$$

οπού  $E$  είναι η εξάτμιση ( μεταφορικότητα υδρατμών ),  $K_w$  είναι ο συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς υδρατμών με διαστάσεις  $L^2 \cdot T^{-1}$  και  $q$  είναι η συγκέντρωση των υδρατμών στον αέρα. Αν αντικαταστήσουμε τις παραγώγους με διαφορές, δηλαδή το  $\partial u$  με  $u_1 - u_2$  και το  $\partial q$  με  $q_1 - q_2$ , και διαιρέσουμε τις σχέσεις ( 1.12 ) και ( 1.11 ) μεταξύ τους, βρίσκουμε

$$\frac{E}{\tau} = -\frac{K_w}{K_m} \frac{q_2 - q_1}{u_2 - u_1} \quad (1.13)$$

Αν αντικαταστήσουμε το  $\tau$  με το ίσο του από τη σχέση ( 1.10 ) και αναδιατάξουμε τους όρους, η σχέση ( 1.13 ) παίρνει τη μορφή

$$E = -\frac{K_w}{K_m} \rho k^2 \frac{(u_2 - u_1)(q_2 - q_1)}{\{\ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)]\}^2} \quad (1.14)$$

Ο λόγος ( $K_w/K_m$ ) είναι ίσος με τη μονάδα όταν στην ατμόσφαιρα επικρατούν αδιαβατικές συνθήκες. Στην περίπτωση αυτή, η σχέση (1.14) παίρνει τη μορφή της εξισώσεως των Thornthwaite και Holzman (1939)

$$E = -\rho k^2 \frac{(u_2 - u_1)(q_2 - q_1)}{\{\ln[(z_2 - d)/(z_1 - d)]\}^2} \quad (1.15)$$

Αν δεχθούμε ότι οι παρατηρήσεις γίνονται σε ύψη 50 cm και 100 cm πάνω από την επιφάνεια του εδάφους, ότι κατά προσέγγιση  $d=10$  cm και  $k = 0,42$ , η σχέση (1.15) που εκφράζει την δυναμική εξατμισοδιαπνοή πάνω από μία φυτοκαλυμμένη επιφάνεια, παίρνει τη μορφή

$$PET = -0,29 \rho (u_{100} - u_{50})(q_{100} - q_{50}) \quad (1.16)$$

όπου PET είναι σε  $gr/cm^2 \text{ sec}$ ,  $\rho$  είναι σε  $gr/cm^3$ ,  $u$  είναι σε  $cm/sec$  και  $q$  είναι ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς τη μάζα του αέρα που τους περιέχει. Η αντίστοιχη σχέση που εκφράζει την PET σε  $mm/h$  είναι

$$PET = -10440 \rho (u_{100} - u_{50})(q_{100} - q_{50}) \quad (1.17)$$

Αν οι συνθήκες της ατμόσφαιρας δεν είναι αδιαβατικές, ο λογαριθμικός νόμος κατανομής της ταχύτητας του ανέμου δεν ισχύει και, κατά συνέπεια, η σχέση (1.15) δεν μπορεί να εφαρμοστεί, τουλάχιστον μ' αυτή τη μορφή. Οι Pruitt και Lourence (1965) επιχείρησαν να την επεκτείνουν ώστε να καλύψει και τις μη αδιαβατικές συνθήκες, εισάγοντας το διορθωτικό παράγοντα

$$(1 \pm 50 Ri)^{\pm 1/2} \quad (1.18)$$

όπου Ri είναι ο αριθμός του **Richardson** που, κατά προσέγγιση, μπορεί να υπολογιστεί με τη σχέση

$$Ri = \frac{g}{T_a} \frac{(T_2 - T_1)(z_2 - z_1)}{(u_2 - u_1)} \quad (1.19)$$

όπου  $g$  είναι η επιτάχυνση της βαρύτητας σε  $\text{cm/sec}^2$ ,  $T_a$  είναι η απόλυτη θερμοκρασία και  $T_2$  και  $T_1$  είναι οι θερμοκρασίες του αέρα σε  $^\circ\text{C}$  αντίστοιχα στις θέσεις  $z_2$   $z_1$ . Η τροποποιημένη σχέση είναι

$$PET_1 = PET \left(1 \pm 50 Ri\right)^{\pm 1/2} \quad (1.20)$$

Μια άλλη παλιά, με ιστορική σημασία, αεροδυναμική μέθοδος υπολογισμού της εξατμίσεως διατυπώθηκε από τον Dalton τον προηγούμενο αιώνα με τη μορφή

$$E = f(u)[e_s - e_z] \quad (1.21)$$

όπου  $e_s$  είναι η πίεση κορεσμού των υδρατμών στην θερμοκρασία του αέρα που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια του εδάφους  $e_z$  είναι μια συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου που υπολογίζεται με τη σχέση

$$f(u) = a + bu_z \quad (1.22)$$

όπου  $u_z$  είναι η ταχύτητα του ανέμου σε ύψος  $z$  και  $a$  και  $b$  είναι σταθερές που υπολογίζονται κατά περίπτωση από παρατηρήσεις. Οι Pruit και Lourence (1965) τροποποίησαν τη σχέση ( 1.21 ) για τον υπολογισμό της δυναμικής εξατμισοδιαπνοής δίνοντάς της τη μορφή

$$PET = 0,29 \ln \frac{u_{25} \rho q_s - \rho q_{25}}{16 \quad 25 - d} \quad (1.23)$$

όπου  $u_{25}$  είναι η ταχύτητα του ανέμου 25 cm πάνω από την επιφάνεια του εδάφους σε  $\text{cm/sec}$ ,  $\rho q_s$  είναι η συγκέντρωση των υδρατμών σε κατάσταση κορεσμού που αντιστοιχεί στη θερμοκρασία της επιφάνειας των φύλων σε  $\text{gr/cm}^3$  και  $d$  είναι η μετατόπιση του μηδενικού επιπέδου σε cm. Η PET στην περίπτωση αυτή δίνεται σε  $\text{gr/cm}^2 \text{ sec}$ . Η αντίστοιχη σχέση που την εκφράζει σε  $\text{mm/h}$  είναι

$$PET = 10440 \ln \frac{u_{25}}{16} \cdot \frac{\rho q_s - \rho q_{25}}{25 - d} \quad (1.23\alpha)$$

### 1.3 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΟΥ ΙΣΟΖΥΓΙΟΥ ΕΝΕΡΓΕΙΑΣ

Το ισοζύγιο ενέργειας στο έδαφος εκφράζεται από τη σχέση:  $R_n + H + LE + G = 0$  όπου  $R_n$ : καθαρή ακτινοβολία,  $H$  " αισθητή θερμότητα " και είναι αρνητική όταν έχουμε άνοδο θερμοκρασίας και θετική όταν έχουμε πτώση,  $LE$  "Λανθασμένη θερμότητα" και είναι αρνητική κατά την εξάτμιση του νερού και θετική κατά την υγροποίηση των υδρατμών,  $G$  " Κατακόρυφη μεταφορά Θερμότητας " και είναι αρνητική όταν γίνεται από την επιφάνεια της στήλης προς τα κάτω και θετική σε αντίστροφη περίπτωση. Η σχέση αυτή δείχνει ότι η εισερχόμενη στο έδαφος καθαρή ακτινοβολία κατανέμεται ανάμεσα στην αισθητή και λανθάνουσα θερμότητα ενώ ένα μέρος της μεταφέρεται κατακόρυφα προς τα κάτω. Αν ήταν βολικό και εύκολο να υπολογισθεί η καθαρή ακτινοβολία ( $R_n$ ), η αισθητή θερμότητα ( $H$ ) και η κατακόρυφη ροή θερμότητας ( $H$ ) και η κατακόρυφη ροή θερμότητας στο έδαφος ( $G$ ), η διαθέσιμη για εξάτμιση ενέργεια που εκφράζεται από την λανθάνουσα θερμότητα ( $LE$ ) θα μπορούσε να εκτιμηθεί σαν υπόλοιπο με την παραπάνω σχέση. Ενώ η  $R_n$  είναι δυνατό να υπολογισθεί με σχετική ακρίβεια, είτε άμεσα είτε έμμεσα, και η ( $G$ ) είναι κατά κανόνα πολύ μικρή σε εδάφη καλυμμένα με πυκνή βλάστηση, η μέτρηση της ( $H$ ) είναι το ίδιο προβληματική όσο και της  $LE$ . Αντί αυτού, είναι δυνατό να υπολογισθεί ο λόγος  $H/LE$  που είναι γνωστός σαν αναλογία του Bowen ( 1926 ).

Από τη θερμοδυναμική είναι γνωστό ότι η στροβιλώδης μεταφορά της αισθητής θερμότητας μπορεί να εκφραστεί με τη σχέση

$$H = - \rho c_p K_h \frac{\partial T}{\partial z} \quad ( 1.24 )$$

όπου  $H$  σε  $\text{cal/cm}^2 \text{ sec}$   $\rho$  είναι η πυκνότητα των υδρατμών της ατμόσφαιρας σε  $\text{gr/cm}^3$  είναι η ειδική θερμότητα του ξερού αέρα υπό σταθερή πίεση που είναι ίση με  $0,24 \text{ cal/gr } ^\circ\text{C}$ ,  $K_h$  είναι ο συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς

της θερμότητας σε  $\text{cm}^2/\text{sec}$  και  $T$  είναι η θερμοκρασία του αέρα  $^{\circ}\text{C}$  σε κάποιο ύψος  $z$  cm πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Ακόμη είναι γνωστό ότι η στροβιλώδης μεταφορά της λανθάνουσας θερμότητας εκφράζεται με τη σχέση

$$LE = -\rho L K_w \frac{\partial q}{\partial z} \quad (1.25)$$

όπου η  $LE$  είναι σε  $\text{cal}/\text{cm}^2 \text{ sec}$ ,  $L$  είναι η ειδική θερμότητα εξατμίσεως του νερού ίση περίπου με  $590 \text{ cal}/\text{gr}$ ,  $K_w$  είναι ο συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς των υδρατμών σε  $\text{cm}^2/\text{sec}$  και  $q$  είναι η συγκέντρωση υδρατμών στην ατμόσφαιρα σε ( gr υδρατμών )/(gr αέρα ). Κάνοντας χρήση των σχέσεων ( 1.24 ) και (1.25 ), ο λόγος  $H/LE$  γίνεται

$$\beta = \frac{H}{LE} = \frac{\rho c_p K_h (\partial T / \partial z)}{\rho L K_w (\partial q / \partial z)} \rightarrow H = \beta (LE) \quad (1.26)$$

Αν θεωρήσουμε ότι ο λόγος  $K_h/K_w$  είναι κατά προσέγγιση ίσος με τη μονάδα, απλοποιήσουμε και αντικαταστήσουμε το  $\partial T$  με τη διαφορά  $T_2 - T_1$  και  $\partial q$  με τη διαφορά  $q_2 - q_1$  και το  $\partial q$  με τη διαφορά  $q_2 - q_1$  σε απόσταση από το έδαφος  $z_2$  και  $z_1$  αντίστοιχα, η παραπάνω σχέση παίρνει τη μορφή

$$\beta = \frac{c_p}{L} \frac{T_2 - T_1}{q_2 - q_1}$$

Με τη σχέση αυτή μπορεί έμμεσα να υπολογιστεί η αναλογία του Bowen, χωρίς τον υπολογισμό των  $H$   $LE$ , αν μετρηθεί η θερμοκρασία και η συγκέντρωση των υδρατμών σε δύο διαφορετικά ύψη. Τα ύψη αυτά παίρνονται συνήθως  $100 \text{ cm}$  και  $50 \text{ cm}$  πάνω από την επιφάνεια του εδάφους.

Αν η σχέση  $R_n + H + LE + G = 0$  κάνουμε την αντικατάσταση  $H = \beta(LE)$  και αναδιατάξουμε του όρους της, καταλήγουμε στην εξίσωση

$$LE = (Rn + G) \frac{1}{1 + \beta} \quad (1.28)$$

με την οποία μπορεί να υπολογισθεί η λανθάνουσα θερμότητα σαν συνάρτηση των  $Rn$ ,  $G$  και  $\beta$ . Η σχέση δείχνει ότι, αν το  $\beta$ , πάρει τιμές στην περιοχή του  $-1$ , η  $LE$  γίνεται απείρως μεγάλη. Αυτό αποτελεί οπωσδήποτε αδυναμία της μεθόδου πλην όμως, κατά τους Tanner (1960) και Fritschen (1965) που ασχολήθηκαν σε βάθος με το πρόβλημα, η πιθανότητα να πάρει το  $\beta$  τιμές στην περιοχή του  $-1$  είναι πολύ μικρή. Με βάση την εξίσωση (1.28), η σχέση που δίνει τη δυναμική εξατμισοδιαπνοή εκφρασμένη σε mm/h είναι

$$PET = \frac{60}{59} (Rn + G) \frac{1}{1 + \beta} \quad (1.29)$$

όπου τα  $Rn$  και  $G$  είναι σε  $\text{cal/cm}^2\text{min}$  και το  $\beta$  είναι αδιάστατο.

#### 1.4 ΜΙΚΤΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

Στην κατηγορία αυτή ανήκουν μέθοδοι που συνδυάζουν την κατάσταση της ατμόσφαιρας στην περιοχή του φυλλώματος της καλλιέργειας και το ισοζύγιο ενέργειας. Μια σχέση αυτής της μορφής, γνωστή σαν εξίσωση του McIlroy, δόθηκε από τους Slatyer και McIlroy (1961) με τη μορφή

$$LE = (Rn + G) \frac{s}{s + \gamma} + h(D - D_0) \quad (1.30)$$

όπου τα  $LE$ ,  $Rn$  και  $G$  είναι σε  $\text{cal/cm}^2 \text{min}$ ,  $s$  είναι η συγκέντρωση κορεσμού υδρατμών σε ( $\text{mg}$  υδρατμών) / ( $\text{gr}$  αέρα) στη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας εκφρασμένη σε  $^{\circ}\text{F}$ ,  $\gamma$  είναι μια ψυχομετρική σταθερά ίση περίπου με 0,235,  $D$  και  $D_0$  είναι οι διαφορές θερμοκρασίας μεταξύ του ξερού και υγρού θερμομέτρου σε  $^{\circ}\text{F}$  αντίστοιχα σε κάποιο ύψος πάνω από το έδαφος και στην επιφάνεια των φύλλων, και  $h$  είναι ένας συντελεστής αεροδυναμικής συμπεριφοράς της ατμόσφαιρας που υπολογίζεται εμπειρικά με τη σχέση

$$h = 0,002 (1 + u) \quad (1.31)$$

όπου  $u$  είναι η ταχύτητα του αέρα σε m/sec σε ύψος 1 μέτρο πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Αργότερα, η πράξη έδειξε ότι αν το  $s/(s + \gamma)$  αντικατασταθεί με το  $s/(s + 2\gamma)$  η ακρίβεια της μεθόδου βελτιώνεται. Παίρνοντας υπόψη τα παραπάνω, η δυναμική εξατμισοδιαπνοή εκφρασμένη σε mm/h μπορεί να βρεθεί με τη σχέση

$$PET = \frac{60}{59} \left[ (Rn + G) \frac{s}{s + 2\gamma} + 0,002(1 + u)(D - D_o) \right] \quad (1.32)$$

όπου τα  $Rn$   $G$  είναι cal/cm<sup>2</sup> min, το  $u$  είναι σε m/sec και το  $D$ , που προσδιορίζεται σε ύψος 1 μέτρο πάνω από το έδαφος είναι °F. Αν η θερμοκρασία προσδιορίζεται σε °C, η παραπάνω σχέση γίνεται

$$PET = \frac{60}{59} \left[ (Rn + G) \frac{s}{s + 2\gamma} + 0,0036(1 + u)(D - D_o) \right] \quad (1.33)$$

Οι ποσότητες  $s/(s + \gamma)$  και  $s/(s + 2\gamma)$  δίνονται από πίνακες σαν συνάρτηση της θερμοκρασίας του αέρα.

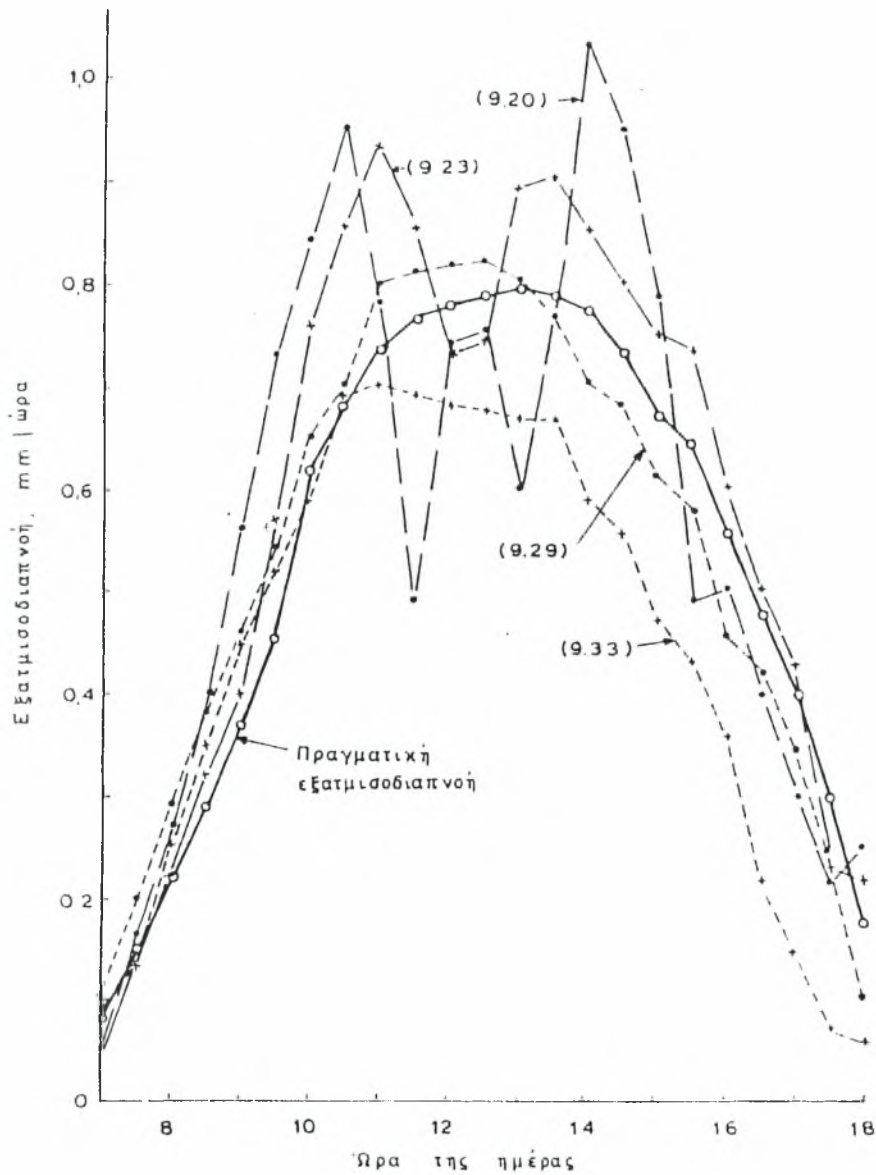
Μια άλλη σχέση που εμπίπτει στην κατηγορία αυτή των μεθόδων διατυπώθηκε από τον Penman (1948). Η αρχική εξίσωση που διερεύνησε αφορούσε τον υπολογισμό της εξατμίσεως από ελεύθερη επιφάνεια νερού. Στην συνέχεια ο Penman (1956, 1963) τροποποίησε την αρχική εξίσωση έτσι που να υπολογίζει την δυναμική εξατμισοδιαπνοή, δίνοντάς της τη μορφή

$$PET = \frac{s}{s + \gamma} Rn + 0,35 \frac{\gamma}{s + \gamma} (1,0 + 0,0062u_2)(e_a + e_d) \quad (1.34)$$

όπου PET είναι σε mm/ημέρα, η  $Rn$  εκφράζεται σε ισοδύναμο ύψος εξατμιζομένου νερού σε mm/ημέρα ( $1\text{cal} = 1/59\text{mm}$  πάχους νερού που



εξατμίζεται),  $u_2$  είναι η ταχύτητα του αέρα 2 μέτρα πάνω από την επιφάνεια του εδάφους σε Km/ημέρα,  $e_a$  και  $e_d$  είναι η πίεση κορεσμού των υδρατμών σε mmHg αντίστοιχα στη μέση θερμοκρασία της ατμόσφαιρας και στο σημείο δρόσου σε °C, και  $s/(s + \gamma)$  είναι όπως ορίστηκε προηγούμενα. Η μέθοδος αυτή παρουσιάζει ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής. Στο σχήμα 1.2 δίνεται η ωριαία διακύμανση της δυναμικής εξατμισοδιαπνοής από ένα λειβάδι, όπως υπολογίστηκε με τις μεθόδους που δίνονται στο κεφάλαιο αυτό, με βάση παρατηρήσεις κλιματικών παραμέτρων που πάρθηκαν στις 17/8/1968 στον κλιματολογικό σταθμό του Πανεπιστημίου του Davis στην Καλιφόρνια. Στο σχήμα δίνεται επίσης για σκοπούς συγκρίσεως και η διακύμανση της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής που μετρήθηκε με υδραυλικό λυσίμετρο μεγάλης ακρίβειας.



**ΣΧΗΜΑ 1.2**

Ωριαία διακύμανση της δυναμικής εξατμισοδιαπνοής όπως μετρήθηκε με λυσιμετρο και υπολογίστηκε με τις τροποποιημένες μεθόδους των Thornthwaite-Holzman και Dalton, την αναλογία του Bowen και τη μέθοδο του McIlroy.

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2°

### ΕΜΜΕΣΕΣ ΕΜΠΕΙΡΙΚΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ

Στο προηγούμενο κεφάλαιο διερευνήθηκαν ορισμένες σχέσεις με τις οποίες μπορεί να υπολογιστεί, με σχετική ακρίβεια, η ημερήσια ή η ωριαία διακύμανση της δυναμικής εξατμισοδιαπνοής. Στις σχέσεις αυτές χρησιμοποιούνται κλιματικές παράμετροι που η μέτρησή τους απαιτεί εξειδικευμένα και ευαίσθητα όργανα που είναι διαθέσιμα σε περιορισμένο αριθμό σταθμών σε όλο τον κόσμο. Για το λόγο αυτό η χρήση τέτοιων μεθόδων περιορίζεται κυρίως στη μελέτη της επιδράσεως των διαφόρων παραμέτρων του κλίματος πάνω στην PET σε πειραματικά χωράφια.

Η εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής σε περιοχές που πρόκειται για πρώτη φορά να κατασκευαστούν αρδευτικά έργα αποτελεί βασική προϋπόθεση για τον καθορισμό της εκτάσεως που μπορεί να αρδευτεί από μια δεδομένη πηγή νερού, όπως και για τον υπολογισμό της παροχής των κάθε τάξεως αγωγών μεταφοράς και εφαρμογής του νερού των έργων αυτών. Το ίδιο ισχύει και για την κατάστρωση προγραμμάτων αρδεύσεως σε περιοχές που είδη λειτουργούν αρδευτικά δίκτυα. Στις περιοχές αυτές, κατά κανόνα η διαθεσιμότητα κλιματικών στοιχείων είναι περιορισμένη σε αριθμό, ποιότητα και χρονική διάρκεια. Για τις περιπτώσεις αυτές έχουν διερευνηθεί κατά καιρούς εμπειρικές μέθοδοι που συσχετίζουν την εξατμισοδιαπνοή με μία ή περισσότερες κλιματικές παραμέτρους των οποίων υπάρχουν διαθέσιμες παρατηρήσεις. Είναι φυσικό τέτοιες μέθοδοι να δίνουν μόνο κατά προσέγγιση εκτιμήσεις.

Προσπάθειες προς την κατεύθυνση αυτή άρχισαν από τον προηγούμενο αιώνα Mead ( 1887) και συνεχίζονται μέχρι σήμερα.

Σκοπός τους είναι η εκτίμηση της μηνιαίας και εποχιακής εξατμισοδιαπνοής των πιο διαδεδομένων καλλιεργειών. Κατά καιρούς είδαν το φως της δημοσιότητας δεκάδες μέθοδοι με τοπικό κατά κανόνα χαρακτήρα. Στα επόμενα θα δοθούν μερικές από αυτές που παρουσιάζουν ευρύτερο ενδιαφέρον μια που, αυτούσιες ή με τροποποιήσεις, μπορεί να εφαρμοστούν για υπολογισμούς της εξατμισοδιαπνοής.

## 2.1 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΟΥ THORNTHWAITE

Ο Thornthwaite (1948), χρησιμοποιώντας παρατηρήσεις κλιματικών παραμέτρων της περιοχής των ανατολικών ΗΠΑ, βρήκε ότι από συνθήκες πλήρους διαθεσιμότητας νερού υπάρχει μια σαφής σχέση ανάμεσα στην δυναμική εξατμισοδιαπνοή, τη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας, την γεωγραφική θέση και την εποχή. Η εμπειρική σχέση που διατύπωσε έχει τη μορφή

$$PET = 16L_d \left[ \frac{10T}{I} \right]^a \quad (2.1)$$

όπου PET είναι η δυναμική εξατμισοδιαπνοή σε mm/μήνα,  $L_d$  είναι ο λόγος της μέσης διάρκειας ημέρας κάθε μήνα προς ημέρα διάρκειας 12 ωρών.  $T$  είναι η μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα σε °C και  $I$  είναι ένας **ετήσιος δείκτης θερμότητας** που υπολογίζεται με τη σχέση

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j = \sum_{j=1}^{12} \left[ \frac{T_j}{5} \right]^{1,514} \quad (2.2)$$

όπου  $T_j$  είναι η θερμοκρασία του αέρα κάθε μήνα και  $i_j$  είναι οι αντίστοιχοι **μηνιαίοι δείκτες θερμότητας**. Ο εκθέτης  $a$  υπολογίζεται με τη σχέση

$$a = 0,000000675 (I)^3 - 0,0000771 (I)^2 + 0,01792(I) + 0,49239 \quad (2.3)$$

Τιμές του παράγοντα  $L_d$  δίνονται στον πίνακα 2.1 στο τέλος του κεφαλαίου σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος και το μήνα του έτους. Στον πίνακα 2.2 δίνονται τιμές του μηνιαίου δείκτη θερμότητας  $i$  σε συνάρτηση με τη μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα.

Κατά την τυπική διαδικασία εφαρμογής της μεθόδου, πρώτα υπολογίζεται ο ετήσιος δείκτης θερμότητας  $I$  με τη σχέση (2.2) και τη βοήθεια του Πίνακα 2.2. Ακολουθεί ο υπολογισμός του εκθέτη  $a$  με τη σχέση (3.3), βρίσκεται η τιμή του

παράγοντα  $L_d$  από τον Πίνακα 2.1 και υπολογίζεται η μηνιαία εξατμισοδιαπνοή με τη σχέση (2.1)

Έστω για παράδειγμα ότι σε μια περιοχή με γεωγραφικό πλάτος  $40^\circ$  καλλιεργείται μηδική της οποίας ζητείται να υπολογιστεί η εξατμισοδιαπνοή κατά τον μήνα Ιούλιο. Η μέση θερμοκρασία του αέρα για τους 12 μήνες τους έτους είναι

ΜΗΝΑΣ	Τ°C
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	3,0
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	5,5
ΜΑΡΤΙΟΣ	8,0
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	11,4
ΜΑΙΟΣ	15,0
ΙΟΥΝΙΟΣ	21,0
ΙΟΥΛΙΟΣ	23,2
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	22,5
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	18,6
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	13,8
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	9,5
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	5,8

Από τον πίνακα 2.2 βρίσκονται οι τιμές του μηνιαίου δείκτη θερμότητας  $i$  που αντιστοιχούν στις παραπάνω θερμοκρασίες και μετά υπολογίζεται ο ετήσιος δείκτης  $I$  με τη σχέση 2.2

$$I = 0,46 + 1,15 + 2,04 + 3,48 + 5,28 + 8,78 + 10,21 + 9,75 + 7,31 + 4,65 + 2,65 + 1,25 = 57,01.$$

Ο εκθέτης  $a$ , που υπολογίζεται από τη σχέση 2.3 είναι

$$a = 0,000000675 (57,01)^3 - 0,0000771 (57,01)^2 + 0,01792(57,01) + 0,49239 = 1,3885$$

Ο παράγοντας  $L_d$  για το μήνα Ιούλιο, για γεωγραφικό πλάτος  $40^\circ$  βρίσκεται από τον πίνακα 2.1 ίσος με 1,27. Η δυναμική εξατμισοδιαπνοή του Ιουλίου, με μέση θερμοκρασία αέρα  $23,2^\circ\text{C}$ , σύμφωνα με τη σχέση 2.1 είναι

$$PET = 16 \times 1,27 \times [10 \times 23,2 / 57,01]^{1,3885} = 142,6 \text{ mm/μήνα.}$$

Σχετικά με μέθοδο αυτή πρέπει να αναφέρουμε ότι χαρακτηριστικό της περιοχής των ανατολικών ΗΠΑ, των οποίων κλιματικά στοιχεία χρησιμοποιήθηκαν για τη διερεύνησή της, είναι ότι η βροχερή περίοδος συμπίπτει με το θέρος οπότε και υψηλή ατμοσφαιρική υγρασία. Η επισήμανση αυτή είναι απαραίτητη γιατί είναι φυσικό να αναμένεται η μέθοδος να έχει επιτυχία κάτω από ανάλογες συνθήκες. Η μέθοδος δε συνίσταται για την Ελλάδα που χαρακτηρίζεται από ξηρό και θερμό κλίμα

## 2.2 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ BLANEY – CRIDDLE

Η μέθοδος αυτή εφαρμόζεται εδώ και πολύ καιρό σε παγκόσμια κλίμακα. Οι Blaney και Cridle ( 1950 ) χρησιμοποίησαν παρατηρήσεις από τις Δυτικές ΗΠΑ και διατύπωσαν μια εμπειρική σχέση που δίνει την εποχιακή εξατμισοδιαπνοή, από το φύτρωμα μέχρι τη συγκομιδή των καλλιεργειών, σαν συνάρτηση των μέσων μηνιαίων θερμοκρασιών του αέρα (T) κατά την περίοδο αυτή, ενός παράγοντα ( $\rho$ ) που εκφράζει τη διάρκεια της ημέρας κάθε μήνα σαν ποσοστό της αντίστοιχης ετήσιας διάρκειας και ενός φυτικού συντελεστή (K) που είναι χαρακτηριστικός κάθε καλλιέργειας.

Γενικά, μπορεί να λεχθεί ότι μόνη η μηνιαία θερμοκρασία του αέρα δεν είναι ασφαλής για την εκτίμηση της Εξατμισοδιαπνοής ( ET ) . όπως αναλύθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, η εξατμισοδιαπνοή διαμορφώνεται ανάλογα με τη λανθάνουσα θερμότητα που με τη σειρά της, εξαρτάται κατά κύριο λόγο από την καθαρή ακτινοβολία και την κατάσταση της ατμόσφαιρας που περιβάλλει το υπέργειο τμήμα των καλλιεργειών. Η κατανομή της καθαρής ακτινοβολίας κατά τη βλαστική περίοδο δεν ταυτίζεται με την αντίστοιχη διακύμανση της ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας. Για παράδειγμα, στην Ελλάδα, ενώ η καθαρή ακτινοβολία στο τέλος Μαρτίου και του Σεπτεμβρίου κυμαίνεται στα ίδια επίπεδα γίνεται από όλους αισθητό ότι η θερμοκρασία στο τέλος Μαρτίου είναι σημαντικά χαμηλότερη από ότι στο τέλος Σεπτεμβρίου παρατηρήθηκε όμως ότι αν η ατμοσφαιρική θερμοκρασία πολλαπλασιαστεί με τον παράγοντα  $\rho$  το γινόμενο αυτό ακολουθεί σχεδόν πιστά την κατανομή της καθαρής ακτινοβολίας και εξηγεί την σχετική επιτυχία της μεθόδου.

Η εμπειρική σχέση που διατύπωσαν Blanney και Cridle ( 1950 ) για την εκτίμηση της εποχιακής εξατμισοδιαπνοής έχει τη μορφή

$$ET = K \times F \quad (2.4)$$

όπου ET είναι η εποχιακή εξατμισοδιαπνοή σε ίντσες, K είναι ο **εποχιακός φυτικός συντελεστής** και F είναι ένας **κλιματικός παράγοντας** που υπολογίζεται με τη σχέση

$$F = \sum_{j=11}^n \left[ \frac{T_j p_j}{100} \right] \quad (2.5)$$

όπου  $T_j$  είναι η μέση θερμοκρασία καθενός από τους n μήνες που διαρκεί η βλαστική περίοδος της καλλιέργειας σε °F και  $p_j$  είναι ο μηνιαίος παράγοντας που εκφράζει τη μηνιαία διάρκεια της ημέρας σαν ποσοστό της αντίστοιχης ετήσιας διάρκειας. Η αντίστοιχη σχέση που δίνει την ET σε mm όταν η θερμοκρασία μετράται σε °C είναι

$$ET = K \times F$$

$$F = \sum_{j=11}^n [0,46T_j + 8,16] p_j \quad (2.6)$$

Μηνιαίες τιμές του παράγοντα ρ σε συνάρτηση με το γεωγραφικό πλάτος του τόπου δίνονται στον πίνακα 2.3 στο τέλος του κεφαλαίου. Στον πίνακα 2.4 δίνονται οι τιμές του εποχιακού φυτικού συντελεστή K για διάφορες καλλιέργειες.

Συνεχίζοντας την εργασία τους οι Blanney και Cridle ( 1962 ) υποστήριξαν πως και η μηνιαία εξατμισοδιαπνοή μπορεί να υπολογιστεί με μία ανάλογη σχέση, όπως

$$ET_m = k \times f,$$

$$f = [0,46T + 8,16]p \quad (2.7)$$

όπου  $ET_m$  είναι η μηνιαία εξατμισοδιαπνοή σε mm όταν η αντίστοιχη θερμοκρασία του αέρα  $T$  είναι σε  $^{\circ}C$ . Το  $k$  είναι ο **μηνιαίος φυτικός συντελεστής** που, κατά τους δύο ερευνητές πρέπει να προσδιορίζεται χωριστά για κάθε περιοχή γιατί οι κλιματικές συνθήκες που καθορίζουν την αρχή και το τέλος της καλλιεργειτικής περιόδου και η γεωργική πρακτική διαφέρουν από τόπο σε τόπο. Μερικές ενδεικτικές τιμές μηνιαίων φυτικών συντελεστών που προσδιορίστηκαν στις ΗΠΑ δίνονται στον πίνακα 2.5.

Αργότερα, η Soil Conservation Service ( 1967 ) των ΗΠΑ διατύπωσε ένα δικό της τρόπο υπολογισμού του φυτικού συντελεστή που μπορεί να χρησιμοποιηθεί και για βραχύτερα από τον μήνα χρονικά διαστήματα.

Με την διαδικασία της SCS, ο φυτικός συντελεστής υπολογίζεται από τη σχέση

$$k = k_t \times k_c \quad (2.8)$$

όπου  $k_t$  είναι ένας συντελεστής που εξαρτάται από τη θερμοκρασία και υπολογίζεται με τη σχέση

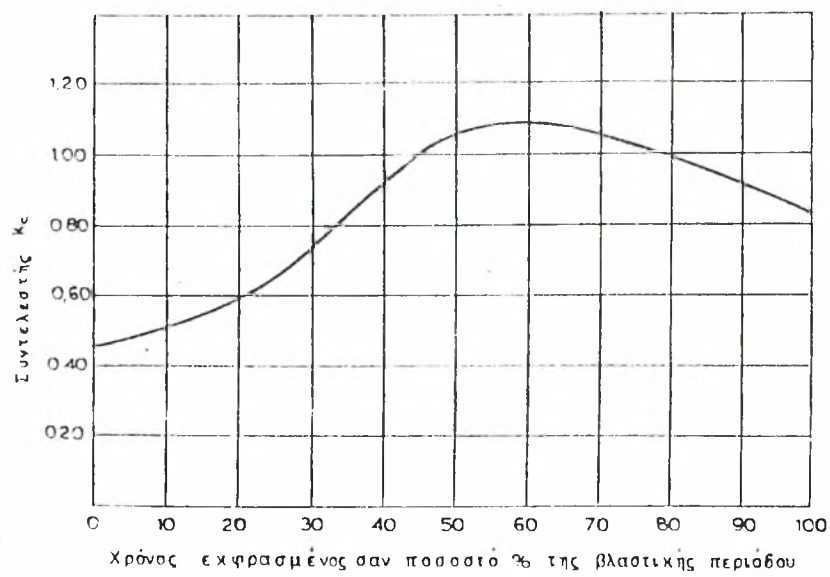
$$k_t = 0,0311 T + 0,242 \quad (2.9)$$

όπου  $T$  είναι η θερμοκρασία σε  $^{\circ}C$ . Ο συντελεστής  $k_t$  διαφέρει από καλλιέργεια σε καλλιέργεια, αλλά και για την ίδια καλλιέργεια παίρνει διαφορετικές τιμές κατά την διάρκεια της βλαστικής περιόδου. Ο προσδιορισμός του γίνεται πειραματικά. Ένα δείγμα τέτοιας εργασίας για τον αραβόσιτο δίνεται στο σχήμα 2.1

Ας θεωρήσουμε την περιοχή που αναφέρθηκε στο παράδειγμα της προηγούμενης μεθόδου, αλλά τώρα θέλουμε να υπολογίσουμε την εποχιακή εξατμισοδιαπνοή μιας καλλιέργειας αραβοσίτου και την  $ET$  κατά τον μήνα Ιούλιο. Αν η βλαστική περίοδος του αραβόσιτου διαρκεί από τον Μάιο μέχρι τον Σεπτέμβριο, η τιμή του  $F$  σύμφωνα με τη σχέση (2.6) είναι

$$\begin{aligned} F &= ( 0,46 \times 15,0 + 8,16 ) 9,99 \\ &+ ( 0,46 \times 21,0 + 8,16 ) 10,08 \\ &+ ( 0,46 \times 23,2 + 8,16 ) 10,34 \\ &+ ( 0,46 \times 22,5 + 8,16 ) 9,56 \\ &+ ( 0,46 \times 18,6 + 8,16 ) 8,41 = 842,34 \end{aligned}$$





### ΣΧΗΜΑ 2.1

Συντελεστής  $k_c$  του αραβόαιτου που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό του μηνιαίου φυτικού συντελεστή με τη μέθοδο της SCS.

όπου οι τιμές του  $\rho$  κάθε μήνα βρέθηκαν από τον πίνακα 2.3 για γεωγραφικό πλάτος  $40^\circ$ . Η τιμή του εποχιακού φυτικού συντελεστή  $K$  βρίσκεται από τον πίνακα 2.4 ίση με 0,7. Έτσι, η εποχιακή εξατμισοδιαπνοή θα είναι

$$ET = 0,7 \times 842,34 = 589,6 \text{ mm}$$

Η  $ET$  του Ιουλίου υπολογίζεται με τη σχέση (2.7) στη σχέση αυτή

$$f = (0,46 \times 23,2 + 8,16) \times 10,34 = 194,72$$

σαν  $k$  του Ιουλίου μπορεί να χρησιμοποιηθεί η ενδεικτική τιμή του πίνακα 2.5 που, για την περιοχή της βόρειας Ντακότα των ΗΠΑ, είναι ίση με 0,75 ή να χρησιμοποιηθεί η διαδικασία SCS, οπότε

$$k_t = 0,0311 \times 23,2 + 0,242 = 0,9635$$

από το διάγραμμα του σχήματος 2.1 είναι  $k_c = 1,05$  άρα

$$k = k_t \times k_c = 0,9635 \times 1,05 = 1,01$$

Σαν πιο αντιπροσωπευτική τιμή του  $k$  θα διαλέξουμε αυτή που βρήκαμε με τη διαδικασία SCS γιατί η τιμή που δίνεται στον πίνακα 2.4 αντιπροσωπεύει μάλλον ακραία περίπτωση λόγω των κλιματικών συνθηκών που επικρατούν στην βόρεια Ντακότα. Η  $ET$  του Ιουλίου θα είναι

$$ET_m = k \times f = 1,01 \times 194,72 = 196,7 \text{ mm}$$

Όπως αναφέρθηκε και στην αρχή, η μέθοδος έχει εφαρμοστεί σε όλο σχεδόν τον κόσμο. Σε πολλές περιοχές, μετά από τοπικό πειραματισμό, προσδιορίστηκαν οι μηνιαίοι φυτικοί συντελεστές για τις κυριότερες καλλιέργειες κάθε περιοχής. Λόγω αυτής της προϊστορίας της και του γεγονότος ότι κάτω από ορισμένες συνθήκες μπορεί να δώσει αξιόπιστα αποτελέσματα, η μέθοδος αυτή με μια νέα μορφή παρουσιάζεται στο επόμενο κεφάλαιο.

### 2.3 Η ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ JENSEN – HAISE

Οι Jensen και Haise (1963), αναγνωρίζοντας την άμεση σχέση της  $ET$  με την ηλιακή ακτινοβολία έκαναν πλήθος συσχετίσεων και τελικά κατέληξαν στην σχέση

$$PET = [0,014T - 0,37] R_s$$

όπου  $PET$  είναι η δυναμική εξατμισοδιαπνοή σε ίντσες / ημέρα,  $T$  είναι η μέση ημερήσια θερμοκρασία του αέρα σε  $^\circ F$  και  $R_s$  είναι η προσπίπτουσα στο

έδαφος ολική ηλιακή ακτινοβολία εκφρασμένη σε ισοδύναμο πάχος εξατμιζόμενου νερού σε ίντσες / ημέρα. Αν το T είναι σε °C και το  $R_s$  είναι σε mm/ημέρα, η PET εκφρασμένη σε mm/ημέρα δίνεται από τη σχέση

$$PET = [ 0,0252T + 0,0078 ] R_s$$

Στη συνέχεια ο Jensen (1968) προχώρησε ένα βήμα παραπάνω και υπολόγισε την πραγματική εξατμισοδιαπνοή με την εισαγωγή ενός συντελεστή  $K_c$  που διαμορφώνεται ανάλογα με την καλλιέργεια και το στάδιο αναπτύξεως. Η διακύμανση των τιμών του  $K_c$  για τις κυριότερες καλλιέργειες φαίνεται στο σχήμα 2.2. Για την μηδική του  $K_c$  είναι σταθερή και ίση με τη μονάδα. Η ET υπολογίζεται με τη σχέση

$$ET = K_c \times RET = K_c [0,0252 + 0,078 ] R_s \quad (2.10)$$

Ο Jensen (1968 ) διατύπωσε και μια άλλη σχέση υπολογισμού της PET που έχει τη μορφή

$$PET = C_t [ T - T_x ] R_s \quad (2.11)$$

όπου η PET είναι mm/ημέρα, T είναι η μέση ημερήσια θερμοκρασία του αέρα σε °C,  $T_x$  είναι ένας κλιματικός παράγοντας που δίνεται από τους πίνακες και  $C_t$  είναι ένας συντελεστής που υπολογίζεται με τη σχέση

$$C_t = 1 / [ C_1 + C_2 C_h ] \quad ( 2.12 )$$

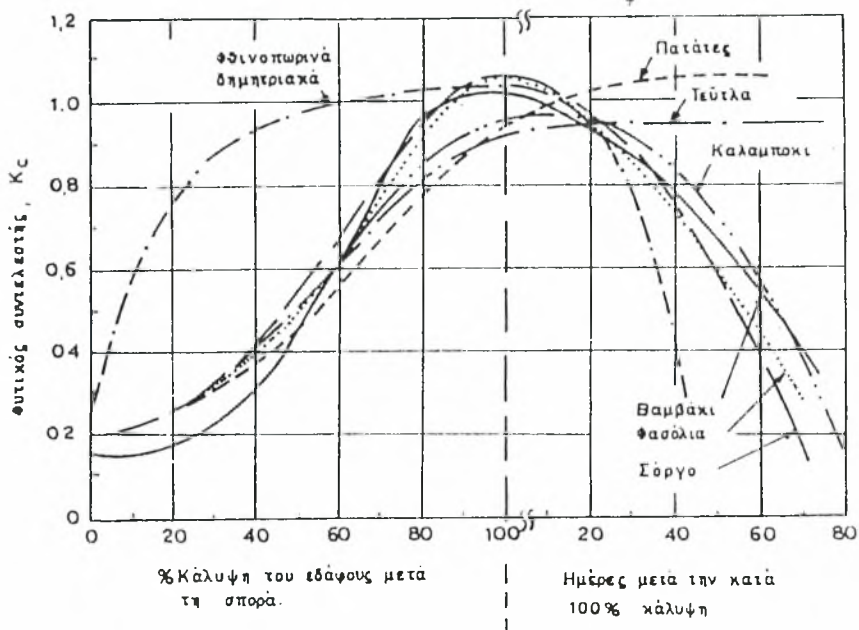
όπου  $C_h$  είναι ένας δείκτης της ατμοσφαιρικής υγρασίας και υπολογίζεται με τη σχέση

$$C_h = 37,5 [ e_2 - e_1 ] \quad ( 2.13 )$$

όπου  $e_2$  και  $e_1$  είναι αντίστοιχα οι πιέσεις κορεσμού των υδρατμών που αντιστοιχούν στη μέση μέγιστη και μέση ελάχιστη θερμοκρασία του θερμότερου μήνα εκφρασμένες σε mmHg. Τιμές της πίεσεως κορεσμού των υδρατμών σε σχέση με τη θερμοκρασία δίνονται στον πίνακα 2.6 στο τέλος του κεφαλαίου. Κατά την θερμή περίοδο του έτους ο συντελεστής  $C_2$  έχει σταθερή τιμή ίση 7,3. Ο συντελεστής  $C_1$  μεταβάλλεται ανάλογα με το υψόμετρο της περιοχής σύμφωνα με τη σχέση

$$C_1 = 38 - 0,00667 L \quad ( 2.14 )$$

όπου L είναι το υψόμετρο του τόπου σε μέτρα. Αν συνδυάσουμε τις σχέσεις



**ΣΧΗΜΑ 2.2**

Φυτικός συντελεστής  $K_c$  για διάφορες καλλιέργειες που χρησιμοποιείται στη μέθοδο του Jensen

(2.12.), (2.13 ) και ( 2.14), ο συντελεστής  $C_t$  υπολογίζεται τελικά με τη σχέση

$$C_t = 1/[38 - 0,00667 L + 274 / (e_2 - e_1)] \quad (2.15)$$

Τιμές του κλιματικού παράγοντα  $T_x$  δίνονται στον πίνακα 2.7 σε συνάρτηση με το δείκτη υγρασίας  $C_h$ . Έστω για παράδειγμα η περιοχή που αναφέραμε στις προηγούμενες μεθόδους. Συμπληρωματικά αναφέρεται ότι το υψόμετρο είναι ο L 300 m, η μέση ημερήσια ηλιακή ακτινοβολία  $R_s = 619$  cal/ημέρα και η μέση μέγιστη και μέση ελάχιστη θερμοκρασία του Ιουλίου που είναι ο θερμότερος μήνας του έτους, είναι αντίστοιχα 31,5 °C και 11,5 °C. Στην περιοχή θα καλλιεργηθούν τεύτλα των οποίων ζητείται η εξατμισοδιαπνοή κατά το μήνα Ιούλιο.

Προκαταρκτικά μετατρέπουμε το  $R_s$  από cal/ημέρα σε mm/ημέρα διαιρώντας με 59, δηλαδή  $R_s = 619,5 / 59 = 10,5$  mm/ημέρα. Από τον πίνακα 2.6 για θερμοκρασία 31,5 °C και 11,5 °C είναι  $e_2 = 34,73$  mmHg και  $e_1 = 10,22$  mmHg αντίστοιχα.

Από τη σχέση (2.13 ) βρίσκουμε

$$C_h = 37,5 / ( 34,73 - 10,22 ) = 1,53$$

Σύμφωνα με τη σχέση ( 2.15 )

$$C_t = 1/ [ 38 - 0,00667 \times 300 + 274 / ( 34,73 - 10,22 ) ] = 0,0212$$

Από τον πίνακα 2.7, για  $C_h = 1,53$ ,  $T_x = -7,0$ . Τέλος, από το σχήμα 2.2 για τον Ιούλιο, που η καλλιέργεια έχει αναπτυχθεί κατά 100 %  $K_c = 0,9$ . Παίρνοντας υπόψη όλα τα παραπάνω η ημερήσια δυναμική εξατμισοδιαπνοή κατά τον μήνα Ιούλιο, σύμφωνα με τη σχέση (2.9) θα είναι

$$PET = [ 0,0252 \times 23,2 + 0,078 ] 10,5 = 6,96 \text{ mm/ημέρα}$$

ενώ, σύμφωνα με τη σχέση ( 2.11), θα είναι

$$PET = 0,0212 [ 23,2 + 7,0 ] 10,5 = 6,72 \text{ mm/ημέρα}$$

Αυτό δείχνει ότι οι δύο σχέσεις δίνουν παραπλήσια αποτελέσματα. Σαν πιο ακριβή θα μπορούσαμε να δεχτούμε τη δεύτερη αφού, επιπλέον της πρώτης, χρησιμοποιεί και κάποιο δείκτη της υγρασίας της ατμόσφαιρας. Έτσι, κατά τη μέθοδο αυτή, η πραγματική εξατμισοδιαπνοή του Ιουλίου για τα τεύτλα θα είναι

$$ET = 0,9 \times 6,72 = 6,05 \text{ mm/ημέρα ή } 187,5 \text{ mm/ημέρα.}$$

## 2.4 ΑΛΛΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ

Ένας άλλος τρόπος υπολογισμού της εξατμισοδιαπνοής κάνει χρήση των παρατηρήσεων εξατμίσεως. Κατ' αρχήν εξατμίση από ελεύθερες επιφάνειες νερού και εξατμισοδιαπνοή πρέπει να παρουσιάζουν ισχυρή συσχέτιση αφού και οι δύο επιρεάζονται από τους ίδιους κλιματικούς παράγοντες. Η κλασική διαδικασία στην περίπτωση αυτή είναι η διερεύνηση συντελεστών μετατροπής της εξατμίσεως (  $E$  ) σε εξατμισοδιαπνοή (  $ET$  ), που διαμορφώνονται ανάλογα με τα χαρακτηριστικά και τον τρόπο εγκαταστάσεως των εξατμισιμέτρων, το ποσοστό της επιφάνειας του εδάφους που καλύπτει η καλλιέργεια και το στάδιο ανάπτυξης της καλλιέργειας. Επειδή πολλοί είναι οι παράγοντες που μπορεί να διαφοροποιήσουν το ρυθμό της εξατμίσεως από ένα εξατμισίμετρο, ανάλογα με το είδος του οργάνου και τα χαρακτηριστικά του περιβάλλοντος χώρου, χρειάζεται ιδιαίτερη προσοχή κατά τη διερεύνηση των συντελεστών μετατροπής. Λόγω του ενδιαφέροντος που παρουσιάζει η μέθοδος αυτή παρουσιάζεται αναλυτικά στο κεφάλαιο που ακολουθεί.

Ιδιαίτερο ενδιαφέρον για τον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής παρουσιάζει η μέθοδος του Penman που αναφέρθηκε στο κεφάλαιο 1. Επειδή η μέθοδος αυτή έχει όλες τις προϋποθέσεις για ακριβείς υπολογισμούς της εξατμισοδιαπνοής, αποτέλεσε αντικείμενο εκτεταμένης διερευνήσεως και βελτιώσεως ώστε να μπορεί να εφαρμοστεί σε περιοχές με ευρύ φάσμα κλιματικών συνθηκών. Η μέθοδος του Penman μαζί με τη μέθοδο του Makink (1957) που αποτελεί απλοποιημένη έκφρασή της αναλύονται στο επόμενο κεφάλαιο.

### ΠΙΝΑΚΑΣ 2.1

Λόγος της μέσης διάρκειας ημέρας κάθε μήνα προς ημέρα διάρκειας 12 ωρών ( $L_d$ )

Βόρειο πλάτος	Μ ή ν α ς											
	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
34	0.88	0.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	0.97	0.87	0.86
35	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	0.97	0.86	0.85
36	0.87	0.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.86	0.84
37	0.86	0.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	0.97	0.85	0.83
38	0.85	0.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	0.96	0.84	0.83
39	0.85	0.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	0.96	0.84	0.82
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77

**ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2**  
Μηνιαίοι δείκτες θερμότητας (i)

Θερμο- κρασία, °C	0.0	0.2	0.4	0.6	0.8
0	—	0.01	0.02	0.04	0.06
1	0.09	0.12	0.15	0.18	0.21
2	0.25	0.29	0.33	0.37	0.42
3	0.46	0.51	0.56	0.61	0.66
4	0.71	0.77	0.82	0.88	0.94
5	1.00	1.06	1.12	1.19	1.25
6	1.32	1.39	1.45	1.52	1.59
7	1.66	1.74	1.81	1.89	1.96
8	2.04	2.12	2.19	2.27	2.35
9	2.44	2.52	2.60	2.69	2.77
10	2.86	2.94	3.03	3.12	3.21
11	3.30	3.39	3.48	3.58	3.67
12	3.76	3.86	3.96	4.05	4.15
13	4.25	4.35	4.45	4.55	4.65
14	4.75	4.86	4.96	5.07	5.17
15	5.28	5.38	5.49	5.60	5.71
16	5.82	5.93	6.04	6.15	6.26
17	6.38	6.49	6.61	6.72	6.84
18	6.95	7.07	7.19	7.31	7.43
19	7.55	7.67	7.79	7.91	8.03
20	8.16	8.28	8.41	8.53	8.66
21	8.78	8.91	9.04	9.17	9.29
22	9.42	9.55	9.68	9.82	9.95
23	10.08	10.21	10.35	10.48	10.62
24	10.75	10.89	11.02	11.16	11.30
25	11.44	11.57	11.71	11.85	11.99
26	12.13	12.28	12.42	12.56	12.70
27	12.85	12.99	13.14	13.28	13.43
28	13.58	13.72	13.87	14.02	14.14
29	14.32	14.47	14.62	14.77	14.92
30	15.07	15.22	15.38	15.53	15.68
31	15.84	15.99	16.15	16.30	16.46
32	16.62	16.78	16.93	17.09	17.25
33	17.41	17.57	17.73	17.89	18.05
34	18.22	18.38	18.54	18.70	18.87
35	19.03	19.20	19.36	19.53	19.69



### ΠΙΝΑΚΑΣ 2.3

Ποσοστό στα εκατό των ωρών ημέρας κάθε μήνα προς τις ώρες ημέρας του έτους (ρ)  
για θόρεια πλάτη από 24<sup>ο</sup> μέχρι 48<sup>ο</sup>

Βόρειο πλάτος	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
48	6.13	6.42	8.22	9.15	10.50	10.72	10.83	9.92	8.45	7.56	6.24	5.86
46	6.30	6.50	8.24	9.09	10.37	10.54	10.66	9.82	8.44	7.61	6.38	6.05
44	6.45	6.59	8.25	9.04	10.22	10.38	10.50	9.73	8.43	7.67	6.51	6.23
42	6.60	6.66	8.28	8.97	10.10	10.21	10.37	9.64	8.42	7.73	6.63	6.39
40	6.73	6.73	8.30	8.92	9.99	10.08	10.34	9.56	8.41	7.78	6.73	6.53
38	6.87	6.79	8.34	8.90	9.92	9.95	10.10	9.47	8.38	7.80	6.82	6.66
36	6.99	6.86	8.35	8.85	9.81	9.83	9.99	9.40	8.36	7.85	6.92	6.79
34	7.10	6.91	8.36	8.80	9.72	9.70	9.88	9.33	8.36	7.90	7.02	6.92
32	7.20	6.97	8.37	8.72	9.63	9.60	9.77	9.28	8.34	7.93	7.11	7.05
30	7.30	7.03	8.38	8.72	9.53	9.49	9.67	9.22	8.34	7.99	7.19	7.14
28	7.40	7.07	8.39	8.68	9.46	9.38	9.58	9.16	8.32	8.02	7.27	7.27
26	7.49	7.12	8.40	8.64	9.37	9.30	9.49	9.10	8.32	8.06	7.36	7.35
24	7.58	7.17	8.41	8.60	9.30	9.19	9.41	9.05	8.31	8.10	7.43	7.46

## ΠΙΝΑΚΑΣ 2.4

Εποχιακοί φυτικοί συντελεστές K διαφόρων καλλιεργειών

Καλλιέργεια	Βλαστική περίοδος	Φυτικός συντελεστής K	
		κλίμα υγρό	κλίμα ξερό
(1)	(2)	(3)	(4)
Μηδική	μεταξύ παγετών	0,80	0,90
Αραβόσιτος	4-5 μήνες	0,65	0,75
Δημητριακά	2 μήνες	0,60	0,70
Τεύτλα	6 μήνες	0,65	0,75
Ρύζι	3-5 μήνες	1,00	1,10
Πατάτες	3-5 μήνες	0,65	0,75
Ντομάτες	4 μήνες	0,65	0,70
Φασόλια	3 μήνες	0,60	0,70
Βαμβάκι	7 μήνες	0,60	0,70
Καπνός	4 μήνες	0,70	0,80
Φυλλοβόλα σπορ.	μεταξύ παγετών	0,60	0,70
Εσπεριδοειδή	μεταξύ παγετών	0,45	0,55
Αμπέλια	5-7 μήνες	0,50	0,60
Λειθάδια	μεταξύ παγετών	0,70	0,80

### ΠΙΝΑΚΑΣ 2.5

Τιμές του μηνιαίου φωτικού συντελεστή  $k$  για διάφορες καλλιέργειες που προσδιορίστηκαν σε διάφορα μέρη των ΗΠΑ

Καλλιέργεια	Μ ή ν α ς											
	Ι	Φ	Μ	Λ	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
<i>Μηδική:</i>												
Mesa, Αριζόνα	0,35	0,55	0,75	0,90	1,05	1,15	1,15	1,10	1,00	0,85	0,65	0,45
Los Angeles, Καλ.	0,35	0,45	0,60	0,70	0,85	0,95	1,00	1,00	0,95	0,80	0,55	0,30
Davis, Καλιφ.	—	—	—	0,70	0,80	0,90	1,10	1,00	0,80	0,70	—	—
<i>Αραβόσιτος:</i>												
Βόρεια Ντακότα	—	—	—	—	0,50	0,65	0,75	0,80	0,70	—	—	—
<i>Βαμβάκι:</i>												
Phoenix, Αριζόνα	—	—	—	0,20	0,40	0,60	0,90	1,00	0,95	0,75	—	—
Bakersfield, Καλ.	—	—	—	—	0,30	0,45	0,90	1,00	1,00	0,75	—	—
Weslaco, Τέξας	—	—	0,20	0,45	0,70	0,85	0,85	0,80	0,55	—	—	—
<i>Εσπεριδοειδή:</i>												
Los Angeles, Καλ.	0,30	0,35	0,40	0,45	0,50	0,55	0,55	0,55	0,50	0,50	0,45	0,30
<i>Πατάτες:</i>												
Davis, Καλιφ.	—	—	—	0,45	0,80	0,95	0,90	—	—	—	—	—
Logan, Γιούτα	—	—	—	—	—	0,40	0,65	0,85	0,80	—	—	—
Βόρεια Ντακότα	—	—	—	—	0,45	0,75	0,90	0,80	0,40	—	—	—
<i>Σόργο:</i>												
Τέξας	—	—	—	—	—	0,30	0,75	1,10	0,85	0,50	—	—

**ΠΙΝΑΚΑΣ 2.6***Πίεση κορεσμού υδρατμών σε διάφορες θερμοκρασίες*

Θερμοκρασία. °C	Πίεση κορ.. mm Hg	Θερμοκρασία. °C	Πίεση κορ.. mm Hg
1	4.93	22	19.83
4	6.10	25	23.76
7	7.51	28	28.35
10	9.21	31	33.70
13	11.23	34	39.90
16	13.63	37	47.07
19	16.48	40	55.32

**ΠΙΝΑΚΑΣ 2.7***Τιμές του παράγοντα  $T_x$* 

Δείκτης $C_h$	$T_x$	Δείκτης $C_h$	$T_x$
1.00	-9.4	2.50	-5.3
1.25	-8.1	3.00	-4.7
1.50	-7.1	4.00	-4.2
2.00	-6.0	6.00	-3.6

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3<sup>ο</sup>

### 3.1 ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

Στα προηγούμενα κεφάλαια αναλύθηκαν οι παράγοντες που επηρεάζουν την εξατμισοδιαπνοή και δόθηκαν μέθοδοι εκτιμήσεως της για μικρά και μεγάλα χρονικά διαστήματα. Οι μέθοδοι της δεύτερης κατηγορίας είναι αυτές που κατά κύριο λόγο ενδιαφέρουν τις αρδεύσεις. Είναι κατά βάση εμπειρικές και διερευνήθηκαν κάτω από συγκεκριμένες συνθήκες κλίματος, εδάφους και καλλιέργειας. Είναι φυσικό, οι υπολογισμοί της εξατμισοδιαπνοής που δίνουν να αποκλίνουν από την πραγματική, όταν οι συνθήκες ενός τόπου διαφέρουν από αυτές που επικρατούσαν κατά το στάδιο της διερευνήσεώς τους. Το γεγονός αυτό δημιούργησε την ανάγκη προσφυγής σε πρόσθετες διαδικασίες που οδηγούν σε ακριβέστερη εκτίμηση της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής κάτω από οποιοδήποτε συνδυασμό συνθηκών περιβάλλοντος, καλλιέργειας και γεωργικής πρακτικής.

Τελικός σκοπός κάθε προσπάθειας είναι η εκτίμηση της **πραγματικής εξατμισοδιαπνοής (ETc)** μιας καλλιέργειας. Με τον όρο αυτό εννοούμε **το σύνολο του νερού που χάνεται από ένα καλλιεργημένο χωράφι όπου νερό και έδαφος δεν αποτελούν περιοριστικούς παράγοντες, η καλλιέργεια είναι ελεύθερη από κάθε είδους ασθένεια και δίνει τη μέγιστη απόδοσή της κάτω από τις τοπικές συνθήκες του περιβάλλοντος και την εφαρμοζόμενη καλλιεργητική πρακτική.** Η ETc αντιπροσωπεύει τις πραγματικές σε νερό ανάγκες μιας καλλιέργειας και το μέγεθός της διαμορφώνεται από (α) τις κλιματικές συνθήκες (β) τα χαρακτηριστικά της καλλιέργειας και (γ) τις τοπικές συνθήκες και την καλλιεργητική πρακτική.

Οι κλιματικές συνθήκες ενός τόπου διαμορφώνουν την **βασική εξατμισοδιαπνοή (ETr)**. Σαν ETr θεωρείται η εξατμισοδιαπνοή από ένα καλλιεργημένο χωράφι που έχει σημαντική έκταση, η επιφάνειά του καλύπτεται ολικά από χαμηλά φυτά που αναπτύσσονται δυναμικά και σε κανένα στάδιο της αναπτύξεώς του δεν υποφέρουν από έλλειψη νερού. Η ETr είναι ανεξάρτητη από το φυτικό είδος που καλλιεργείται και για την

εκτίμησή της μπορούν να χρησιμοποιηθούν μέθοδοι του προηγούμενου κεφαλαίου μετά από σχετική τροποποίηση.

Η επίδραση των χαρακτηριστικών της καλλιέργειας στη διαμόρφωση της  $ET_c$  αντιπροσωπεύεται από το φυτικό συντελεστή ( $k_c$ ). Ο συντελεστής αυτός είναι μια αναλογική σταθερά που συνδέει την  $ET_r$  με την  $ET_c$ , δηλαδή

$$ET_c = k_c \times ET_r$$

( 3.1 )

Οι τιμές του  $k_c$  είναι ανεξάρτητες από τη μέθοδο υπολογισμού της βασικής εξατμισοδιαπνοής, είναι ενιαίες αλλά όχι σταθερές εξαρτόμενες από διάφορους παράγοντες όπως είναι τα χαρακτηριστικά της καλλιέργειας η εποχή σποράς ή φυτεύσεως, ο ρυθμός αναπτύξεως, η διάρκεια της περιόδου αναπτύξεως και οι κλιματικές συνθήκες που επικρατούν σε κάθε τόπο. Το τελικό μέγεθος της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής επιρεάζεται από τις ιδιαίτερες συνθήκες και την καλλιεργητική πρακτική που επικρατούν σε κάθε τόπο. Παράγοντες που ανήκουν στην κατηγορία αυτή είναι το μέγεθος του χωραφιού το υψόμετρο της περιοχής, η διαθεσιμότητα εδαφικής υγρασίας, η παθογένεια των εδάφων. Ο τρόπος καλλιέργειας των χωραφιών και ο τρόπος εφαρμογής του αδρευτικού νερού. Η εκτίμηση της επιδράσεως των παραγόντων αυτών γίνεται χωριστά και ειδικά για κάθε τόπο, ανάλογα δε διαμορφώνεται το τελικό μέγεθος της  $ET_c$ , είτε προς τα κάτω είτε προς τα πάνω από αυτό που υπολογίζεται με τη σχέση ( 3.1)

Παίρνοντας υπόψη τα παραπάνω, η πραγματική εξατμισοδιαπνοή από ένα χωράφι στο οποίο αναπτύσσεται μια συγκεκριμένη καλλιέργεια γίνεται σε τρία στάδια, που κατά σειρά είναι (α) υπολογισμός της βασικής εξατμισοδιαπνοής, (β) ο προσδιορισμός του φυτικού συντελεστή και (γ) η ποσοστική εκτίμηση της επιδράσεως που ασκούν οι επικρατούσες τοπικά συνθήκες και η καλλιεργητική πρακτική.

## 3.2 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΒΑΣΙΚΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ

### Τροποποιημένη μέθοδος των Blaney – Criddle

Όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο, ο υπολογισμός της εξατμισοδιαπνοής ( ή αναγκαίας καταναλώσεως, όπως αρχικά αποκλήθηκε

από τους συγγραφείς ) με τη μέθοδο αυτή περιλαμβάνει την εκτίμηση ενός κλιματικού παράγοντα ( F ) με βάση τη μέση θερμοκρασία του αέρα ( T ) και το ποσοστό που αντιπροσωπεύει ο αριθμός ωρών ημέρας ενός μήνα σε σχέση με τον αριθμό ωρών ημέρας του χρόνου ( ρ ). Ο κλιματικός παράγοντας F πολλαπλασιάζεται στη συνέχεια με ένα φυτικό συντελεστή K για την τελική εκτίμηση των αναγκών σε νερό μιας καλλιέργειας. Όμως η θερμοκρασία του αέρα και οι ώρες της ημέρας που υπάρχει φως δεν είναι αρκετά για να περιγράψουν ικανοποιητικά το κλίμα μιας περιοχής, το οποίο και μόνο διαμορφώνει καθοριστικά την κατανάλωση του νερού από τις καλλιέργειες. Άλλοι βασικοί παράγοντες που πρέπει να ληφθούν υπόψη είναι η σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας, η ταχύτητα του αέρα και η ηλιακή ακτινοβολία.

Έχοντας υπόψη τα παραπάνω, καταβλήθηκε προσπάθεια για την εκτίμηση της βασικής εξατμισοδιαπνοής σαν συνάρτηση του κλιματικού παράγοντα F, παίρνοντας όμως υπόψη και τις επιδράσεις που ασκούνται από τους άλλους κλιματικούς παράγοντες. Όπως είχε ήδη διαπιστωθεί από τον Pruitt (1960, 1964 ), Tanner ( 1967 ) κ.α, σε ένα δεδομένο κλίμα υπάρχει ισχυρή συσχέτιση ανάμεσα στη ETr και τον παράγοντα F. Οι Pruitt και Doorenbos ( 1977 ) επέκτειναν την σχέση αυτή για οποιεσδήποτε κλιματικές συνθήκες, συνεκτιμώντας την επίδραση της μέσης ηλιοφάνειας ( που εκφράζεται με το λόγο  $n / N$ , όπου n είναι η πραγματική και N η θεωρητική ηλιοφάνεια ) και της μέσης ημερήσιας ταχύτητας του αέρα δύο μέτρα πάνω από την επιφάνεια του εδάφους (  $U_2$  , m/sec). Η σχέση στην οποία κατέληξαν οι παραπάνω ερευνητές, χρησιμοποιώντας μεγάλο αριθμό παρατηρήσεων από πολλά μέρη του κόσμου έχει τη μορφή

$$ETr = a + b F \text{ mm/ημέρα} \quad (3.2)$$

όπου

$$F = \rho ( 0,46T + 8,16 ) \quad (3.3)$$

και

$$a = 0,0043( RH \text{ min} ) - ( n/N ) - 1,41 \quad (3.4)$$

Οι τιμές του  $b$  δίνονται στον πίνακα (3.1) σαν συνάρτηση  $RH_{min}$ ,  $n/N$  και  $U$ . Στοιχεία σχετικής υγρασίας, ηλιοφάνειας και ταχύτητας ανέμου για μια περιοχή μπορεί να παρθούν από κλιματικά δελτία, με επέκταση παρατηρήσεων από γειτονικές περιοχές ή με επιτόπιες παρατηρήσεις. Ημερήσιες τιμές του  $\rho$  κατά μήνα για διάφορα βόρεια γεωγραφικά πλάτη δίνονται στον πίνακα 3.2 στο τέλος του κεφαλαίου.

Στη μέθοδο αυτή βασική κλιματική παράμετρος παραμένει η θερμοκρασία του αέρα για το λόγο αυτό η χρήση της πρέπει να γίνεται με πολύ περίσκεψη, ιδιαίτερα όταν πρόκειται να εφαρμοστεί (α) σε μικρά νησιά και παράκτιες περιοχές όπου η θερμοκρασία του αέρα επηρεάζεται σημαντικά από αυτή της θάλασσας, σε αντίθεση με τις εποχιακές διακυμάνσεις της ηλιακής ακτινοβολίας που δεν την επηρεάζουν ουσιαστικά, (β) σε μεγάλα υψόμετρα, όπου η μέση ημερήσια θερμοκρασία του αέρα είναι χαμηλή (επειδή εκεί οι νύχτες είναι ψυχρές) αν και η ηλιακή ακτινοβολία κατά την διάρκεια της ημέρας είναι υψηλή και (γ) σε κλίματα που παρουσιάζουν έντονη διακύμανση της ηλιοφάνειας κατά τις μεταβατικές εποχές, όπως είναι η άνοιξη και το φθινόπωρο σε τόπους με μέσο γεωγραφικό πλάτος. Στις περιπτώσεις αυτές συνιστάται η χρήση κάποιας μεθόδου ηλιακής ακτινοβολίας, που είναι προτιμότερη ακόμη και όταν δεν υπάρχουν τοπικές παρατηρήσεις αλλά αυτές μπορούν να παρθούν από χάρτες ή άλλες πηγές στοιχείων που αναφέρονται στην ευρύτερη περιοχή.

Οι υπολογισμοί της μέσης ημερήσιας βασικής εξατμισοδιαπνοής πρέπει να γίνονται για περίοδο τουλάχιστον ενός μήνα δεδομένου ότι σε ένα τόπο κλιματικές συνθήκες και κατά επέκτασης  $ET_r$ , διαφέρουν από χρόνο σε χρόνο, η  $ET_r$  πρέπει να υπολογίζεται χωριστά για κάθε μήνα ημερολογιακού έτους και όχι με βάση τη μέση θερμοκρασία που βγαίνει από παρατηρήσεις μακράς σειράς ετών.

Οι φυτικοί συντελεστές  $K$  της αρχικής μεθόδου Blaney – Criddle δεν πρέπει να χρησιμοποιούνται γιατί οι συντελεστές αυτοί εξαρτώνται σε μεγάλο βαθμό από το κλίμα η μεγάλη δε ποικιλία των συντελεστών  $K$  που αναφέρονται στην βιβλιογραφία για την ίδια καλλιέργεια κάνει δύσκολη τη σωστή σε κάθε περίπτωση επιλογή. Μετά τον υπολογισμό της βασικής εξατμισοδιαπνοής η πραγματική εξατμισοδιαπνοή  $ET_c$  μπορεί άμεσα να



εκτιμηθεί με τη χρήση των φυτικών συντελεστών (  $K_c$  ) που θα δοθούν παρακάτω.

Έστω, για παράδειγμα ότι η μέση ημερήσια θερμοκρασία (  $T$  ) του Ιουλίου ενός τόπου σε γεωγραφικό πλάτος  $40^{\circ}$  είναι  $24^{\circ}\text{C}$ , η μέση ελάχιστη σχετική υγρασία (  $RH_{\min}$  ) είναι 45 %, ο λόγος  $n/N$  είναι 0,7 και η μέση ταχύτητα του ανέμου κατά τη διάρκεια της ημέρας σε ύψος 2 μέτρων πάνω από την επιφάνεια του εδάφους (  $U_2$  ) είναι 4 m/sec. Από τον πίνακα 3.2, η ημερήσια τιμή του  $\rho$  για τον μήνα Ιούλιο για γεωγραφικό πλάτος  $40^{\circ}$  βρίσκεται ίση με 0,33. Έτσι η σχέση (3.3) δίνει

$$F = 0,33 ( 0,46 \times 24 + 8,16 ) = 6,336$$

Από τον πίνακα 3.1, για  $RH_{\min} = 45\%$ ,  $n/N = 0,7$  και  $U_2 = 4\text{m/sec}$ , βρίσκεται με παρεμβολή η τιμή του  $b$  ίση με 1,39. Ακόμη η σχέση (3.4) δίνει

$$a = 0,0043(RH_{\min}) - (n/N) - 1,41 = 0,0043 \times 45 - 0,7 - 1,41 = -1,92$$

Έτσι, η βασική εξατμισοδιαπνοή, σύμφωνα με τη σχέση 3.2, για το μήνα Ιούλιο είναι

$$ET_r = a + bF = -1,92 + 1,39 \times 6,336 = 6,9 \text{ mm/ημέρα.}$$

### Τροποποιημένη μέθοδος του Makink

Ο Makink (1957) διατύπωσε τη σχέση

$$ET_p = a [ s / (s + \gamma) ] R_s - b \tag{3.5}$$

όπου  $ET_p$  είναι η δυναμική εξατμισοδιαπνοή,  $a$  και  $b$  είναι οι συντελεστές που υπολογίζονται με βάση την μέση ημερήσια σχετική υγρασία ( $RH_{\text{mean}}$ ) και την ταχύτητα του αέρα ( $U$ ),  $s$  είναι ο ρυθμός μεταβολής της στάσης κορεσμού των υδρατμών σε σχέση με τη θερμοκρασία,  $\gamma$  είναι η ψυχομετρική σταθερά, και  $R_s$  είναι η προσπίπτουσα στην επιφάνεια της γης ηλιακή ακτινοβολία. Ο Makink βρήκε ότι  $a = 0,61$  και  $b = 0,12$  χρησιμοποιώντας κλιματικά δεδομένα των Κάτω Χωρών. Οι Pruitt και Doorenbos (1977) γενίκευσαν την εφαρμογή της σχέσεως (3.5) που την εκφράζουν με τη μορφή

$$ET_r = a W R_s - b, \text{ mm/ημέρα} \tag{3.6}$$

όπου  $W = s/(s+\gamma)$  και  $R_s$  είναι σε mm/ημέρα.

Οι ερευνητές αυτοί χρησιμοποιώντας παρατηρήσεις από πολλές περιοχές της γης, βρήκαν ότι η τιμή του συντελεστή  $b$  είναι ίση με 0,3 για οποιοδήποτε τόπο, υπολογίζουν δε κατά περίπτωση τις τιμές του συντελεστή  $a$  σαν συνάρτηση της  $RH_{mean}$  και  $U_2$ . Οι τιμές αυτές δίνονται στον πίνακα 3.3 στο τέλος του κεφαλαίου.

Ο σταθμιστικός παράγοντας  $W$  αντιπροσωπεύει την επίδραση της θερμοκρασίας και του υψόμετρου ενός τόπου στη σχέση ανάμεσα στη βασική εξατμισοδιαπνοή ( $ET_r$ ) και την ηλιακή ακτινοβολία ( $R_s$ ). Τιμές του  $W$  για διάφορες θερμοκρασίες και υψόμετρα δίνονται στον πίνακα 3.4.

Όπως αναφέρθηκε στο προηγούμενο κεφάλαιο το μέγεθος της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας ( $R_a$ ) εξαρτάται αποκλειστικά από το γεωγραφικό πλάτος και την ημέρα του χρόνου. Μέρος της ακτινοβολίας αυτής απορροφάται και διαχέεται στην ατμόσφαιρα. Ότι απομένει, μαζί με ένα μέρος από αυτή που διαχύθηκε αλλά που φθάνει τελικά στην επιφάνεια της γης, αποτελεί την ηλιακή ακτινοβολία ( $R_s$ ). Έτσι η  $R_s$  εξαρτάται από την  $R_a$  και την κατάσταση της ατμόσφαιρας που, κατά κύριο λόγο, εξαρτάται από την νεφοκάλυψη. Η ακτινοβολία εκφράζεται σε  $cal/cm^2$

Η ηλιακή ακτινοβολία ( $R_s$ ) μπορεί να μετρηθεί απευθείας, πολύ συχνά όμως παρατηρήσεις της δεν είναι διαθέσιμες για την περιοχή που μας ενδιαφέρει. Τότε η  $R_s$  μπορεί έμμεσα να υπολογιστεί, με τη βοήθεια της  $R_a$  και παρατηρήσεων ηλιοφάνειας με τη σχέση

$$R_s = (\alpha + \beta n / N) R_a \quad (3.7)$$

όπου  $\alpha$  και  $\beta$  είναι σταθερές που υπολογίζονται πειραματικά για κάθε τόπο. Αν για κάποιο τόπο τιμές των  $\alpha$  και  $\beta$  δεν έχουν προσδιοριστεί, μπορεί να χρησιμοποιηθούν αντίστοιχα οι τιμές 0,25 και 0,50 οπότε η σχέση (3.7) παίρνει τη συγκεκριμένη μορφή

$$R_s = (0,25 + 0,50 n / N) R_a \quad (3.8)$$

Η ποσότητα  $n / N$  είναι ο λόγος ανάμεσα στην πραγματική ( $n$ ) και θεωρητική ( $N$ ) ηλιοφάνεια. Τιμές της θεωρητικής ηλιοφάνειας για διάφορους μήνες και

γεωγραφικά πλάτη δίνονται στον πίνακα 3.5. Τα  $n$  και  $N$  εκφράζονται σαν μέσες ημερήσιες τιμές σε ώρες. Η θεωρητική ηλιακή ακτινοβολία ( $R_a$ ) για διάφορα γεωγραφικά πλάτη και μήνες δίνεται στον πίνακα 3.6 εκφρασμένη σε mm/ημέρα.

Έχοντας υπόψη τα παραπάνω, ο υπολογισμός της βασικής εξατμισοδιαπνοής με τη μέθοδο του Makink ακολουθεί τα εξής στάδια:

- (1) Εύρεση της τιμής του συντελεστή  $a$  από τον πίνακα 3.3 με βάση τα  $RH_{mean}$  και  $U_2$
- (2) Εύρεση της τιμής του σταθμιστικού παράγοντα  $W$  από τον πίνακα 3.4 σε συνάρτηση με τη θερμοκρασία του αέρα και το υψόμετρο του τόπου.
- (3) Εύρεση της τιμής του  $N$  από τον πίνακα 3.5 με βάση τον μήνα και το γεωγραφικό πλάτος του τόπου.
- (4) Υπολογισμός του λόγου  $n/N$
- (5) Εύρεση της τιμής της  $R_a$  από τον πίνακα 3.6 με βάση τον μήνα και το γεωγραφικό πλάτος του τόπου.
- (6) Υπολογισμός της  $R_s$  με τη σχέση (3.8) ή με επιτόπιες μετρήσεις.
- (7) Υπολογισμός της  $ET_r$  από τη σχέση (3.6).

Έστω για παράδειγμα ότι το γεωγραφικό πλάτος ενός τόπου με υψόμετρο 250 m είναι  $40^\circ$ , η μέση θερμοκρασία του Ιουλίου είναι  $23^\circ C$ , η μέση σχετική υγρασία  $RH_{mean}$

είναι 50%, η ταχύτητα του αέρα σε ύψος 2 m πάνω από το έδαφος είναι 130 Km/ημέρα και η πραγματική ηλιοφάνεια είναι 12,5 ώρες την ημέρα. Η ημερήσια βασική εξατμισοδιαπνοή του Ιουλίου, σύμφωνα με τα παραπάνω στάδια, υπολογίζεται ως εξής:

- (1) Από τον πίνακα 3.3 για  $RH_{mean} = 50\%$  και  $U_2 = 130$  Km/ημέρα που ισοδυναμεί  $U_2 = 1,5$  m/sec, με παρεμβολή, βρίσκεται ότι  $a = 0,98$ .
- (2) Από τον πίνακα 3.4 για θερμοκρασία  $23^\circ C$  και υψόμετρο 250 m με παρεμβολή,  $W = 0,72$ .
- (3) Από τον πίνακα 3.5 για μήνα Ιούλιο και γεωγραφικό πλάτος  $40^\circ$ , η θεωρητική ηλιοφάνεια είναι  $N = 14,7$  ημέρες.
- (4)  $(n/N) = 12,5/14,7 = 0,85$
- (5) Από τον πίνακα 3.6 για τον μήνα Ιούλιο και γεωγραφικό πλάτος  $40^\circ$ ,  $R_a = 16,7$  mm/ημέρα.
- (6) Από τη σχέση (3.8)

$$R_s = (0,25 + 0,50 n / N ) R_a = ( 0,25 + 0,50 \times 0,85 ) 16,7 = 11,3 \text{ mm/ημέρα.}$$

(7) Τέλος από τη σχέση 3.6

$$ET_r = a W R_s - b = 0,98 \times 0,72 \times 1,3 - 0,3 = 7,67 \text{ mm/ημέρα}$$

## Τροποποιημένη μέθοδος Penman

Η αρχική εξίσωση του Penman ( 1948, 1956 ) διερευνήθηκε για την εκτίμηση της εξατμίσεως (  $E_o$  ) από μια ελεύθερη επιφάνεια νερού. Στη συνέχεια, η με τον τρόπο αυτό υπολογιζόμενη  $E_o$  βρέθηκε ότι μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής από χορτοτάπητες στην Αγγλία, αν πολλαπλασιασθεί με εμπειρικά διερευνημένους φυτικούς συντελεστές που κυμαίνονται από 0,6 για τους χειμερινούς μήνες μέχρι 0,8 για τους θερινούς.

Η εξίσωση του Penman αποτελείται από δύο μέρη. Το πρώτο μέρος αναφέρεται στη διαθέσιμη ενέργεια (ακτινοβολία) και το δεύτερο στην αεροδυναμική κατάσταση της ατμόσφαιρας ( ταχύτητα ανέμου, υγρασία ). Η επίδραση που ασκεί το κάθε μέρος είναι συνάρτηση των κλιματικών συνθηκών που επικρατούν. έτσι όταν ο καιρός είναι πιο ήρεμος, πιο σημαντικό είναι το πρώτο μέρος της εξισώσεως και αν χρησιμοποιηθεί σαν φυτικός συντελεστής το 0,8 η σχέση μπορεί να υπολογίσει με ακρίβεια τη βασική εξατμισοδιαπνοή (  $ET_r$  ). Αντίθετα, όταν φυσάει αέρας, το δεύτερο μέρος της σχέσεως που αντιπροσωπεύει την αεροδυναμική συμπεριφορά της ατμόσφαιρας είναι το πιο σημαντικό και η χρήση της τιμής 0,8 για το φυτικό συντελεστή συνεπάγεται κατά κανόνα σημαντικά σφάλματα.

Οι Doorenbos και Pruitt ( 1977 ) τροποποίησαν την αρχική σχέση του Penman και τη χρησιμοποίησαν για την εκτίμηση της βασικής εξατμισοδιαπνοής. Η σχέση τους έχει τη μορφή

$$ET_r = c [ W R_n + ( 1 - W ) f (u) ( e_a - e_d ) ], \text{ mm/ ημέρα}$$

( 3.9 )

Όπου  $W$  είναι ένας σταθμιστικός παράγοντας,  $R_n$  είναι η καθαρή ακτινοβολία εκφρασμένη σε ισοδύναμο πάχος εξατμιζόμενου νερού σε mm/ ημέρα,  $f (u)$

είναι μια συνάρτηση που εξαρτάται από την ταχύτητα του αέρα,  $e_a$  είναι η πίεση κορεσμού των υδρατμών στη μέση θερμοκρασία του αέρα σε mbar,  $e_d$  είναι η πραγματική πίεση των υδρατμών της ατμόσφαιρας σε mbar, και  $c$  είναι ένας παράγοντας προσαρμογής ενδεικτικός της διαφοράς των καιρικών συνθηκών που επικρατούν τη μέρα και τη νύχτα.

Ο σταθμιστικός παράγοντας  $W$  αντιπροσωπεύει την επίδραση της ακτινοβολίας στη βασική εξατμισοδιαπνοή και τιμές του για διάφορες θερμοκρασίες και υψόμετρα δίνονται στον Πίνακα 3.4.

Ο παράγοντας  $(1 - W)$  αντιπροσωπεύει την επίδραση του ανέμου και της υγρασίας της ατμόσφαιρας στην  $ET_r$ . Τιμές του παράγοντα αυτού για διάφορες θερμοκρασίες και υψόμετρα δίνονται στον πίνακα 3.7.

Ένας άλλος παράγοντας που επηρεάζει την  $ET_r$  είναι η υγρασία του αέρα. Στη σχέση ( 3.9 ) η υγρασία αυτή εκφράζεται με την διαφορά  $(e_a - e_d)$ . Παρατηρήσεις ατμοσφαιρικής υγρασίας δίνονται συνήθως με τη μορφή σχετικής υγρασίας  $(RH_{max}, RH_{min})$  σαν ενδείξεις ξερού και υγρού θερμομέτρου και σαν σημεία δρόσου. Ανάλογα με τα διαθέσιμα στοιχεία η διαφορά  $(e_a - e_d)$ , με τη βοήθεια των πινάκων 3.8 και 3.9 μπορεί να υπολογισθεί με ένα από τους παρακάτω τρόπους ( Η πίεση των υδρατμών πρέπει να δίνεται σε mbar . Αν δίνεται σε mmHg, μετατρέπεται σε mbar αν πολλαπλασιαστεί με 1,33 ):

(1) Όταν δίνεται η μέση θερμοκρασία και η μέση σχετική υγρασία του αέρα η  $e_a$  υπολογίζεται από τον πίνακα 3.8 με βάση τη μέση θερμοκρασία και η  $e_d$  υπολογίζεται με τη σχέση

$$e_d = e_a RH_{mean}/100$$

(3.10)

(2) Όταν δίνεται η μέση θερμοκρασία του αέρα παρατηρήσεις του ξερού και του υγρού θερμομέτρου, η  $e_a$  βρίσκεται από τον πίνακα 3.8 με τη βοήθεια της μέσης ατμοσφαιρικής θερμοκρασίας και  $e_d$  βρίσκεται από τον πίνακα 3.9. Ο πίνακας αυτός είναι χωρισμένος σε δύο υποπίνακες που ο καθένας τους χρησιμοποιείται ανάλογα με τον τύπο του ψυχρόμετρου ( συσκευή ξερού – υγρού θερμομέτρου ). Αν το όργανο είναι με ανεμιστήρα ( τύπος Assman ) χρησιμοποιείται ο υποπίνακας 39.α, αν όχι χρησιμοποιείται ο υποπίνακας 3.9β. Ακόμη, σε κάθε υποπίνακα δίνονται χωριστά τιμές για υψόμετρα από 0 – 1000 m και από 1000 - 2000 m.

(3) Όταν δίνεται η μέση θερμοκρασία του αέρα και το σημείο δρόσου η  $e_a$  βρίσκεται κατά τα γνωστά από τον πίνακα 3.8 με τη βοήθεια της μέσης θερμοκρασίας και η  $e_d$  από τον ίδιο πίνακα με τη βοήθεια του σημείου δρόσου.

Η επίδραση του ανέμου στην  $ET_r$ , όπως δείχνουν πολλές μελέτες [Rigtema (1965), Aboukhaled (1972), Wright and Jensen (1972)], πρέπει να παίρνεται σοβαρά υπόψη. Η συνάρτηση  $f(u)$  στη σχέση του Penman που εκφράζει την επίδραση αυτή έχει κατά καιρούς εκφρασθεί με διάφορες σχέσεις, ανάλογα με τις τοπικές κλιματικές συνθήκες. Για να ξεπεραστεί η δυσκολία αυτή, οι Doorendos και Pruitt (1977) κατέληξαν σε μια απλή σχέση που μπορεί να εφαρμόζεται κάτω από οποιεσδήποτε συνθήκες. Η σχέση αυτή έχει τη μορφή

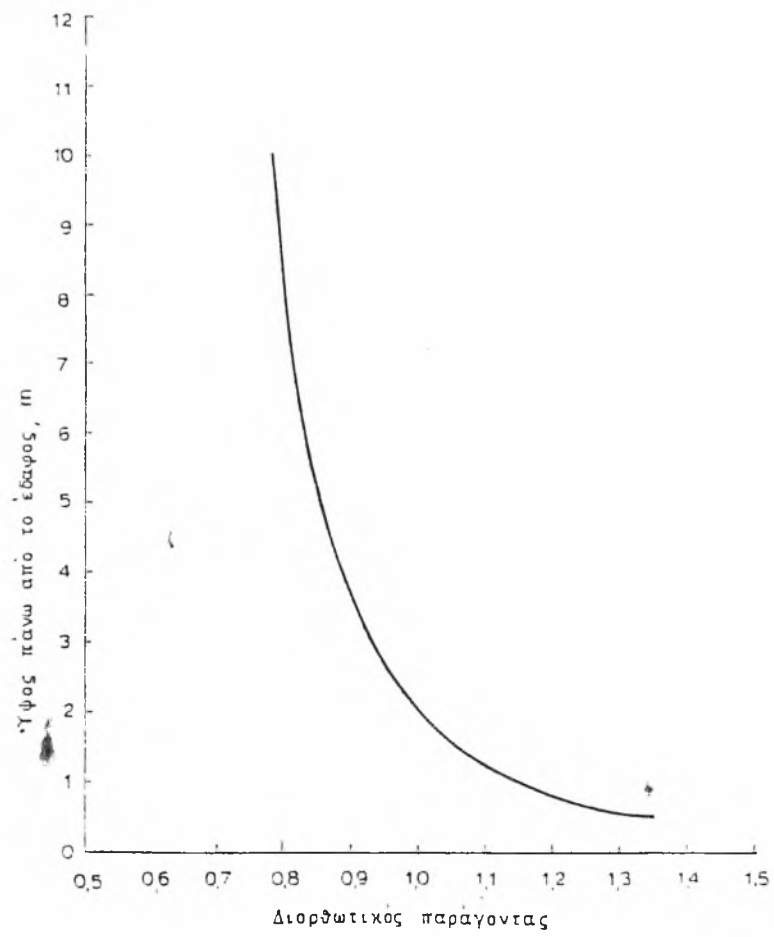
$$f(u) = 0,27 ( 1 + U/100 )$$

(3.11)

όπου  $U$  είναι η 24ωρη ταχύτητα του αέρα σε ύψος 2 m από το έδαφος εκφρασμένη σε Km/ημέρα. Τιμές της συναρτήσεως  $f(u)$ , για ταχύτητες ανέμου μετρημένες 2 m πάνω από το έδαφος, δίνονται στον πίνακα 3.10. Σε περίπτωση που η ταχύτητα μετρείται σε ύψος διαφορετικό των 2 m, αναγωγή στα 2 m γίνεται με τη βοήθεια ενός διορθωτικού παράγοντα που βγαίνει από το διάγραμμα στο Σχήμα 3.1.

Η καθαρή ακτινοβολία ( $R_n$ ) που χρησιμοποιείται στη σχέση (3.9) είναι η διαφορά ανάμεσα στο σύνολο της ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια της γης και σ' αυτή που την εγκαταλείπει. Η  $R_n$  μπορεί να μετρηθεί απ' ευθείας, αλλά τέτοιες παρατηρήσεις είναι πολύ σπάνιες. Μπορεί όμως η  $R_n$  να υπολογισθεί έμμεσα με τη βοήθεια της ηλιακής ακτινοβολίας, της ηλιοφάνειας, της θερμοκρασίας και της υγρασίας της ατμόσφαιρας.

Όπως έχει αναφερθεί, η ακτινοβολία που φθάνει στο απώτατο άκρο της ατμόσφαιρας (θεωρητική ηλιακή ακτινοβολία  $R_a$ ) εξαρτάται αποκλειστικά και μόνο από το γεωγραφικό πλάτος και την ημέρα του έτους. Τιμές της ακτινοβολίας αυτής, για κάθε μήνα και για γεωγραφικά πλάτη που καλύπτουν τον Ελληνικό χώρο, δίνονται στον πίνακα 3.6. Μέρος της  $R_a$  απορροφάται και διαχέεται στην ατμόσφαιρα. Το υπόλοιπο φθάνει στην επιφάνεια της γης και αποτελεί την πραγματική ηλιακή ακτινοβολία ( $R_s$ ) και μπορεί να υπολογισθεί με τη σχέση (3.8) σαν συνάρτηση της  $R_a$  και του



**ΣΧΗΜΑ 3.1**

Διαγράμμα αντιστοίχησης της ταχύτητας του ανέμου σε υψος 2 m πάνω από την επιφάνεια του γήινου.

λόγου  $n/N$ . Μέρος της  $R_s$  ανακλάται από το έδαφος και τις καλλιέργειες και χάνεται στην ατμόσφαιρα. Η ανακλαστικότητα  $\alpha$  εξαρτάται από τη φύση της επιφάνειας και είναι περίπου 5-7 % για υδάτινες επιφάνειες, 11-23 % για το γυμνό έδαφος και 20-30% για τις περισσότερες καλλιέργειες. Το ακριβές ποσοστό εξαρτάται από το βαθμό καλύψεως του εδάφους. Το υπόλοιπο που απομένει είναι η καθαρή, μικρού μήκους κύματος, ηλικά ακτινοβολία ( $R_{ns}$ ). Σύμφωνα με τα παραπάνω, η  $R_{ns}$  μπορεί να υπολογιστεί σαν συνάρτηση  $R_s$  και  $\alpha$  με τη σχέση παρακάτω

$$R_{ns} = (1-\alpha) R_s \quad (3.12)$$

Δεδομένου ότι, σύμφωνα με τα παραπάνω, η μέση ανακλαστικότητα των καλλιεργειών είναι  $\alpha = 0,25$  η σχέση (3.12) μπορεί να εκφραστεί με την απλοποιημένη μορφή

$$R_{ns} = 0,75 R_s \quad (3.13)$$

Από την επιφάνεια της γης έχουμε μια επιπρόσθετη απώλεια ενέργειας, αφού η γη ακτινοβολεί προς το διάστημα μέρος από την ενέργεια που απορροφά σαν ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος. Η γη επίσης δέχεται ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος από αυτή που βρίσκεται διάχυτη στο περιβάλλον. Η διαφορά ανάμεσα στις δύο αυτές μορφές ακτινοβολίας αποτελεί την καθαρή μεγάλη κύματος ακτινοβολία ( $R_{nl}$ ) που κατά κανόνα είναι αρνητική. Η  $R_{nl}$  μπορεί να υπολογιστεί έμμεσα από τη σχέση

$$R_{nl} = f(T) \times f(e_d) \times f(n/N) \quad (3.14)$$

όπου οι συναρτήσεις του δεύτερου μέρους μπορούν να υπολογιστούν από τις σχέσεις  $f(T) = \sigma T_k^4$

$$(3.15)$$

όπου  $T_k$  είναι η θερμοκρασία του αέρα σε βαθμούς Kelvin ,

$$f(e_d) = 0,34 - 0,044(e_d)^{12} \quad (3.16)$$

όπου  $e_d$

είναι η πραγματική πίεση των υδρατμών με mbar, και



$$f(n/N) = 0,1 + 0,9 ( n/N)$$

( 3.17 )

όπου  $n/N$  είναι η ηλιοφάνεια ( αδιάστατη).

Οι τιμές των συναρτήσεων αυτών δίνονται στους πίνακες 3.11 , 3.12 και 3.13. Η καθαρή ακτινοβολία ( $R_n$ ) που χρησιμοποιείται στη σχέση (3.9) βρίσκεται σαν η διαφορά

$$R_n = R_{ns} - R_{nl}$$

( 3.18 )

Η εξίσωση του  $R_{enman}$  προϋποθέτει ότι στην ατμόσφαιρα επικρατούν συνθήκες που χαρακτηρίζονται από επίπεδα ακτινοβολίας μέσα προς υψηλά, μέγιστη σχετική υγρασία μέση προς υψηλή και μέτριο άνεμο που η ταχύτητά του την ημέρα είναι περίπου διπλάσια από αυτή της νύχτας. Οι συνθήκες όμως αυτές δεν επικρατούν πάντοτε. Στις παράλιες περιοχές, όπου κατά την ημέρα επικρατούν θαλάσσιες αύρες και την νύχτα έχουμε άπνοια, ο λόγος  $U_{\text{ημέρας}} / U_{\text{νύχτας}}$  κυμαίνεται συνήθως από 3- 5. Κάτω από τέτοιες συνθήκες, σε συνδυασμό με  $RH_{\text{max}}$  που προσεγγίζει το 100% και υψηλή ακτινοβολία, η σχέση του  $R_{enman}$  υποεκτιμά την  $ET_r$  κατά 15 με 30 % αντίθετα η σχέση υπερεκτιμά την  $ET_r$  όταν επικρατεί μέτριος μέχρι ισχυρός άνεμος με μικρή διαφορά εντάσεως ανάμεσα στην ημέρα και την νύχτα και η  $RH_{\text{max}}$  και η  $R_n$  είναι χαμηλές. Για το λόγο αυτό στην αρχική σχέση του  $R_{enman}$  χρησιμοποιείται ο διορθωτικός παραγοντας  $c$ . Οι τιμές του  $c$ , σε συνάρτηση με τα  $R_s$ ,  $RH_{\text{max}}$  και  $U_{\text{ημέρας}} / U_{\text{νύχτας}}$  δίνονται στον πίνακα 3.14.

Παίρνοντας υπόψη τα παραπάνω, ο υπολογισμός της  $ET_r$  με την εξίσωση (3.9) μπορεί να γίνει ακολουθώντας την παρακάτω διαδικασία:

- (1) Εκτίμηση της  $e_a$  από τον πίνακα 3.8 με βάση τη θερμοκρασία της ατμόσφαιρας.
- (2) Εκτίμηση της  $e_d$  : (α) με τη σχέση ( 3.10 ) όταν είναι γνωστή η μέση σχετική υγρασία, ή (β) από τον πίνακα 3.8 με βάση το σημείο δρόσου ή (γ) από τον πίνακα 3.9 όταν υπάρχουν παρατηρήσεις θερμοκρασίας ξερού και υγρού θερμομέτρου.
- (3) Εκτίμηση του σταθμιστικού παράγοντα (  $1-W$  ) από τον πίνακα 3.7 .
- (4) Εκτίμηση της συναρτήσεως  $f(u)$  από τον πίνακα 3.10 αν η ταχύτητα του αέρα μετράται σε ύψος 2m πάνω από το έδαφος. Αν το ύψος μετρήσεως είναι

διαφορετικό, χρήση της καμπύλης του σχήματος 3.1 για την εύρεση του κατάλληλου παράγοντα αναγωγής.

- (5) Εκτίμηση του σταθμιστικού παράγοντα ( $W$ ) από τον πίνακα 3.4.
- (6) Εύρεση της θεωρητικής ηλιακής ακτινοβολίας ( $R_a$ ) με τη βοήθεια του γεωγραφικού πλάτους του τόπου από τον πίνακα 3.6.
- (7) Εύρεση της θεωρητικής ηλιοφάνειας ( $N$ ) από τον πίνακα 3.5.
- (8) Υπολογισμός της πραγματικής ηλιακής ακτινοβολίας ( $R_s$ ) με τη σχέση 3.8
- (9) Υπολογισμός  $R_{ns}$  με τη σχέση 3.13.
- (10) Εύρεση της τιμής  $f(T)$  από τον πίνακα 3.11 ή τη σχέση 3.15.
- (11) Εύρεση της τιμής της  $f(e_d)$  από τον πίνακα 3.12. ή τη σχέση 3.16
- (12) Εύρεση της τιμής της  $f(n/N)$  από τον πίνακα 3.13 ή τη σχέση 3.17.
- (13) Υπολογισμός της  $R_{nl}$  με τη σχέση (3.14).
- (14) Υπολογισμός της  $R_n$  με τη σχέση (3.18).
- (15) Εύρεση του διορθωτικού παράγοντα  $c$  από τον πίνακα 3.14.
- (16) Υπολογισμός της  $ET_r$  με τη σχέση (3.9).

Ακολουθώντας τα παραπάνω στάδια, ας υπολογίσουμε την  $ET_r$  χρησιμοποιώντας τα στοιχεία του παραδείγματος που δόθηκε στη μέθοδο Makink.

- (1) Από τον πίνακα 3.8 για θερμοκρασία  $23\text{ }^\circ\text{C}$ ,  $e_a = 28,1\text{ mbar}$ .
- (2) Από τη σχέση (3.10),  $e_d = 28,1 \times 50/100 = 14,05\text{ mbar}$ .
- (3) Από τον πίνακα 3.7 για θερμοκρασία  $23\text{ }^\circ\text{C}$  και υψόμετρο  $250\text{ m}$ , μετά από παρεμβολή,  $(1 - W) = 0,28$ .
- (4) Από τον πίνακα 3.10, για ταχύτητα ανέμου  $U_2 = 130\text{ Km/ημέρα}$ ,  $f(u) = 0,62$
- (5) Από τον πίνακα 3.4,  $W = 0,72$
- (6) Από τον πίνακα 3.6,  $R_a = 16,7\text{ mm/ημέρα}$
- (7) Από τον πίνακα 3.5,  $N = 14,7\text{ ώρες}$
- (8) Από τη σχέση (3.8),  
 $R_s = (0,25 + 0,50 n/N) R_a = (0,25 + 0,50 \times 12,5/14,7) \times 16,7 = 11,3\text{ mm/ημέρα}$
- (9) Από τη σχέση (3.13),  
 $R_{ns} = 0,75 R_s = 0,75 \times 11,3 = 8,47\text{ mm/ημέρα}$
- (10) Από τον πίνακα 3.11,  $f(T) = 15,2$
- (11) Από τον πίνακα 3.12,  $f(e_d) = 0,18$
- (12) Από τον πίνακα 3.13,  $f(n/N) = 0,87$
- (13) Από τη σχέση (3.14)

$$R_{nl} = f(T) \times f(e_d) \times f(n/N) = 15,2 \times 0,18 \times 0,87 = 2,38 \text{ mm/ημέρα}$$

(14) Από τη σχέση ( 3.18 )

$$R_n = R_{ns} - R_{nl} = 8,47 - 2,38 = 6,09 \text{ mm/ημέρα}$$

(15) Από τον πίνακα 3.14 με παρεμβολή και την παραδοχή ότι

$$U_{\text{ημέρας}} / U_{\text{νύχτας}} = 2,0 \text{ τότε } c = 1,04$$

( 16) Από τη σχέση (3.9)

$$ET_r = c [ W R_n + ( 1 - W ) f(u) ( e_a - e_d ) ] = 1,04 [ 0,72 \times 6,09 + 0,28 \times 0,62 ( 28,1 - 14,05 ) ] = 7,10 \text{ mm/ ημέρα.}$$

### 3.3 ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΤΗΣ ΠΡΑΓΜΑΤΙΚΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ

Μετά τον υπολογισμό της βασικής εξατμισοδιαπνοής και την επιλογή του κατάλληλου φυτικού συντελεστή, η πραγματική εξατμισοδιαπνοή υπολογίζεται με τη σχέση ( 3.1). Το ύψος της εξατμισοδιαπνοής που δίνει η σχέση αυτή πρέπει στη συνέχεια να προσαρμοστεί προς τις ιδιαίτερες συνθήκες που επικρατούν σε κάθε τόπο.

Είναι κοινή πρακτική κατά τον υπολογισμό της πραγματικής εξατμισοδιαπνοής (  $ET_c$  ) να χρησιμοποιούνται οι μέσες τιμές των κλιματικών παραμέτρων ενός τόπου. Λόγω της αποκλίσεως από τη μέση τιμή που παρουσιάζουν οι παράμετροι αυτές από χρόνο σε χρόνο, το ετήσιο ύψος της  $ET_c$  , σε κλίματα παρόμοια προς το Ελληνικό, μπορεί να παρουσιάσει απόκλιση μέχρι 25 % . Οι αποκλίσεις αυτές γίνονται μεγαλύτερες στα ημερήσια, πρέπει δε να παίρνονται υπόψη πάντοτε κατά τη σχεδίαση των αρδευτικών δικτύων. Κοινή πρακτική είναι η  $ET_c$  να υπολογίζεται χωριστά για κάθε μήνα για όλη την περίοδο που υπάρχουν διαθέσιμα κλιματικά στοιχεία και σαν τιμή σχεδίασεως να λαμβάνεται εκείνη που καλύπτει το 80 % των περιπτώσεων.

Η  $ET_c$  επηρεάζεται τόσο σε μέγεθος όσο και κατανομή από την ύπαρξη υψηλής υπόγειας στάθμης νερού. Στην περίπτωση αυτή, κάτω από συνθήκες παρόμοιες με τις Ελληνικές, τα εδάφη την Άνοιξη ζεσταίνονται αργά με αποτέλεσμα να καθυστερεί το φύτρωμα και η ανάπτυξη των φυτών. Καθυστερούν επίσης οι εργασίες προετοιμασίας των χωραφιών για την

σπορά. Συνέπεια των παραπάνω είναι η διαφοροποίηση της  $ET_c$  τόσο κατά το πρώτο στάδιο όσο και κατά τα επόμενα στάδια αναπτύξεως.

Το ύψος της  $ET_c$  επηρεάζεται επίσης από τη μέθοδο με την οποία εφαρμόζεται το νερό στο χωράφι. Κατά την άρδευση με αυλάκια, μέρος μόνο της επιφάνειας του εδάφους υγραίνεται. Αυτό δεν φαίνεται να έχει ουσιαστική επίδραση στην εξατμισοδιαπνοή, εκτός από την περίπτωση που η ύγρανση δεν ξεπερνά το 30 % και το φύλλωμα της καλλιέργειας καλύπτει σχετικά περιορισμένη επιφάνεια του χωραφιού. Αυτό συμβαίνει συνήθως σε οπωρώνες και αμπέλια, οπότε η  $ET_c$  μπορεί να περιοριστεί σε ποσοστό μέχρι 5 % .

Κατά την άρδευση με καταιονισμό, η διαπνοή των φυτών περιορίζεται δραστικά κατά τη διάρκεια της αρδεύσεως που όμως αντισταθμίζεται από αυξημένη εξάτμιση από τα υγρά φύλλα και το έδαφος. Ουσιαστική επίδραση κατά την εφαρμογή της μεθόδου ασκεί η ταχύτητα του ανέμου. Οι απώλειες του νερού φτάνουν το 15 % όταν η ταχύτητα φτάσει τα 5 m/sec. Η άρδευση με καταιονισμό πρέπει να διακόπτεται όταν η ταχύτητα του ανέμου ξεπερνά την τιμή αυτή. Διαφοροποίηση της εξατμισοδιαπνοής παρουσιάζεται κατά κανόνα όταν εφαρμόζεται στάγδην άρδευση. Και στη μέθοδο αυτή η διαφοροποίηση είναι ασήμαντη όταν η καλλιέργεια καλύπτει όλη την επιφάνεια του εδάφους. Αντίθετα η  $ET_c$  περιορίζεται ουσιαστικά όταν υπάρχει μερική μόνο κάλυψη της επιφάνειας από τα φυτά που γίνεται μεγαλύτερη όταν το έδαφος είναι ελαφρό και οι κλιματικές συνθήκες ευνοούν έντονους ρυθμούς εξατμισοδιαπνοής.

### ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1

Τιμές του συντελεστή  $b$  στη σχέση 3.2 των Pruitt-Doorenbos (1977)

n/N	RΗmm.						Γυροτητα ανεμου, m/sec
	0	20	40	60	80	100	
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
0.0	0.84	0.80	0.74	0.64	0.52	0.38	$U_2 = 0$
0.2	1.03	0.95	0.87	0.76	0.63	0.48	
0.4	1.22	1.10	1.01	0.88	0.74	0.57	
0.6	1.38	1.24	1.13	0.99	0.85	0.66	
0.8	1.54	1.37	1.25	1.09	0.94	0.75	
1.0	1.68	1.50	1.36	1.18	1.04	0.84	
0.0	0.97	0.90	0.81	0.68	0.54	0.40	$U_2 = 2$
0.2	1.19	1.08	0.96	0.84	0.66	0.50	
0.4	1.41	1.26	1.11	0.97	0.77	0.60	
0.6	1.60	1.42	1.25	1.09	0.89	0.70	
0.8	1.79	1.59	1.39	1.21	1.01	0.79	
1.0	1.98	1.74	1.52	1.31	1.11	0.89	
0.0	1.08	0.98	0.87	0.72	0.56	0.42	$U_2 = 4$
0.2	1.33	1.18	1.03	0.87	0.69	0.52	
0.4	1.56	1.38	1.19	1.02	0.82	0.62	
0.6	1.78	1.56	1.34	1.15	0.94	0.73	
0.8	2.00	1.74	1.50	1.28	1.05	0.83	
1.0	2.19	1.90	1.64	1.39	1.16	0.92	
0.0	1.18	1.06	0.92	0.74	0.58	0.43	$U_2 = 6$
0.2	1.44	1.27	1.10	0.91	0.72	0.54	
0.4	1.70	1.48	1.27	1.06	0.85	0.64	
0.6	1.94	1.67	1.44	1.21	0.97	0.75	
0.8	2.18	1.86	1.59	1.34	1.09	0.85	
1.0	2.39	2.03	1.74	1.46	1.20	0.95	
0.0	1.26	1.11	0.96	0.76	0.60	0.44	$U_2 = 8$
0.2	1.52	1.34	1.14	0.93	0.74	0.55	
0.4	1.79	1.56	1.32	1.10	0.87	0.66	
0.6	2.05	1.76	1.49	1.25	1.00	0.77	
0.8	2.30	1.96	1.66	1.39	1.12	0.87	
1.0	2.54	2.14	1.82	1.52	1.24	0.98	
0.0	1.29	1.15	0.98	0.78	0.61	0.45	$U_2 = 10$
0.2	1.58	1.38	1.17	0.96	0.75	0.56	
0.4	1.86	1.61	1.36	1.13	0.89	0.68	
0.6	2.13	1.83	1.54	1.28	1.03	0.79	
0.8	2.39	2.03	1.71	1.43	1.15	0.89	
1.0	2.63	2.22	1.86	1.56	1.27	1.00	



**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2**

Ημερήσια ποσοστά του ετήσιου αριθμού ωρών ημέρας (p)  
για βόρεια πλάτη από 32° μέχρι 42°

Μήνας	Βόρειο πλάτος					
	32°	34°	36°	38°	40°	42°
Ιανουάριος	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22	0.21
Φεβρουάριος	0.25	0.25	0.24	0.24	0.24	0.24
Μάρτιος	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27
Απρίλιος	0.29	0.29	0.30	0.30	0.30	0.30
Μάιος	0.31	0.31	0.32	0.32	0.32	0.33
Ιούνιος	0.32	0.32	0.33	0.33	0.34	0.34
Ιούλιος	0.32	0.32	0.32	0.33	0.33	0.33
Αυγустος	0.30	0.30	0.30	0.31	0.31	0.31
Σεπτέμβριος	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28
Οκτώβριος	0.26	0.25	0.25	0.25	0.25	0.25
Νοέμβριος	0.24	0.23	0.23	0.23	0.22	0.22
Δεκέμβριος	0.23	0.22	0.22	0.21	0.21	0.21

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.3**

Τιμές του συντελεστή α της σχέσεως (3.6) του Makink σε σχέση με τη μέση ημερήσια σχετική υγρασία (RHmean) και την ταχύτητα του αέρα δύο μέτρα πάνω από την επιφάνεια του εδάφους (U<sub>2</sub>) [Doorenbos-Pruitt (1977)]

U <sub>2</sub> , m/sec	RHmean. %									
	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)
0	1.04	1.02	0.99	0.95	0.91	0.87	0.82	0.76	0.70	0.64
1	1.09	1.07	1.04	1.00	0.96	0.91	0.85	0.79	0.73	0.66
2	1.13	1.11	1.08	1.04	0.99	0.94	0.88	0.81	0.74	0.67
3	1.17	1.15	1.11	1.07	1.02	0.97	0.90	0.83	0.76	0.69
4	1.21	1.18	1.14	1.10	1.05	0.99	0.92	0.85	0.78	0.70
5	1.24	1.21	1.17	1.13	1.07	1.01	0.94	0.87	0.80	0.72
6	1.27	1.24	1.20	1.15	1.09	1.03	0.96	0.89	0.81	0.73
7	1.29	1.26	1.22	1.17	1.11	1.05	0.98	0.91	0.83	0.74
8	1.31	1.28	1.24	1.19	1.13	1.07	1.00	0.92	0.84	0.75
9	1.34	1.30	1.26	1.21	1.15	1.09	1.01	0.93	0.85	0.76
10	1.36	1.32	1.28	1.23	1.17	1.10	1.02	0.94	0.86	0.77

### ΠΙΝΑΚΑΣ 3.4

Τιμές του σταθμιστικού παράγοντα  $W$ , που αντιπροσωπεύει την επίδραση της  $R_s$  στην ΕΤτ, για διάφορες θερμοκρασίες και υψόμετρα

Θερμο- κρασία °C	Υψόμετρο, m				Θερμο- κρασία, °C	Υψόμετρο, m			
	0	500	1000	2000		0	500	1000	2000
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
2	0,43	0,45	0,46	0,49	22	0,71	0,72	0,73	0,75
4	0,46	0,48	0,49	0,52	24	0,73	0,74	0,75	0,77
6	0,49	0,51	0,52	0,55	26	0,75	0,76	0,77	0,79
8	0,52	0,54	0,55	0,58	28	0,77	0,78	0,79	0,81
10	0,55	0,57	0,58	0,61	30	0,78	0,79	0,80	0,82
12	0,58	0,60	0,61	0,64	32	0,80	0,81	0,82	0,84
14	0,61	0,62	0,64	0,66	34	0,82	0,82	0,84	0,85
16	0,64	0,65	0,66	0,69	36	0,83	0,84	0,85	0,86
18	0,66	0,67	0,69	0,71	38	0,84	0,85	0,86	0,87
20	0,68	0,70	0,71	0,73	40	0,85	0,86	0,87	0,88

### ΠΙΝΑΚΑΣ 3.5

Μεση ημερήσια θεωρητική ηλιοφάνεια ( $N$ ), για κάθε μήνα και βόρεια γεωγραφικά πλάτη από 32° μέχρι 42°, εκφρασμένη σε ώρες

Μήνας	Βόρειο πλάτος					
	32°	34°	36°	38°	40°	42°
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
Ιανουάριος	10,3	10,2	10,0	9,8	9,6	9,4
Φεβρουάριος	11,3	11,0	10,9	10,8	10,7	10,6
Μάρτιος	12,0	11,9	11,9	11,9	11,9	11,9
Απρίλιος	13,0	13,1	13,1	13,2	13,3	13,4
Μάιος	13,8	13,9	14,1	14,3	14,4	14,6
Ιούνιος	14,2	14,4	14,6	14,8	15,0	15,2
Ιούλιος	14,1	14,2	14,4	14,6	14,7	14,9
Αύγουστος	13,3	13,4	13,5	13,6	13,7	13,9
Σεπτέμβριος	12,4	12,4	12,4	12,5	12,5	12,6
Οκτώβριος	11,4	11,3	11,3	11,2	11,2	11,1
Νοέμβριος	10,5	10,4	10,2	10,1	10,0	9,8
Δεκέμβριος	10,0	9,9	9,7	9,5	9,3	9,1

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.6**

Θεωρητική ηλιακή ακτινοβολία (Ra), για κάθε μήνα και βόρεια γεωγραφικά πλάτη από 32° μέχρι 42°, εκφρασμένη σε ισοδύναμο πάχος εξατμιζόμενου νερού σε mm/ημέρα

Μήνας	Βόρειο πλάτος:					
	32°	34°	36°	38°	40°	42°
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)
Ιανουάριος	8,3	7,9	7,4	6,9	6,4	5,9
Φεβρουάριος	10,2	9,8	9,4	9,0	8,6	8,1
Μάρτιος	12,8	12,4	12,1	11,8	11,4	11,0
Απρίλιος	15,0	14,8	14,7	14,5	14,3	14,0
Μάιος	16,5	16,5	16,4	16,4	16,4	16,2
Ιούνιος	17,0	17,1	17,2	17,2	17,3	17,3
Ιούλιος	16,8	16,8	16,7	16,7	16,7	16,7
Αύγουστος	15,6	15,5	15,4	15,3	15,2	15,0
Σεπτέμβριος	13,6	13,4	13,1	12,8	12,5	12,2
Οκτώβριος	11,2	10,8	10,6	10,0	9,6	9,1
Νοέμβριος	9,0	8,5	8,0	7,5	7,0	6,5
Δεκέμβριος	7,8	7,2	6,6	6,1	5,7	5,2

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.7**

Τιμές του σταθμιστικού παράγοντα (1-W), που αντιπροσωπεύει την επίδραση του ανέμου και της υγρασίας στην ΕΓτ, για διάφορες θερμοκρασίες και υψόμετρα

Θερμοκρασία, °C	Υψόμετρο, m				Θερμοκρασία, °C	Υψόμετρο, m			
	0	500	1000	2000		0	500	1000	2000
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)
2	0,57	0,55	0,54	0,51	22	0,29	0,28	0,27	0,25
4	0,54	0,52	0,51	0,48	24	0,27	0,26	0,25	0,23
6	0,51	0,49	0,48	0,45	26	0,25	0,24	0,23	0,21
8	0,48	0,46	0,45	0,42	28	0,23	0,22	0,21	0,19
10	0,45	0,43	0,42	0,39	30	0,22	0,21	0,20	0,18
12	0,42	0,40	0,39	0,36	32	0,20	0,19	0,18	0,16
14	0,39	0,38	0,36	0,34	34	0,19	0,18	0,17	0,15
16	0,36	0,35	0,34	0,31	36	0,17	0,16	0,15	0,14
18	0,34	0,33	0,31	0,29	38	0,16	0,15	0,14	0,13
20	0,32	0,30	0,29	0,27	40	0,15	0,14	0,13	0,12



### ΠΙΝΑΚΑΣ 3.8

Πίση κορεσμού υδρατμών ( $e_s$ ) για διάφορες θερμοκρασίες του αέρα ( $T$ ), σε mbar. Ο πίνακας δίνει και την πραγματική πίση υδρατμών ( $e_a$ ) αν αντί της  $T$  χρησιμοποιηθεί το σημείο δρόσου ( $D_p$ )

Θερμο- κρασία, °C	$e_s$ - mbar	Θερμο- κρασία, °C	$e_a$ - mbar	Θερμο- κρασία, °C	$e_s$ - mbar	Θερμο- κρασία, °C	$e_a$ - mbar
(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
0	6.1	10	12.3	20	23.4	30	42.4
1	6.6	11	13.1	21	24.9	31	44.9
2	7.1	12	14.0	22	26.4	32	47.6
3	7.6	13	15.0	23	28.1	33	50.3
4	8.1	14	16.0	24	29.8	34	53.2
5	8.7	15	17.1	25	31.7	35	56.2
6	9.3	16	18.2	26	33.6	36	59.4
7	10.0	17	19.4	27	35.7	37	62.8
8	10.7	18	20.6	28	37.8	38	66.3
9	11.5	19	22.0	29	40.1	39	69.9

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.9α**

Πραγματική πίεση υδρατμών ( $e_s$ ) σε mbarg από παρατηρήσεις θερμοκρασίας ξερού (Td) και υγρού (T<sub>w</sub>) θερμομέτρων (Ψυχρόμετρο με αερισμό)

Td-T <sub>w</sub> , °C	Θερμοκρασία ξερού θερμομέτρου, °C																			
	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40		
1. Υψόμετρο από 0 μέχρι 1000 m																				
0	9.3	10.7	12.3	14.0	16.0	18.2	20.6	23.4	26.4	29.8	33.6	37.8	42.4	47.5	53.2	59.4	66.3	73.8		
2	6.8	8.0	9.4	10.9	12.7	14.6	16.8	19.3	22.0	25.1	28.5	32.3	36.5	41.1	46.2	51.9	58.1	64.9		
4	4.4	5.5	6.7	8.1	9.6	11.4	13.3	15.5	18.0	20.7	23.5	27.2	30.9	35.1	39.8	44.9	50.5	56.8		
6	2.1	3.1	4.1	5.3	6.7	8.3	10.0	12.0	14.2	16.6	19.4	22.4	25.8	29.6	33.8	38.4	43.6	49.2		
8		0.8	1.7	2.8	4.0	5.4	6.9	8.7	10.6	12.8	15.3	18.0	21.1	24.5	28.3	32.5	37.1	42.2		
10					1.5	2.7	4.1	5.6	7.4	9.3	11.5	14.0	16.7	19.8	23.2	26.9	31.1	35.8		
12							1.4	2.7	4.3	6.0	8.0	10.2	12.6	15.4	18.4	21.8	25.6	29.8		
14									1.4	2.9	4.7	6.7	8.8	11.3	14.0	17.1	20.5	24.3		
16											1.6	3.4	5.3	7.5	10.0	12.7	15.8	19.2		
18														4.0	6.2	8.6	11.4	14.4		
20																4.9	7.3	10.1		
22																		6.0		
2. Υψόμετρο από 1000 μέχρι 2000 m																				
0	9.3	10.7	12.3	14.0	16.0	18.2	20.6	23.4	26.4	29.8	33.6	37.8	42.4	47.5	53.2	59.4	66.3	73.8		
2	7.0	8.2	9.6	11.2	12.9	14.9	17.1	19.5	22.3	25.3	28.7	32.5	36.7	41.3	46.4	52.1	58.2	65.2		
4	4.8	5.8	7.0	8.4	10.0	11.7	13.7	15.9	18.3	21.1	24.1	27.5	31.3	35.5	40.1	45.2	50.9	57.1		
6	2.7	3.7	4.7	5.9	7.3	8.9	10.6	12.6	14.3	17.2	20.0	23.0	26.4	30.2	34.4	39.0	44.1	49.8		
8	0.7	1.6	2.6	3.6	4.8	6.2	7.8	9.5	11.5	13.9	16.1	18.9	21.9	25.3	29.9	33.3	37.9	43.0		
10			0.4	1.4	2.4	3.6	5.0	6.6	8.3	10.3	12.5	14.9	17.7	20.7	24.1	28.1	32.7	37.8		
12					0.3	1.3	2.5	3.9	5.5	7.2	9.2	11.4	13.8	16.6	19.6	23.0	26.8	31.0		
14							0.1	1.3	2.7	4.3	6.0	8.0	10.2	12.6	15.4	18.4	21.8	25.6		
16									0.2	1.6	3.2	4.9	6.9	9.1	11.5	14.3	17.3	20.7		
18											0.5	2.1	3.8	5.8	8.0	10.4	13.2	16.2		
20													0.9	2.6	4.6	6.8	9.2	12.0		
22															1.5	3.5	5.7	8.1		

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.9β**

Πραγματική πίεση υδρατμών ( $e_s$ ) σε mbarg από παρατηρήσεις θερμοκρασίας ξερού (Td) και υγρού (T<sub>w</sub>) θερμομέτρων (Ψυχρόμετρο χωρίς αερισμό)

Td-T <sub>w</sub> , °C	Θερμοκρασία ξερού θερμομέτρου, °C																			
	6	8	10	12	14	16	18	20	22	24	26	28	30	32	34	36	38	40		
1. Υψόμετρο από 0 μέχρι 1000 m																				
0	9.3	10.7	12.3	14.0	16.0	18.2	20.6	23.4	26.4	29.8	33.6	37.8	42.4	47.5	53.2	59.4	66.3	73.8		
2	6.5	7.7	9.1	10.7	12.4	14.4	16.6	19.0	21.8	24.8	28.2	32.0	36.2	40.8	45.9	51.6	57.8	64.7		
4	3.9	4.9	6.1	7.5	9.1	10.8	12.8	15.0	17.4	20.2	23.2	26.6	30.4	34.6	39.2	44.4	50.0	56.2		
6	1.5	2.3	3.3	4.6	5.9	7.5	9.2	11.2	13.4	15.8	18.6	21.6	25.0	28.8	33.0	37.6	42.8	48.4		
8			0.7	1.7	3.0	4.3	5.9	7.6	9.6	11.8	14.2	17.0	20.0	23.4	27.2	31.4	36.0	41.2		
10					0.1	1.4	2.7	4.3	6.0	8.0	10.2	12.6	15.4	18.4	21.8	25.6	29.8	34.4		
12								1.1	2.7	4.4	6.4	8.6	11.0	13.8	16.8	20.2	24.0	28.2		
14										1.1	2.8	4.8	7.0	9.4	12.2	15.2	18.6	22.4		
16												1.2	3.2	5.4	7.8	10.6	13.6	17.0		
18														1.6	3.8	6.2	9.0	12.0		
20																2.2	4.6	7.4		
22																		9.6	3.0	
2. Υψόμετρο από 1000 μέχρι 2000 m																				
0	9.3	10.7	12.3	14.0	16.0	18.2	20.6	23.4	26.4	29.8	33.6	37.8	42.4	47.5	53.2	59.4	66.3	73.8		
2	6.7	7.9	9.3	10.9	12.6	14.6	16.8	19.2	22.0	25.0	28.4	32.2	36.4	41.0	46.1	51.8	58.0	64.9		
4	4.4	5.4	6.7	8.0	9.6	11.3	13.3	15.5	17.9	20.7	23.7	27.1	30.9	35.1	39.7	44.8	50.5	56.7		
6	2.0	3.0	4.0	5.2	6.6	8.2	9.9	11.9	14.1	16.5	19.3	22.3	25.7	29.5	33.7	38.3	43.4	49.1		
8		0.6	1.6	2.6	3.8	5.2	6.8	8.5	10.5	12.7	15.1	17.9	20.9	24.3	28.1	32.3	36.9	42.0		
10				0.3	1.3	2.5	3.9	5.5	7.2	9.2	11.4	13.8	16.6	19.6	23.0	26.8	31.0	35.6		
12							1.1	2.5	4.1	5.8	7.8	10.0	12.4	15.2	18.2	21.2	25.4	29.6		
14									1.2	2.8	4.5	6.5	8.7	11.1	13.9	16.9	20.3	24.1		
16											1.4	3.1	5.1	7.3	9.7	12.5	15.5	18.9		
18													1.7	3.7	5.9	8.3	11.1	14.1		
20														0.4	2.4	4.6	7.0	9.8		
22																1.0	3.2	5.6		

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.10**

Τιμές της συνάρτησως  $f(u)$  υπολογισμένες με τη σχέση (3.11) για ταχύητες ανέμου σε Km/ημέρα μετρημένες σε ύψος 2 m πάνω από την επιφάνεια του εδάφους

Ταχύτητα ανέμου, Km/ημ	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90
0	--	0,30	0,32	0,35	0,38	0,41	0,43	0,46	0,49	0,51
100	0,54	0,57	0,59	0,62	0,65	0,67	0,70	0,73	0,76	0,78
200	0,81	0,84	0,86	0,89	0,92	0,94	0,97	1,00	1,03	1,05
300	1,08	1,11	1,13	1,16	1,19	1,21	1,24	1,27	1,30	1,32
400	1,35	1,38	1,40	1,43	1,46	1,49	1,51	1,54	1,57	1,59
500	1,62	1,65	1,67	1,70	1,73	1,76	1,78	1,81	1,84	1,86
600	1,89	1,92	1,94	1,97	2,00	2,02	2,05	2,08	2,11	2,13
700	2,16	2,19	2,21	2,24	2,27	2,29	2,32	2,35	2,38	2,40
800	2,43	2,46	2,48	2,51	2,54	2,56	2,59	2,62	2,64	2,67
900	2,70									

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.11**

Τιμές της συνάρτησως  $f(T)$  που εκφράζει την επίδραση της θερμοκρασίας στην ακτινοβολία μεγάλου κύματος ( $R_{nl}$ ). [σχέση (3.15)]

T, °C	f(T)	T, °C	f(T)	T, °C	f(T)	T, °C	f(T)	T, °C	f(T)
(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
0	11,0	8	12,4	16	13,8	24	15,4	32	17,2
2	11,4	10	12,7	18	14,2	26	15,9	34	17,7
4	11,7	12	13,1	20	14,6	28	16,3	36	18,1
6	12,0	14	13,5	22	15,0	30	16,7	38	18,6

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.12**

Τιμές της συνάρτησεως  $f(e_d)$  που εκφράζει την επίδραση της πίεσεως των υδρατμών στην ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος (Rnl). (σχέση 3.16)

$e_d$ mbar	$f(e_d)$	$e_d$ mbar	$f(e_d)$	$e_d$ mbar	$f(e_d)$	$e_d$ mbar	$f(e_d)$	$e_d$ mbar	$f(e_d)$
(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
6	0.23	14	0.18	22	0.13	30	0.10	38	0.07
8	0.22	16	0.16	24	0.12	32*	0.09	40	0.06
10	0.20	18	0.15	26	0.12	34	0.08	42	0.06
12	0.19	20	0.14	28	0.11	36	0.08	44	0.05

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.13**

Τιμές της συνάρτησεως  $f(n/N)$  που εκφράζει την επίδραση της υιοφάνειας στην ακτινοβολία μεγάλου κύματος (Rnl). (σχέση 3.17)

$n/N$	$f(n/N)$	$n/N$	$f(n/N)$	$n/N$	$f(n/N)$	$n/N$	$f(n/N)$	$n/N$	$f(n/N)$	$n/N$	$f(n/N)$
(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
0	0.10	0.20	0.28	0.40	0.46	0.60	0.64	0.80	0.82	1.00	1.00
0.05	0.15	0.25	0.33	0.45	0.51	0.65	0.69	0.85	0.87		
0.10	0.19	0.30	0.37	0.50	0.55	0.70	0.73	0.90	0.91		
0.15	0.24	0.35	0.42	0.55	0.60	0.75	0.78	0.95	0.96		

**ΠΙΝΑΚΑΣ 3.14**

Διορθωτικός παράγοντας (ε) που ορισικά εφαρμόζει στη σχέση 3.9 του Ρεντμαν

U ημερήσιος m/sec	RHmax = 30%				RHmax = 60%				RHmax = 90%			
	Ηλιακή ακτινοβολία (Rs), mm/ημέρα											
	3	6	9	12	3	6	9	12	3	6	9	12
1. Ημέρα/Υνόχτα = 1.0												
0	0.86	0.90	1.00	1.00	0.96	0.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	0.64	0.71	0.82	0.89	0.78	0.86	0.94	0.99	0.85	0.92	1.01	1.05
6	0.43	0.53	0.68	0.79	0.62	0.70	0.84	0.93	0.72	0.82	0.95	1.00
9	0.27	0.41	0.59	0.70	0.50	0.60	0.75	0.87	0.62	0.72	0.87	0.96
2. Ημέρα/Υνόχτα = 2.0												
0	0.86	0.90	1.00	1.00	0.96	0.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	0.69	0.76	0.85	0.92	0.83	0.91	0.99	1.05	1.89	0.98	1.10	1.14
6	0.53	0.61	0.74	0.84	0.70	0.80	0.94	1.02	0.79	0.92	1.05	1.12
9	0.37	0.48	0.65	0.76	0.59	0.70	0.84	0.95	0.71	0.81	0.96	1.06
3. Ημέρα/Υνόχτα = 3.0												
0	0.86	0.90	1.00	1.00	0.96	0.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	0.76	0.81	1.88	1.94	0.87	0.96	1.06	1.12	0.94	1.04	1.18	1.28
6	0.61	0.68	0.81	0.88	0.77	0.88	1.02	1.10	0.86	1.01	1.15	1.22
9	0.46	0.56	0.72	0.82	0.67	0.79	0.88	1.05	0.78	0.92	1.06	1.18
4. Ημέρα/Υνόχτα = 4.0												
0	0.86	0.90	1.00	1.00	0.96	0.98	1.05	1.05	1.02	1.06	1.10	1.10
3	0.79	0.84	0.92	0.97	0.92	1.00	1.11	1.19	0.99	1.10	1.27	1.32
6	0.68	0.77	0.87	0.93	0.85	0.96	1.11	1.19	0.94	1.10	1.26	1.33
9	0.55	0.65	0.78	0.90	0.76	0.88	1.02	1.14	0.88	1.01	1.16	1.27

## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4<sup>ο</sup>

### ΑΜΜΕΣΕΣ ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ

Οι διαδικασίες άμεσης εκτιμήσεως της εξατμισοδιαπνοής έχουν σαν αρχή την παρακολούθηση του νερού που μπαίνει στο έδαφος με άρδευση ή βροχή και την μεταβολή της εδαφικής υγρασίας κατά την διάρκεια της βλαστικής περιόδου ή μέρους αυτής. Με βάση την αρχή αυτή, έχουν κατά καιρούς αναπτυχθεί οι μέθοδοι που ακολουθούν.

#### 4.1 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΠΕΙΡΑΜΑΤΙΚΩΝ ΑΓΡΟΤΕΜΑΧΙΩΝ

Με τη μέθοδο αυτή υπολογίζεται η εποχιακή εξατμισοδιαπνοή ( $ET_s$ ) σε ένα χωράφι που έχει σημαντική έκταση εγκαθίσταται η καλλιέργεια της οποίας πρόκειται να υπολογιστεί η  $ET_s$ . Μέσα στο χωράφι επιλέγεται ένα αντιπροσωπευτικό τμήμα του οποίου προσδιορίζεται η περιεχόμενη υγρασία στην αρχή και στο τέλος της βλαστικής περιόδου. Προσδιορίζεται επίσης με κάθε δυνατή ακρίβεια η ωφέλιμη βροχόπτωση και το νερό που δόθηκε με άρδευση κατά την διάρκεια της βλαστικής περιόδου. Αν  $P$  είναι η ωφέλιμη βροχόπτωση σε mm,  $I_r$  είναι το νερό της αδρεύσεως σε mm,  $SM_1$  και  $SM_2$  είναι αντίστοιχα η εδαφική υγρασία στην αρχή και στο τέλος της βλαστικής περιόδου σαν ποσοστό % ξηρού βάρους,  $ASW$  είναι το φαινόμενο από το βάρος του εδάφους και  $RD$  είναι το βάθος του ριζοστρώματος σε mm, η εποχιακή εξατμισοδιαπνοή σε mm μπορεί να υπολογιστεί με τη σχέση

$$ET_s = P + I_r + \frac{SM_1 - SM_2}{100} ASW \times RD \quad (4.1)$$

Η σχέση αυτή βρίσκει εφαρμογή όταν το έδαφος είναι ομοιόμορφο σε όλο το βάθος του ριζοστρώματος. Στην περίπτωση που το έδαφος αποτελείται από στρώσεις οι υπολογισμοί της υγρασίας γίνονται για κάθε στρώση χωριστά και η  $ET_s$  υπολογίζεται με τη σχέση

$$ET_s = P + I_r + \sum_{i=1}^n \frac{SM_{1i} - SM_{2i}}{100} ASW_i d_i$$

(4.2)

όπου  $n$  είναι ο αριθμός των στρώσεων και  $SM_{1i}$ ,  $SM_{2i}$ ,  $ASW_i$  και  $d_i$  είναι αντίστοιχα η υγρασία, το φαινόμενο ειδικό βάρος και το πάχος κάθε εδαφικής στρώσης.

Στη μέθοδο αυτή πρέπει να προσεχθεί ιδιαίτερα η επιλογή του πειραματικού αγροτεμαχίου έτσι που να αποκλείεται κατά την άδρευση η επιφανειακή απορροή και βαθιά διήθηση, η δε υπόγεια στάθμη του νερού πρέπει να είναι αρκετά κάτω από το ριζόστρωμα. Μεγάλη προσοχή πρέπει ακόμη να δοθεί κατά τον υπολογισμό της ωφέλιμης βροχής. Όταν το ύψος της βροχής είναι σημαντικό και η έντασή της μεγάλη, αρκετό νερό χάνεται με επιφανειακή απορροή και βαθιά διήθηση έτσι που το νερό που αποθηκεύεται στο ριζόστρωμα αντιπροσωπεύει περιορισμένο ποσοστό της βροχής. Περισσότερο νερό χάνεται όταν η καλλιέργεια καλύπτει περιορισμένη επιφάνεια του εδάφους. Αντίθετα, η ωφέλιμη βροχή αντιπροσωπεύει περίπου το 100 % όταν οι βροχές είναι συχνές με μικρό ύψος και ένταση και όταν όλη η επιφάνεια του εδάφους καλύπτεται πρακτικά από την καλλιέργεια. Τα παραπάνω δείχνουν τις δυσκολίες που παρουσιάζει ο ακριβής υπολογισμός της ωφέλιμης βροχής και της αντίστοιχης προσοχής που πρέπει να δοθεί. Σαν συμπέρασμα μπορεί να λεχθεί ότι η μέθοδος δίνει καλά αποτελέσματα όταν το πείραμα είναι καλά σχεδιασμένο έτσι που πρακτικά να μηδενίζει την επιφανειακή απορροή και τη βαθιά διήθηση και να υπολογίζεται με ακρίβεια η ωφέλιμη βροχή.

Έστω για παράδειγμα ότι σε ένα χωράφι καλλιεργημένο με αραβόσιτο διαλέχτηκε ένα αγροτεμάχιο για την εκτίμηση της εποχιακής εξατμισοδιαπνοής. Στο αγροτεμάχιο εφαρμόστηκαν με άρδευση συνολικά κατά την διάρκεια της βλαστικής περιόδου 240 mm νερού χωρίς απώλειες επιφανειακής απορροής και βαθιάς διήθησης. Η ωφέλιμη βροχή που έπεσε κατά τη διάρκεια της βλαστικής περιόδου υπολογίστηκε σε 95 mm. Το έδαφος είναι σχετικά ομοιόμορφο με  $ASW = 1,4$  και υγρασίας που προσδιορίστηκαν μέχρι βάθους 1,2 m ήταν  $SM_1 = 17\%$  και  $SM_2 = 14\%$ . Εφαρμόζοντας τη

σχέση (4.1), η εποχιακή εξατμισοδιαπνοή του αραβόσιτου στο συγκεκριμένο τόπο του πειράματος θα είναι

$$ET_s = 95 + 240 + [ 17 - 14 / 100 \times 1,4 \times 1.200 ] = 385 \text{ mm}$$

## 4.2 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΩΝ ΔΙΑΔΟΧΙΚΩΝ ΔΕΙΓΜΑΤΟΛΗΨΙΩΝ

Η μέθοδος αυτή χρησιμοποιείται σε υπολογισμούς εξατμισοδιαπνοής για μικρές χρονικές περιόδους ( 2-5 ημερών ) με διαδοχική λήψη εδαφοδειγμάτων σε πειραματικά κομμάτια. Αυτών των δειγμάτων προσδιορίζεται η υγρασία οπότε η εξατμισοδιαπνοή μπορεί να υπολογιστεί με τη σχέση

$$ET = \frac{SM_1 - SM_2}{100} ASW_x D$$

( 4.3 )

όταν το έδαφος είναι ομοιόμορφο, ή με τη σχέση

$$ET = \sum_{i=1}^n \frac{M_{1i} - M_{2i}}{100} ASW_{ix} D_i$$

( 4.4 )

Όταν το έδαφος αποτελείται από στρώσεις. Στις σχέσεις αυτές  $SM_1$  και  $SM_2$  είναι η υγρασία του εδάφους αντίστοιχα στην αρχή και το τέλος της χρονικής περιόδου εκφρασμένη στα % ξηρού βάρους,  $ASW$  είναι το φαινόμενο ειδικό βάρος και  $D$  η ζώνη δειγματοληψίας.

Η εφαρμογή της μεθόδου χρειάζεται ιδιαίτερη προσοχή τα πειραματικά κομμάτια πρέπει να διαλέγονται σε περιοχές όπου η υπόγεια στάθμη του νερού είναι πολύ κάτω από τη ζώνη του ριζοστρώματος της καλλιέργειας. Αυτό πρέπει να προσεχθεί ιδιαίτερα γιατί μπορεί να οδηγήσει σε πολύ σοβαρά σφάλματα. Αναφέρεται περίπτωση όπου σε χωράφι με υψηλή υπόγεια στάθμη καλλιεργημένου με μηδική, οι υπολογισμοί με τη μέθοδο αυτή έδειξαν μηδέν εξατμισοδιαπνοή κατά τη διάρκεια του πρώτου 10ημέρου του Ιουλίου, ενώ μέτρηση της εξατμισοδιαπνοής με ένα λυσίμετρο εγκατεστημένο στο ίδιο χωράφι, έδωσε 65 mm για την ίδια περίοδο. Αυτή βέβαια είναι μια



ακραία περίπτωση που είναι όμως ενδεικτική του μεγέθους του σφάλματος που μπορεί να παρεισφρύσει.

Είναι επίσης γνωστό ότι οι καλλιέργειες χρησιμοποιούν το νερό κατά τη διάρκεια της αδρεύσεως ή βροχής, όπως επίσης και κατά τη διάρκεια της ανακατανομής του στο έδαφος. Το νερό αυτό δεν μπορεί να υπολογιστεί με την μέθοδο αυτή και για το λόγο αυτό οι δειγματοληψίες πρέπει να αρχίζουν 3- 4 ημέρες μετά την άρδευση ή βροχή. Πρέπει ακόμη δείγματα να παίρνονται και κάτω από το ριζόστρωμα γιατί, μεταξύ δύο αρδεύσεων, νερό μπορεί να κινηθεί προς τη ζώνη κάτω από το ριζόστρωμα ή αντίστροφα, ανάλογα με την κατά περίπτωση υφιστάμενη υδραυλική κλίση. Τέλος, το πειραματικό κομμάτι πρέπει να διαμορφώνεται κατάλληλα και η εφαρμογή του νερού να γίνεται με τρόπο που να μην παρατηρείται επιφανειακή απορροή και βαθιά διήθηση.

Συμπερασματικά μπορεί να λεχθεί ότι για την εγκατάσταση πειραματικών που προορίζονται για εκτίμηση της ET με τη μέθοδο αυτή πρέπει να διαλέγονται θέσεις με υπόγεια στάθμη πολύ κάτω από το ριζόστρωμα, να μην παρατηρείται επιφανειακή απορροή και βαθιά διήθηση και οι δειγματοληψίες να αρχίζουν 3-4 ημέρες μετά από άρδευση ή βροχή και να εκτείνονται σε κάποιο βάθος κάτω από το ριζόστρωμα.

Έστω για παράδειγμα ότι στο χωράφι που αναφέρθηκε στην προηγούμενη μέθοδο εγκαταστάθηκε πειραματικός για την εκτίμηση της ET για μικρά χρονικά διαστήματα. Δειγματοληψίες εδάφους έγιναν ανά 30 cm μέχρι βάθους 1,5 m ( δηλαδή 50 cm περίπου κάτω από το ριζόστρωμα του αραβόσιτου ) 4 ημέρες μετά από άρδευση στις αρχές Ιουλίου και, στη συνέχεια, 5 ημέρες αργότερα. Η υγρασία που προσδιορίστηκε και το φαινόμενο ειδικό βάρος κάθε στρώσης είναι :

<b>ZΩNH, cm</b>	<b>ASW</b>	<b>SM<sub>1</sub>, % DW</b>	<b>SM<sub>2</sub>, % DW</b>
0 – 30	1,35	18	15
30 –60	1,40	16	14
60 – 90	1,30	19	17
90 –100	1,50	12	11
120 – 150	1,50	10	10

Η εξατμισοδιαπνοή κατά το 5ημερο αυτό του Ιουλίου, σύμφωνα με τη σχέση (4.4), θα είναι

$$\begin{aligned} ET_5 &= (18-15) \times 1,35 \times 300/100 \\ &+ (16-14) \times 1,40 \times 300/100 \\ &+ (19-17) \times 1,30 \times 300/100 \\ &+ (12-11) \times 1,50 \times 300/100 \\ &+ (10-10) \times 1,50 \times 300/100 \\ &= 32,8 \text{ mm/ 5ημερο} \end{aligned}$$

Η μέση ημερήσια εξατμισοδιαπνοή κατά το 5ημερο είναι

$$ET_{\eta\mu.} = 32,8/5 = 6,5 \text{ mm/ημέρα}$$

### 4.3 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΟΥ ΙΣΟΖΥΓΙΟΥ ΥΓΡΑΣΙΑΣ

Στη μέθοδο αυτή διαλέγεται μια αρκετά μεγάλη έκταση με την καλλιέργεια της οποίας πρόκειται να υπολογιστεί η εξατμισοδιαπνοή. Στη ζώνη του ριζοστρώματος, κατά την διάρκεια κάποιας χρονικής περιόδου, νερό μπορεί να μπει με άδρευση ή και βροχή και να την εγκαταλείψει με επιφανειακή απορροή, βαθιά διήθηση και εξατμισοδιαπνοή. Μπορεί επίσης να παρατηρηθεί μεταβολή της περιεχόμενης υγρασίας ανάμεσα στην αρχή και το τέλος της περιόδου, θετική ή αρνητική. Κάτω από τέτοιες συνθήκες το ισοζύγιο υγρασίας της ζώνης του ριζοστρώματος μπορεί να εκφραστεί με τη σχέση

$$ET = I_r + P - SRO - D \pm \Delta SM$$

( 4.5)

όπου ET είναι η εξατμισοδιαπνοή,  $I_r$  είναι το νερό της αρδεύσεως, P είναι η βροχή, SRO είναι η επιφανειακή απορροή, D είναι η βαθιά διήθηση και  $\Delta SM$  είναι η μεταβολή της εδαφικής υγρασίας. Είναι φανερό ότι η εξατμισοδιαπνοή κατά τη διάρκεια μιας χρονικής περιόδου θα μπορούσε να υπολογιστεί αν οι παράγοντες στο δεξιό μέρος της σχέσης ( 4.5 ) μπορούσε να μετρηθούν. Αν η διαμόρφωση του χωραφιού και η εφαρμογή του νερού γίνεται με τρόπο που μηδενίζει την επιφανειακή απορροή και τη βαθιά διήθηση, η μέθοδος δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα.

#### 4.4 ΜΕΘΟΔΟΣ ΤΟΥ ΛΥΣΙΜΕΤΡΟΥ

Η μέθοδος αυτή κάνει χρήση μιας εγκαταστάσεως που λέγεται **λυσίμετρο** με την οποία μπορεί με ακρίβεια να διαπιστωθούν και υπολογιστούν όλοι οι όροι της σχέσεως ( 4.5 ) . Το κύριο σώμα του λυσίμετρου είναι ένα μεγάλο όργανο, κατά προτίμηση κυλινδρικό, δοχείο από μέταλλο ή ενισχυμένο πλαστικό που τοποθετείται μέσα στο έδαφος έτσι που το ελεύθερο άκρο του να ταυτίζεται με την επιφανειά του. Το δοχείο είναι γεμάτο με χώμα και καλλιεργείται με τα φυτά των οποίων πρόκειται να υπολογιστεί η εξατμισοδιαπνοή. Το βάθος του δοχείου πρέπει να είναι αρκετό ώστε να μπορεί να αναπτυχθεί ανεμπόδιστα το ριζικό σύστημα της καλλιέργειας και να έχει αρκετή επιφάνεια όχι μικρότερη από 4 m<sup>2</sup> . Σε μια τέτοια διάταξη είναι εύκολο να μηδενιστούν η επιφανειακή απορροή και η βαθειά διήθηση έτσι που η εξατμισοδιαπνοή να μπορεί να υπολογιστεί σαν διαφορά ανάμεσα στο νερό που δέχεται το λυσίμετρο και την μεταβολή της υγρασίας του εδάφους που περιέχει.

Για να είναι αντιπροσωπευτικές και ακριβείς οι μετρήσεις της εξατμισοδιαπνοής πρέπει να εξασφαλίζονται ορισμένες προϋποθέσεις. Είναι βασικό και απαραίτητο το λυσίμετρο να τοποθετείται στο κέντρο ενός εκτεταμένου χωραφιού που, λυσίμετρο και χωράφι, πρέπει να έχουν την ίδια καλλιέργεια και να ποτίζονται, λιπαίνονται και γενικά να καλλιεργούνται με το ίδιο ακριβώς τρόπο. Οι θερμικές ιδιότητες του δοχείου πρέπει να είναι παραπλήσιες με αυτές του εδάφους. Διάφορα εμπόδια, φυτοφράκτες, κάθε είδους κατασκευές, δρόμοι και γενικά επιφάνειες γυμνές που δεν εξατμίζουν νερό δεν επιτρέπεται να υπάρχουν στο χωράφι που περιβάλλει το λυσίμετρο. Τέτοιου είδους εμπόδια αλλοιώνουν σημαντικά το μικροκλίμα με αποτέλεσμα μη αντιπροσωπευτικές παρατηρήσεις.

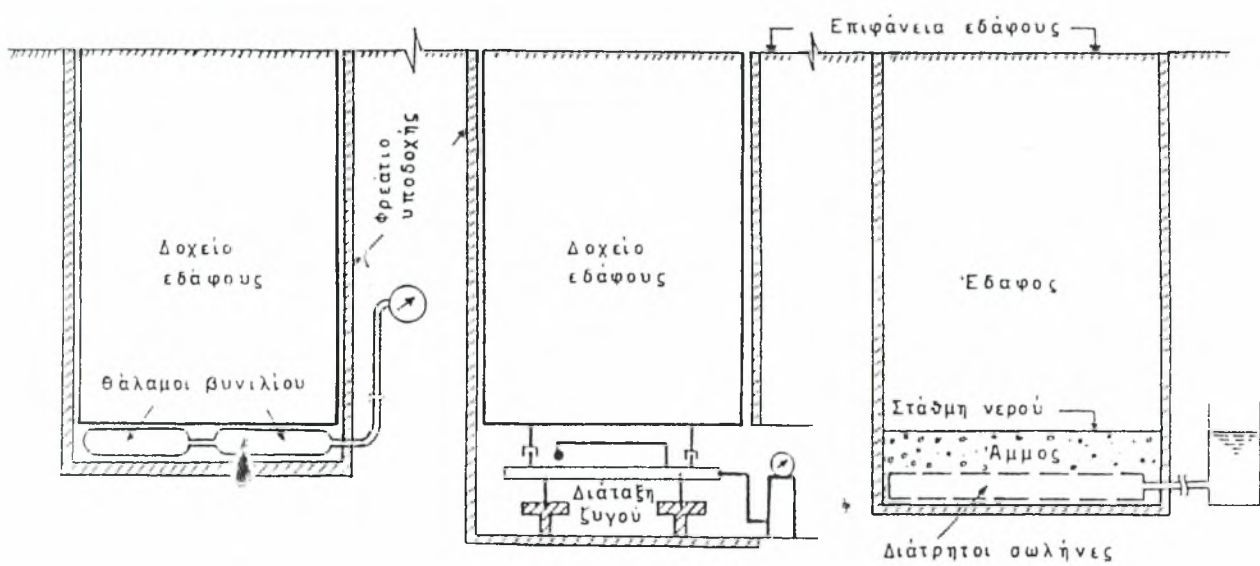
Η μέτρηση του νερού που μπαίνει στο δοχείο του λυσιμέτρου με άδρευση ή βροχή και του νερού που φεύγει με την εξατμισοδιαπνοή μπορεί να γίνει με διάφορους τρόπους. Ανάλογα με αυτούς, τα λυσίμετρα διακρίνονται σε τρεις τύπους. Στον ένα τύπο το δοχείο τοποθετείται μέσα σε ένα φρεάτιο υποδοχής που είναι κατασκευασμένο από οπλισμένο

σκυρόδερμα. Στον πυθμένα του φρεατίου τοποθετούνται εύκαμπτοι ασκοί, που είναι συνήθως σωλήνες από βυνίλιο μεγάλης αντοχής και διαμέτρου, γεμάτοι με νερό. Το δοχείο κάθεται πάνω στους ασκούς και ασκεί πίεση ανάλογη προς το βάρος του. Η πίεση αυτή, με κατάλληλη διάταξη, καταγράφεται και μετατρέπεται σε ένδειξη βάρους. Οι μεταβολές του βάρους που καταγράφονται μεταξύ των διαδοχικών αναγνώσεων αντιστοιχούν στην εξατμισοδιαπνοή. Ο τύπος αυτός αναφέρεται σαν **υδραυλικό** λυσίμετρο.

Ενός άλλος τύπος έχει την ίδια διάταξη με το υδραυλικό λυσίμετρο μόνο που εδώ το δοχείο τοποθετείται πάνω σε ένα ζυγιστικό μηχανισμό (γεφυροπλάστιγγα ακριβείας ή ζυγιστικά κύτταρα ), ο οποίος δίνει απευθείας τις μεταβολές του βάρους από τις οποίες υπολογίζεται η εξατμισοδιαπνοή. Ο τύπος αυτός λέγεται **ζυγιστικό** λυσίμετρο.

Ο τρίτος τύπος διαφέρει ουσιαστικά από τους δύο προηγούμενους κατά αυτόν, στο έδαφος κατασκευάζεται μια δεξαμενή από σκυρόδερμα που στη συνέχεια γεμίζεται με χώμα. Στον πυθμένα της δεξαμενής τοποθετούνται διατρητοί σωλήνες μέσα σε μια στρώση από χονδρόκοκκο υλικό πάχους 30 cm περίπου. Οι διατρητοί σωλήνες συνδέονται, με κατάλληλη διάταξη, με ένα ογκομετρικό δοχείο νερού έτσι που η στάθμη του νερού στη δεξαμενή να διατηρείται σταθερή και να ταυτίζεται με το πάνω όριο της στρώσης του χονδρόκοκκου υλικού. Το πάνω από τη στρώση αυτή κανονικό έδαφος εφοδιάζεται με υγρασία με τριχοειδή ανύψωση. Το νερό που καταναλώνεται από τα φυτά που καλλιεργούνται μέσα στη δεξαμενή αναπληρώνεται από το ογκομετρικό δοχείο, που κρατάει σταθερή τη στάθμη του νερού μέσα στη δεξαμενή. Έτσι, η εξατμισοδιαπνοή κατά τη διάρκεια μιας χρονικής περιόδου υπολογίζεται από τη μεταβολή του όγκου του νερού στο δοχείο. Η διάταξη αυτή είναι γνωστή σαν **ισοσταθμιστικό** λυσίμετρο. Διατάξεις των τριών αυτών τύπων λυσιμέτρων φαίνονται στο σχήμα 4.1.

Αν η σχεδίαση και η κατάσταση γίνει με σωστό τρόπο, το λυσίμετρο δίνει ακριβείς υπολογισμούς της εξατμισοδιαπνοής. Ειδικότερα οι δύο πρώτοι τύποι που αναφέρθηκαν υπολογίζουν με απόλυτη σχεδόν ακρίβεια την εξατμισοδιαπνοή και χρησιμοποιούνται σαν μέσα ελέγχου της ακρίβειας των υπολογισμών που δίνουν οι έμμεσες μέθοδοι που αναφέρθηκαν στα προηγούμενα κεφάλαια.



1. Υδραυλικό

2. Ζυγιστικό

3. Ισοσταθμιστικό

**ΣΧΗΜΑ 4.1**

Διατάξεις των τριών βασικών τύπων λησιμετρών

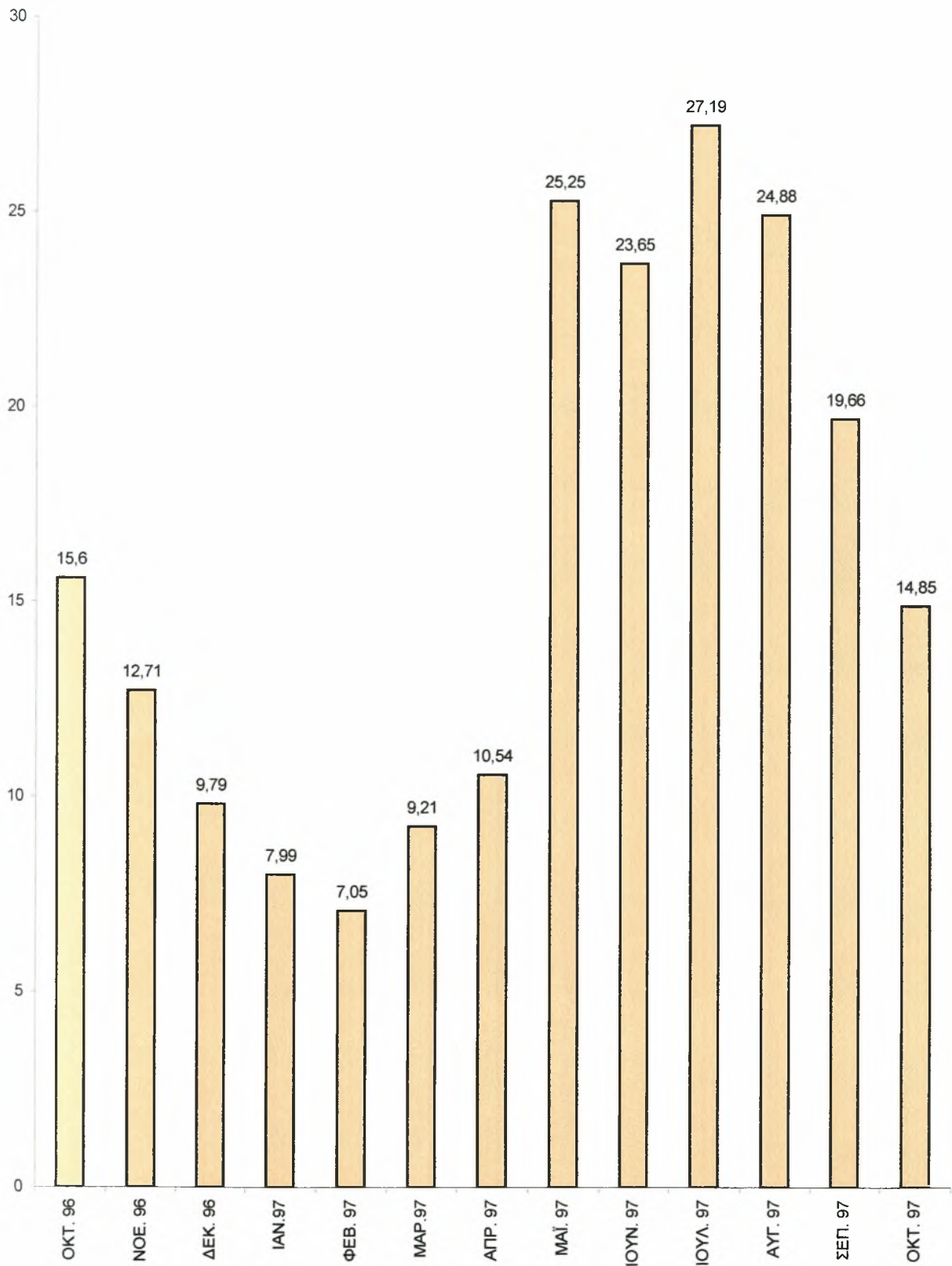
## ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5<sup>ο</sup>

### 5.1 ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΩΝ ΓΡΑΦΙΚΩΝ ΠΑΡΑΣΤΑΣΕΩΝ ΚΑΙ ΙΣΤΟΓΡΑΜΜΑΤΩΝ ΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΔΟΔΙΑΠΝΟΗΣ ΜΕ ΤΗ ΒΟΗΘΕΙΑ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΟΣ ΜΕ ΧΡΗΣΗ Η/Υ

Στο κεφάλαιο αυτό παρουσιάζονται οι τιμές της μέσης θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας καθώς και των συνολικών τιμών της βροχόπτωσης και ηλιοφάνειας για κάθε μήνα υπό τη μορφή ιστογραμμάτων ( 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 ).

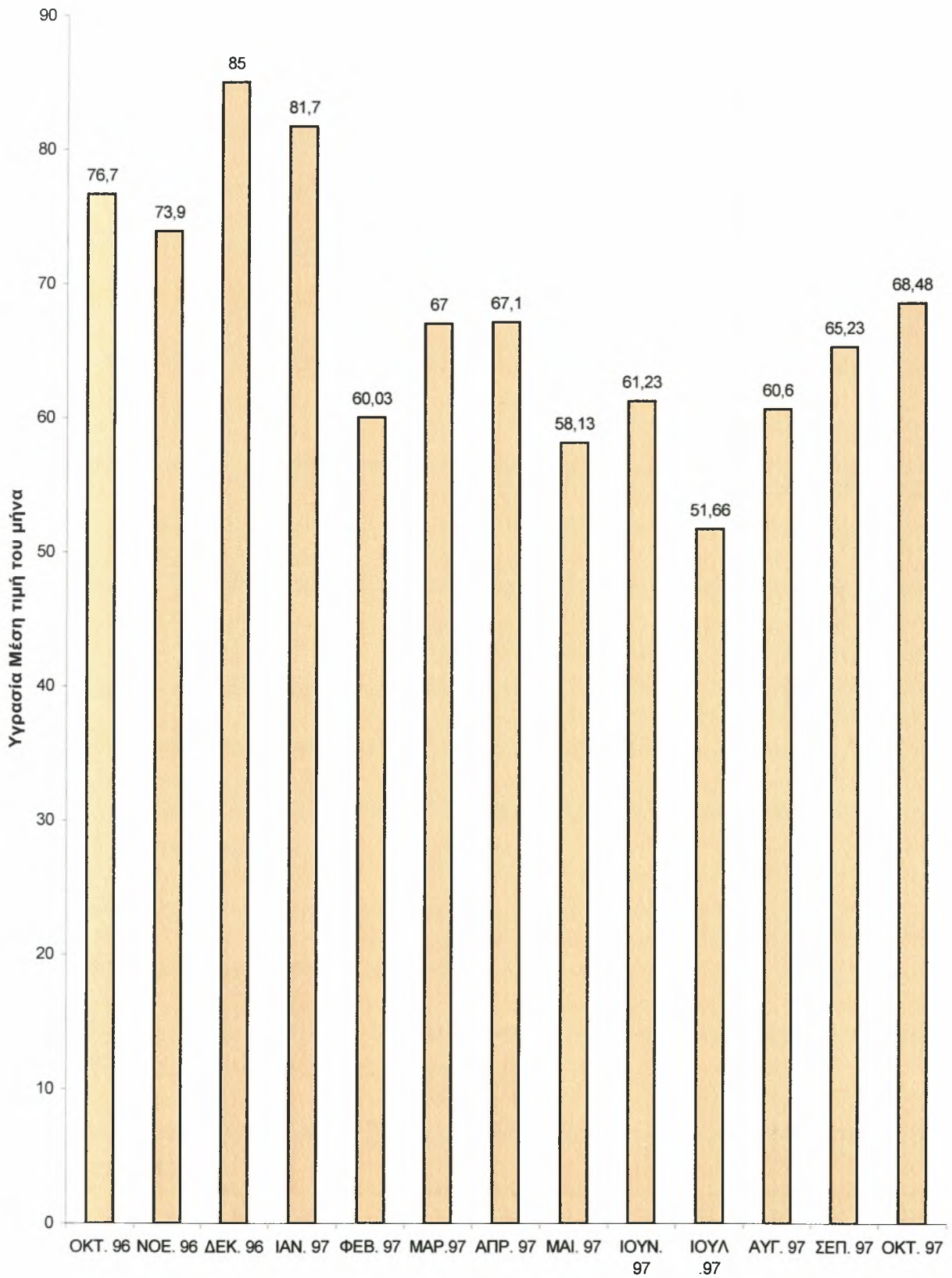
Οι τιμές αυτές ελήφθησαν σε καθημερινή βάση από το μετεωρολογικό γραφείο της 111 Π.Μ της Νέας Αγχιάλου. Λόγω του πλήθους των τιμών στα ιστογράμματα δόθηκαν οι μέσες ή οι συνολικές τιμές για κάθε μήνα. Η εξατμισοδιαπνοή υπολογίζεται για κάθε μέρα με τη χρήση προγράμματος Η/Υ με τις μεθόδους Penman και FAO Penman. Για κάθε μήνα ξεχωριστά δίδεται υπό μορφή σχημάτων (σχήματα 5.6 .....5.17 ) η διακύμανση της βασικής εξατμισοδιαπνοής και για τις δύο μεθόδους καθώς και η διακύμανση της βασικής εξατμισοδιαπνοής (  $ET_0$  ) για την μέση τιμή κάθε μήνα και στο σύνολο όλων των τιμών με την μέθοδο Penman και FAO Penman (Σχήμα 5.19). Οι τιμές αυτές προκύπτουν από τον πίνακα 5.18.

## Θερμοκρασία °C



Σχήμα 5.1 Ιστόγραμμα Μέσης Θερμοκρασίας

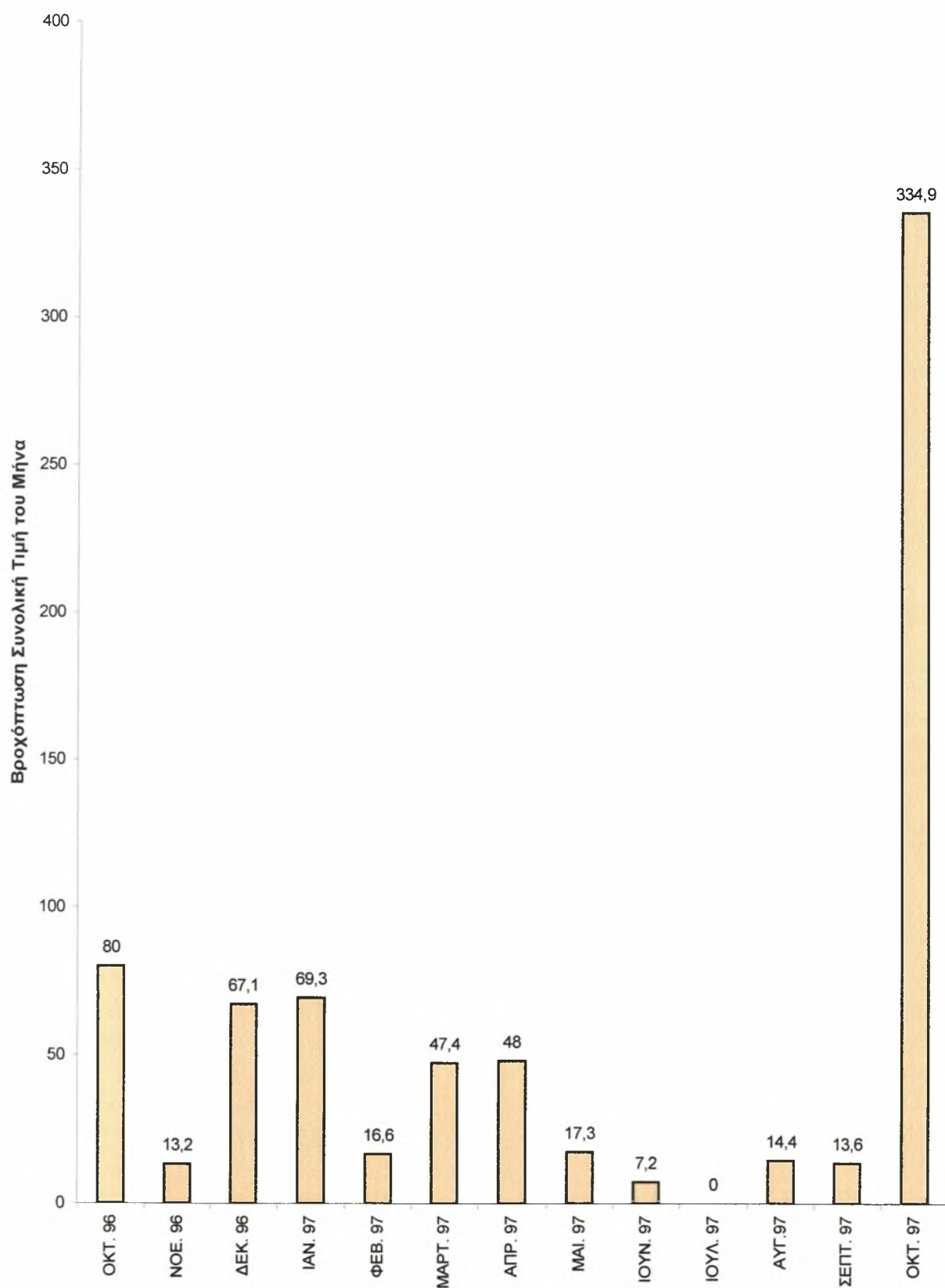
## Υγρασία Σχετική ( % )



Σχήμα 5.2 Ιστόγραμμα Μέσης Σχετικής Υγρασίας

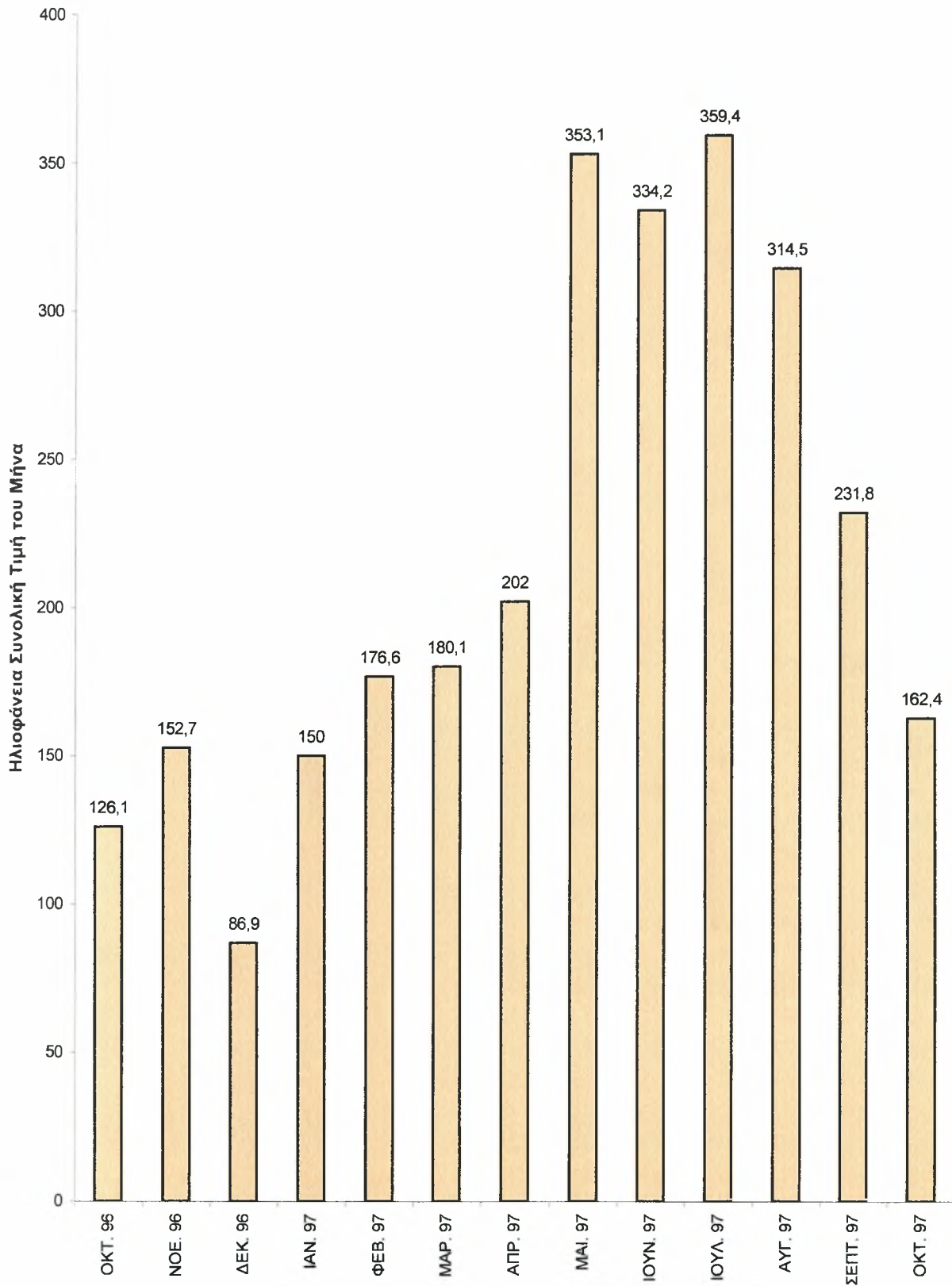


## Βροχόπτωση σε mm

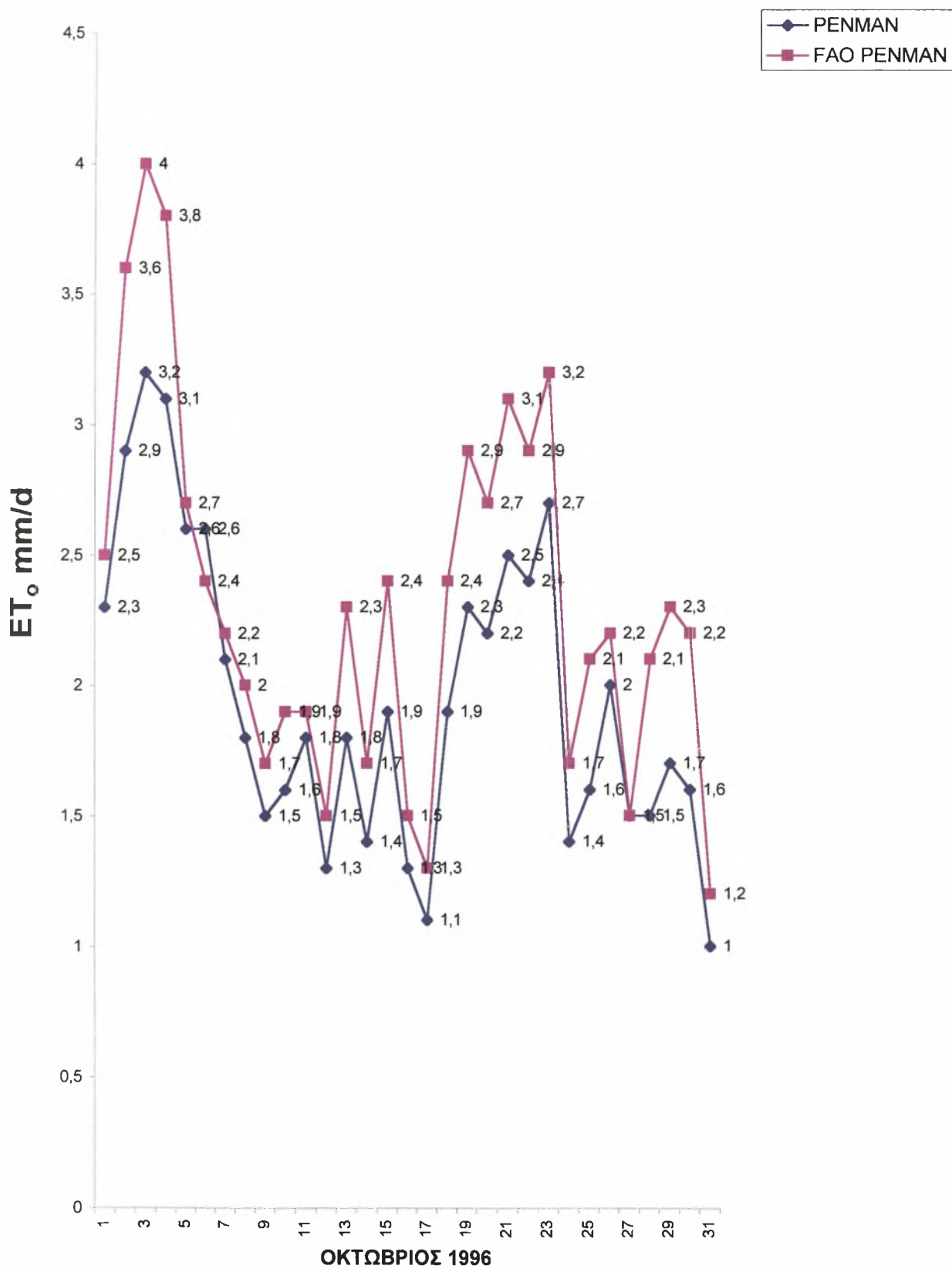


Σχήμα 5.3 Ιστόγραμμα Συνολικής κατά Μήνα Βροχόπτωσης

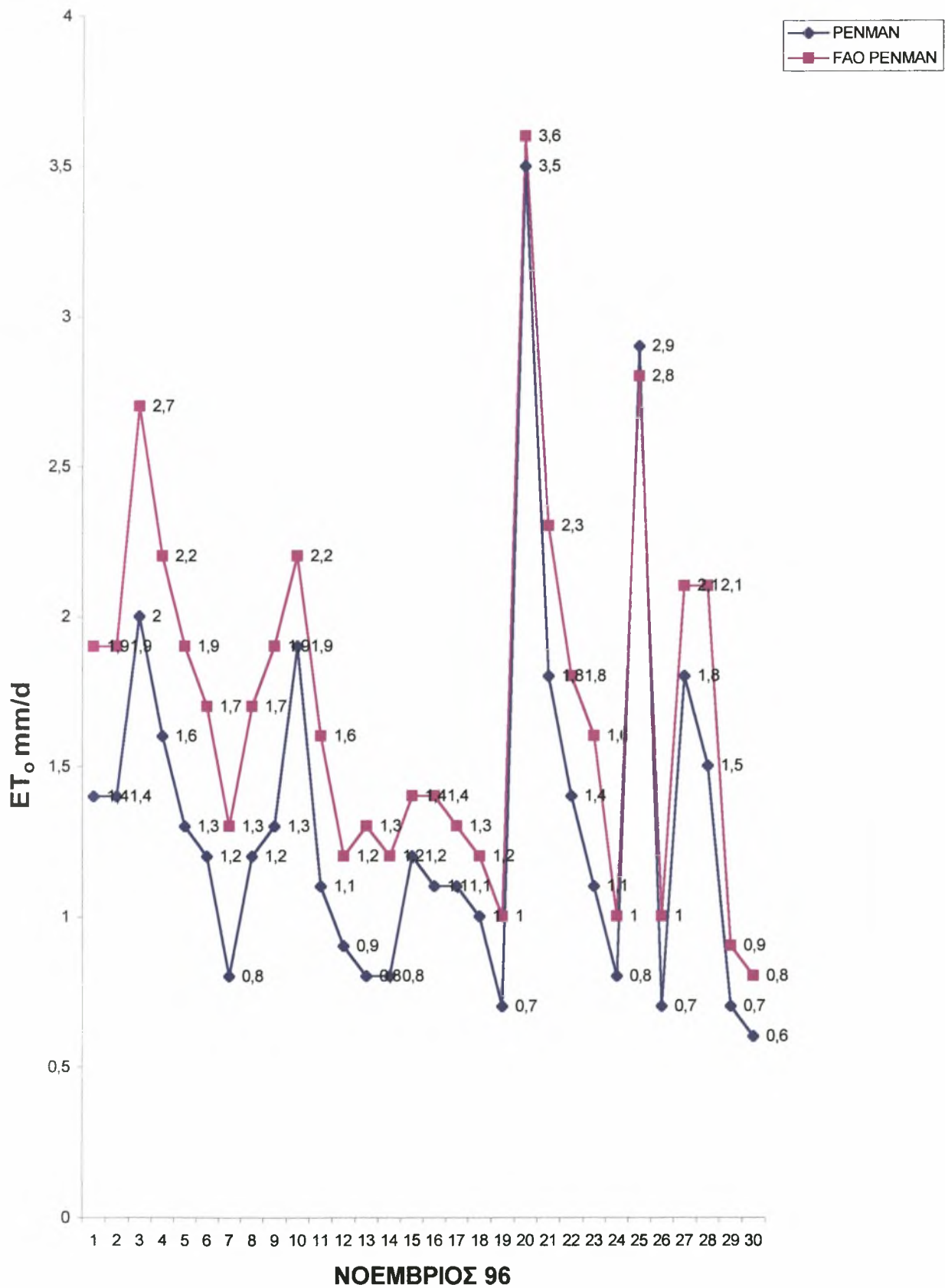
## Ηλιοφάνεια σε ώρες



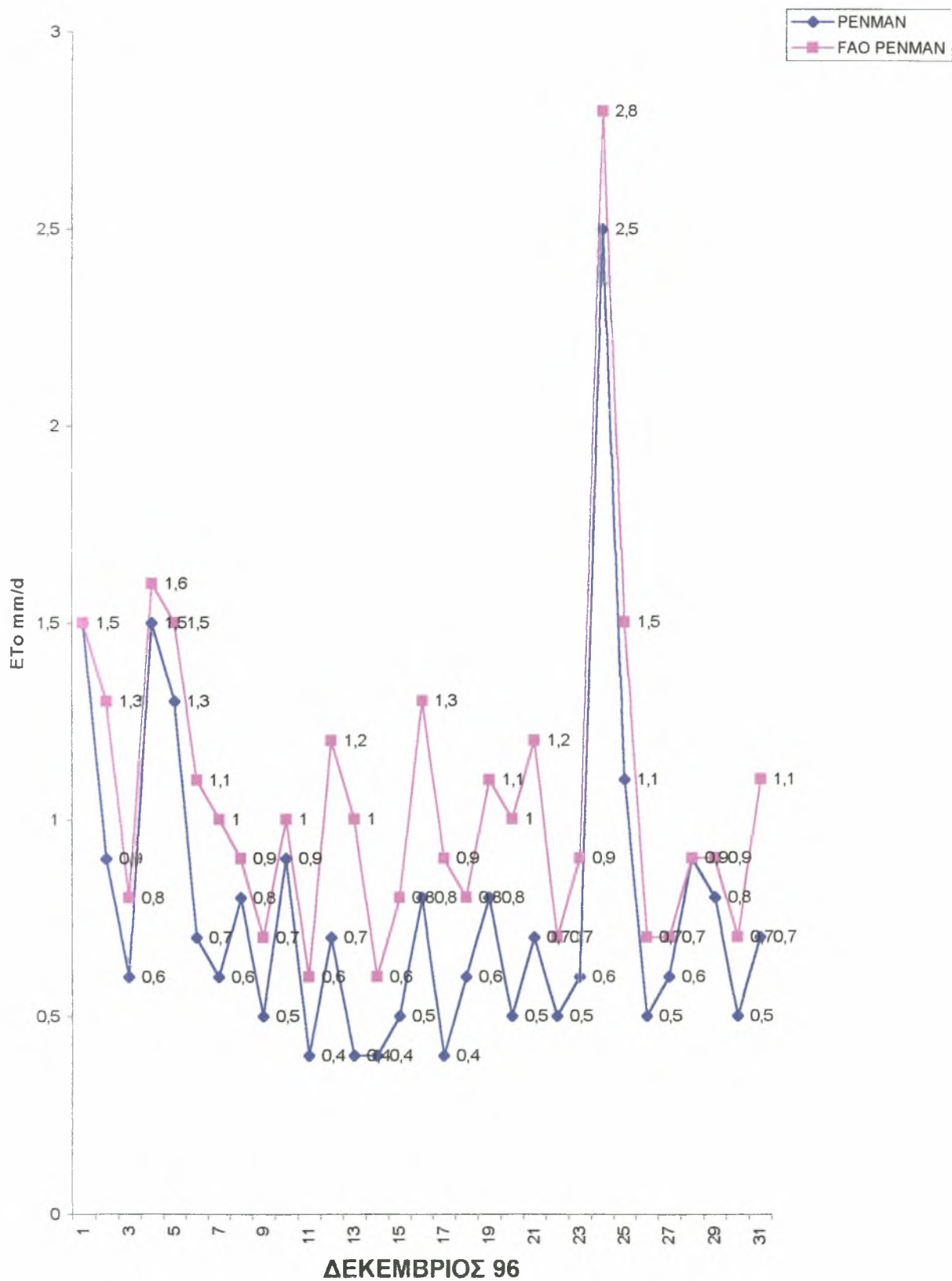
Σχήμα 5.4 Ιστογράμμα Συνολικής κατά Μήνα Ηλιοφάνειας



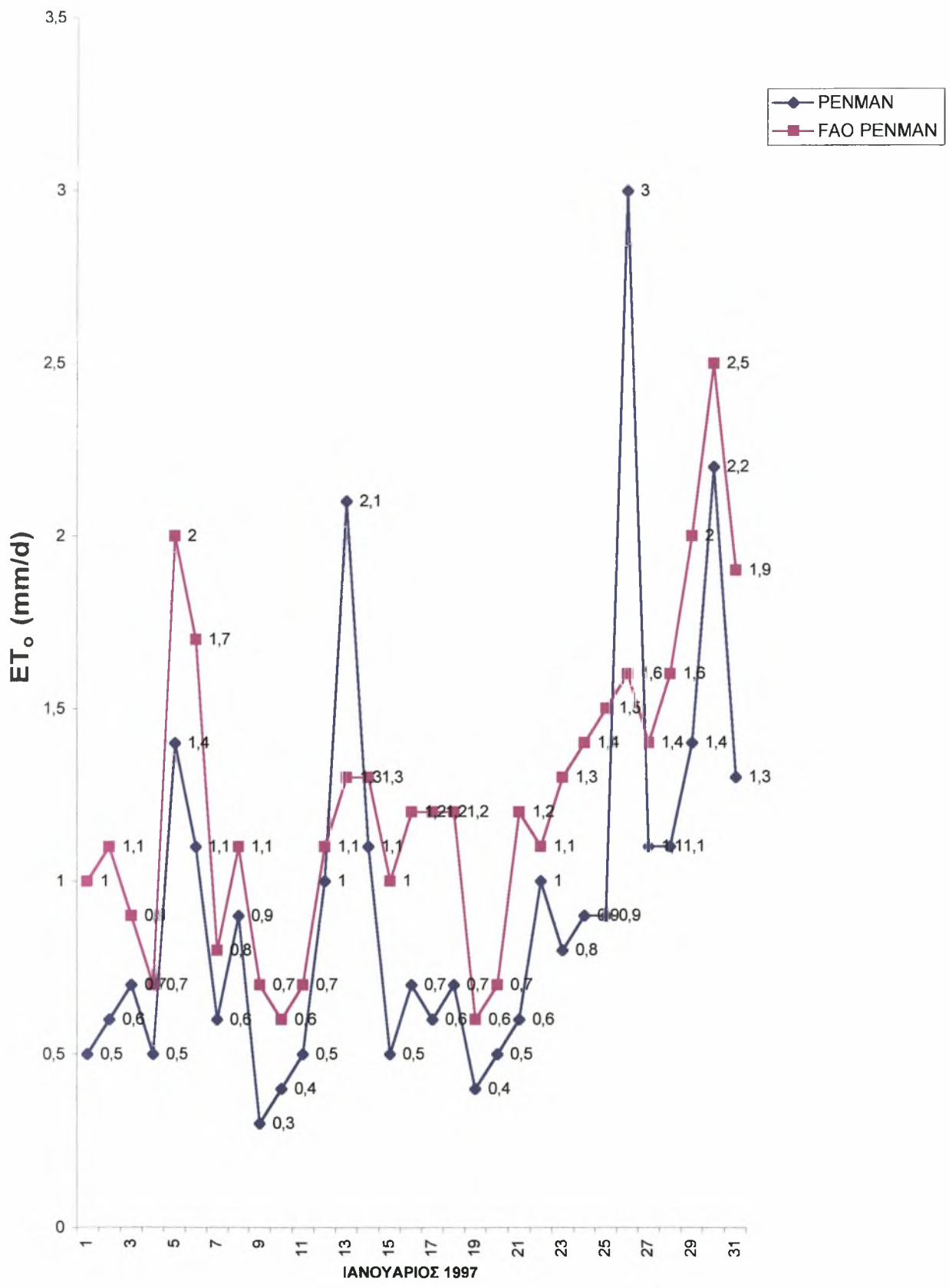
Σχήμα 5.5 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής ( ET<sub>0</sub>) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO - Penman )



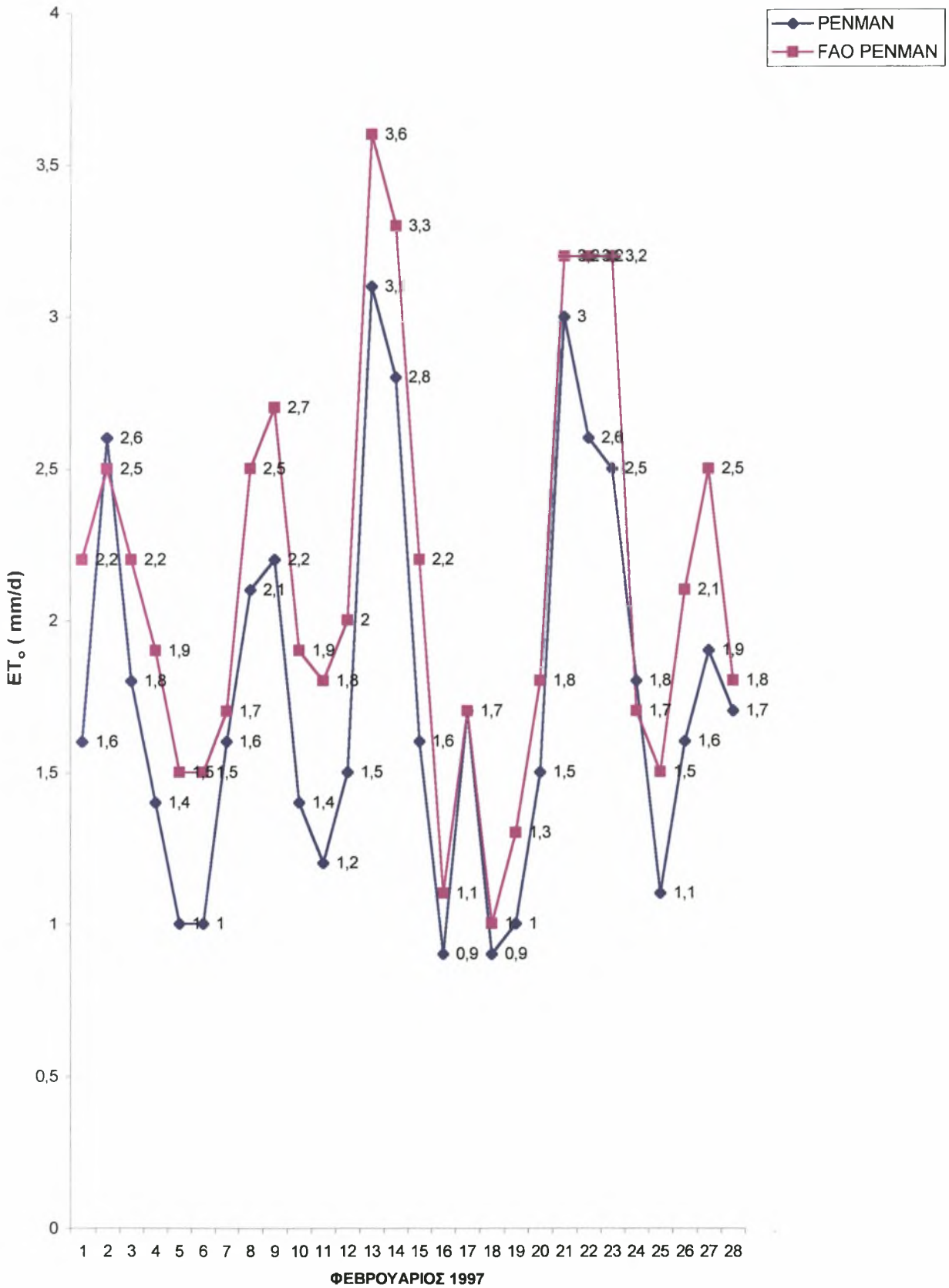
Σχήμα 5.6 Ημερήσιες τιμές της βασικής Εξατμισοδιαπνοής με την μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )



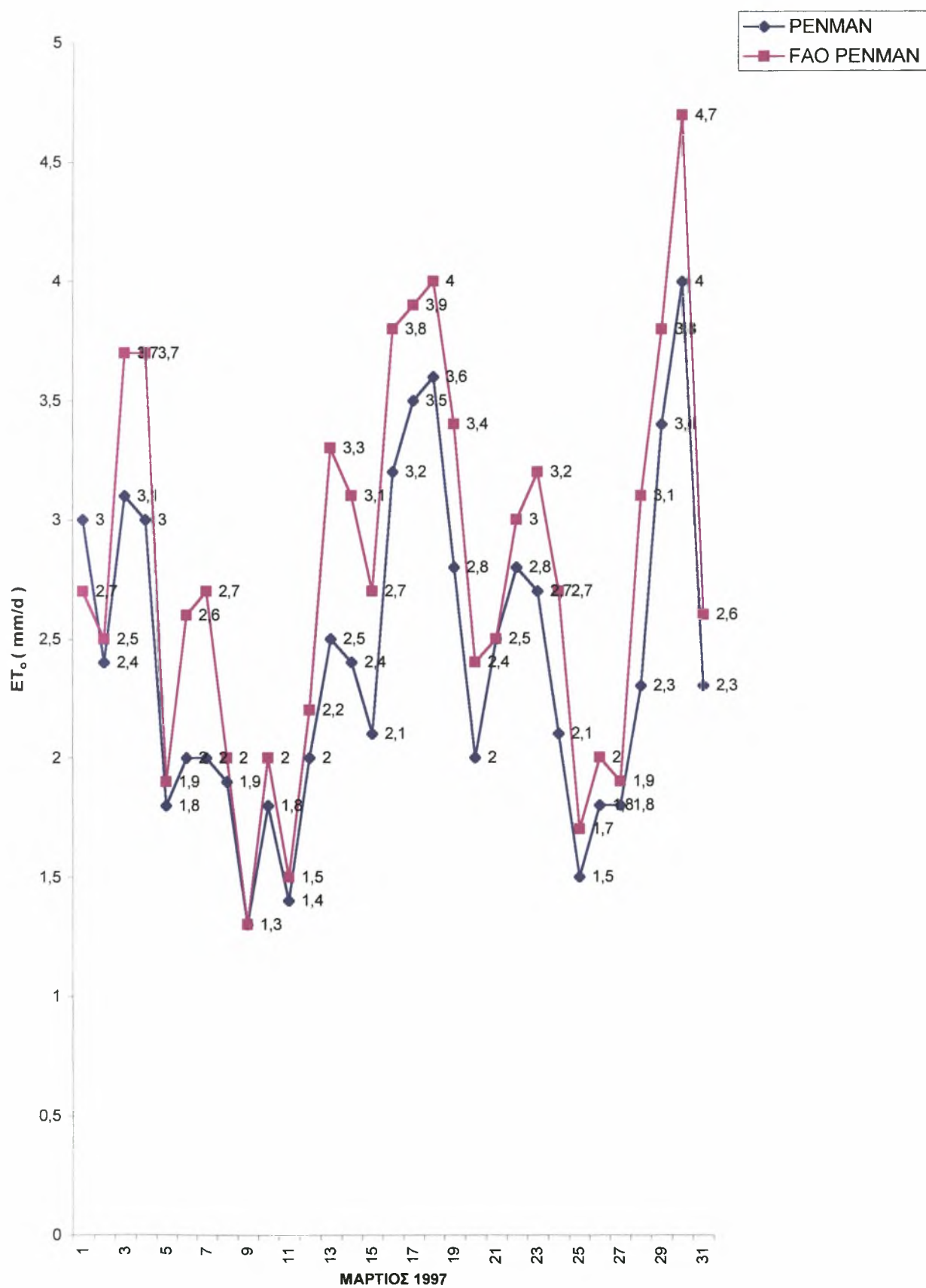
Σχήμα 5.7 Ημερήσιες τιμές της βασικής Εξατμισοδιαπνοής ( ET<sub>0</sub> ) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )



Σχήμα 5.8 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής (  $ET_0$  ) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )

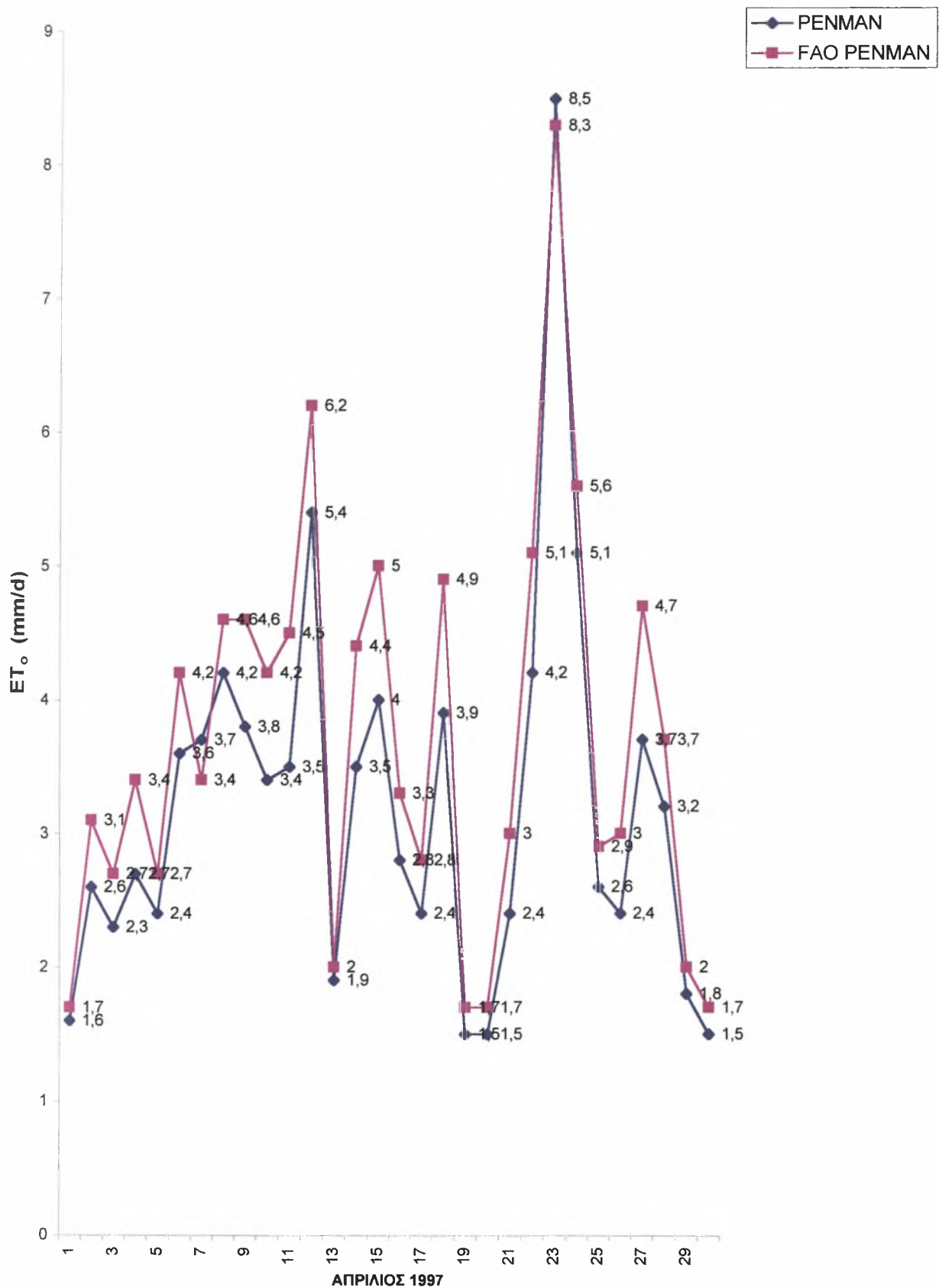


Σχήμα 5.9 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής ( ET<sub>0</sub> ) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )

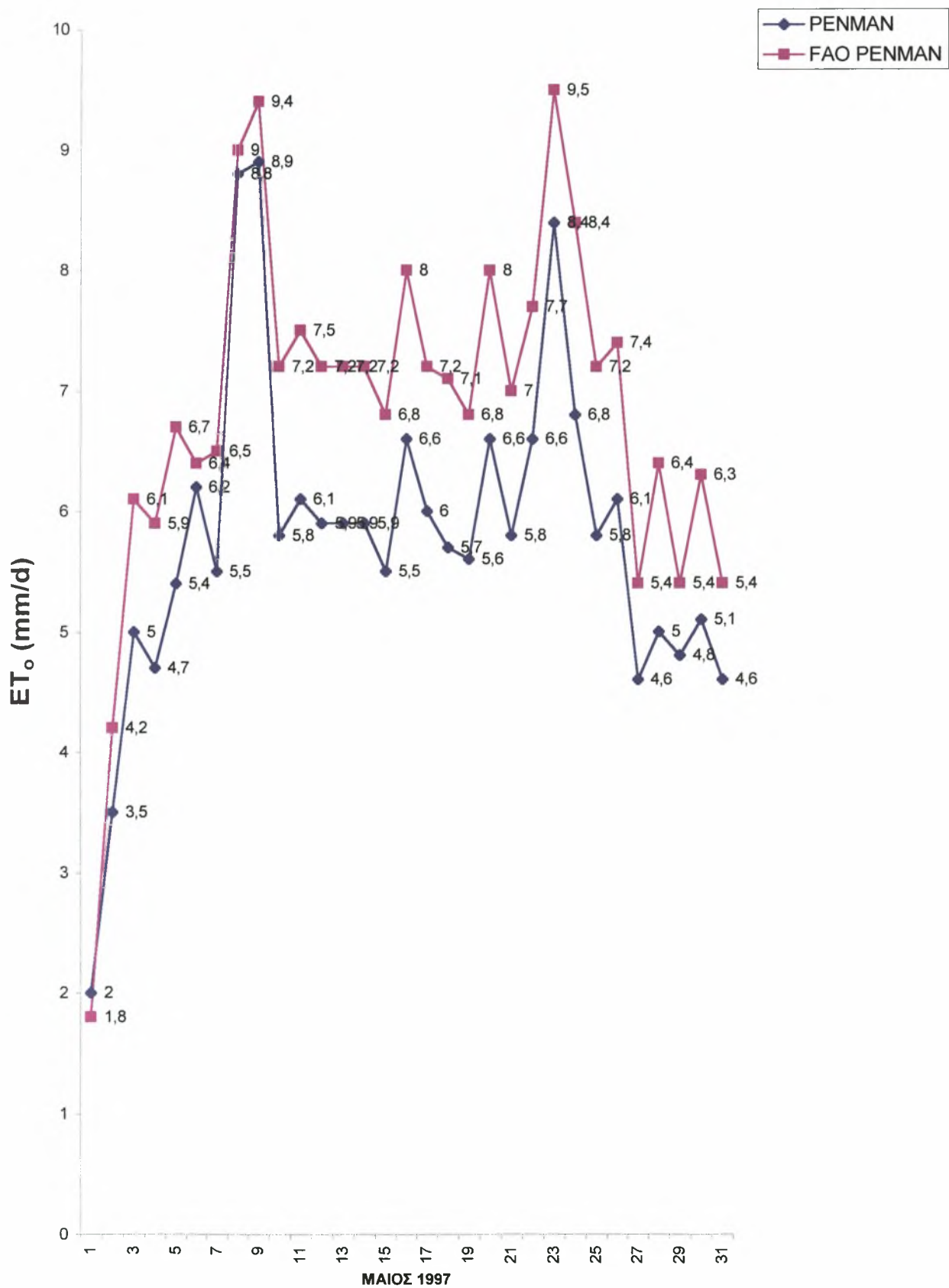


Σχήμα 5.10 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>0</sub>) με την μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )

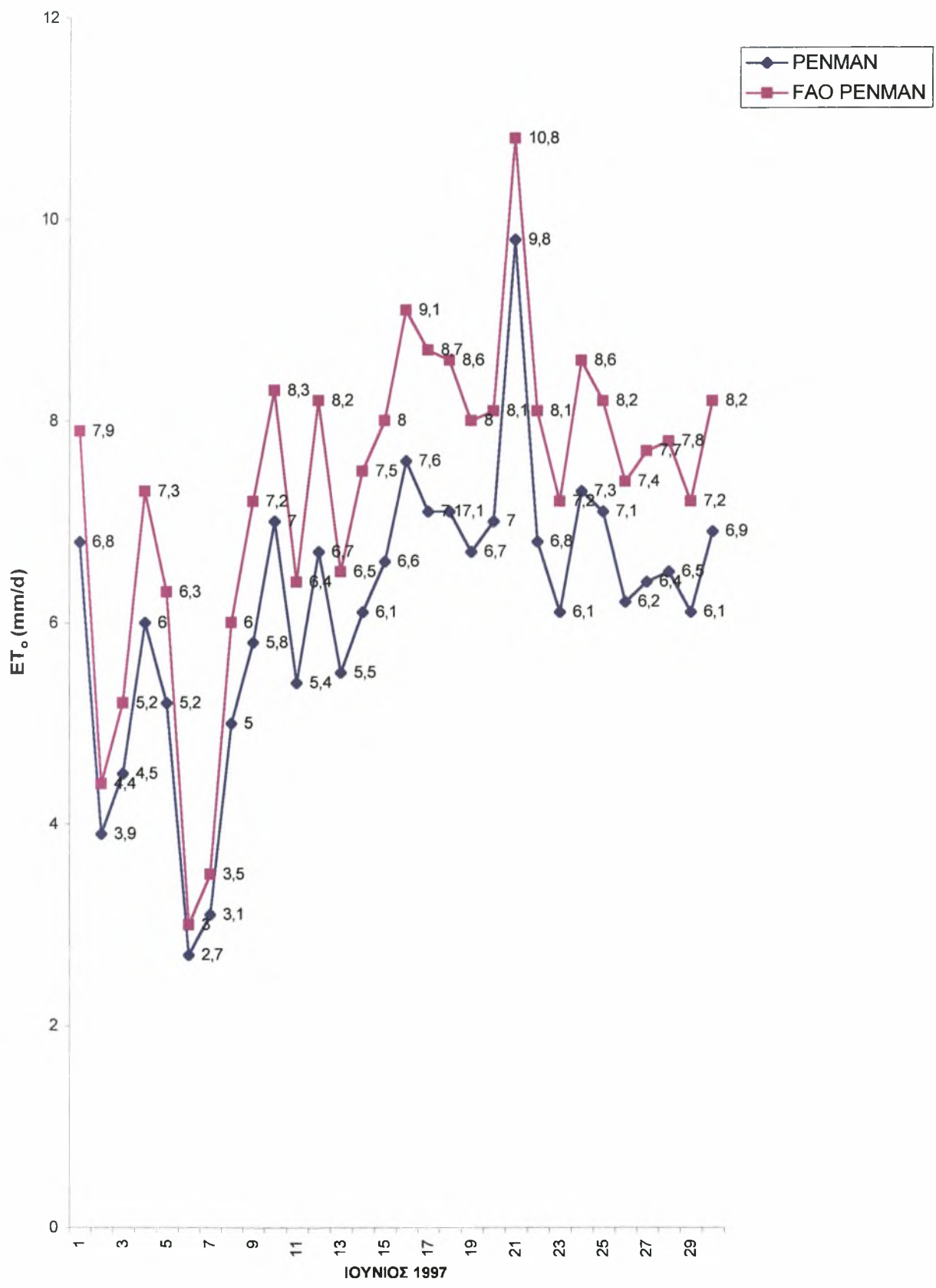




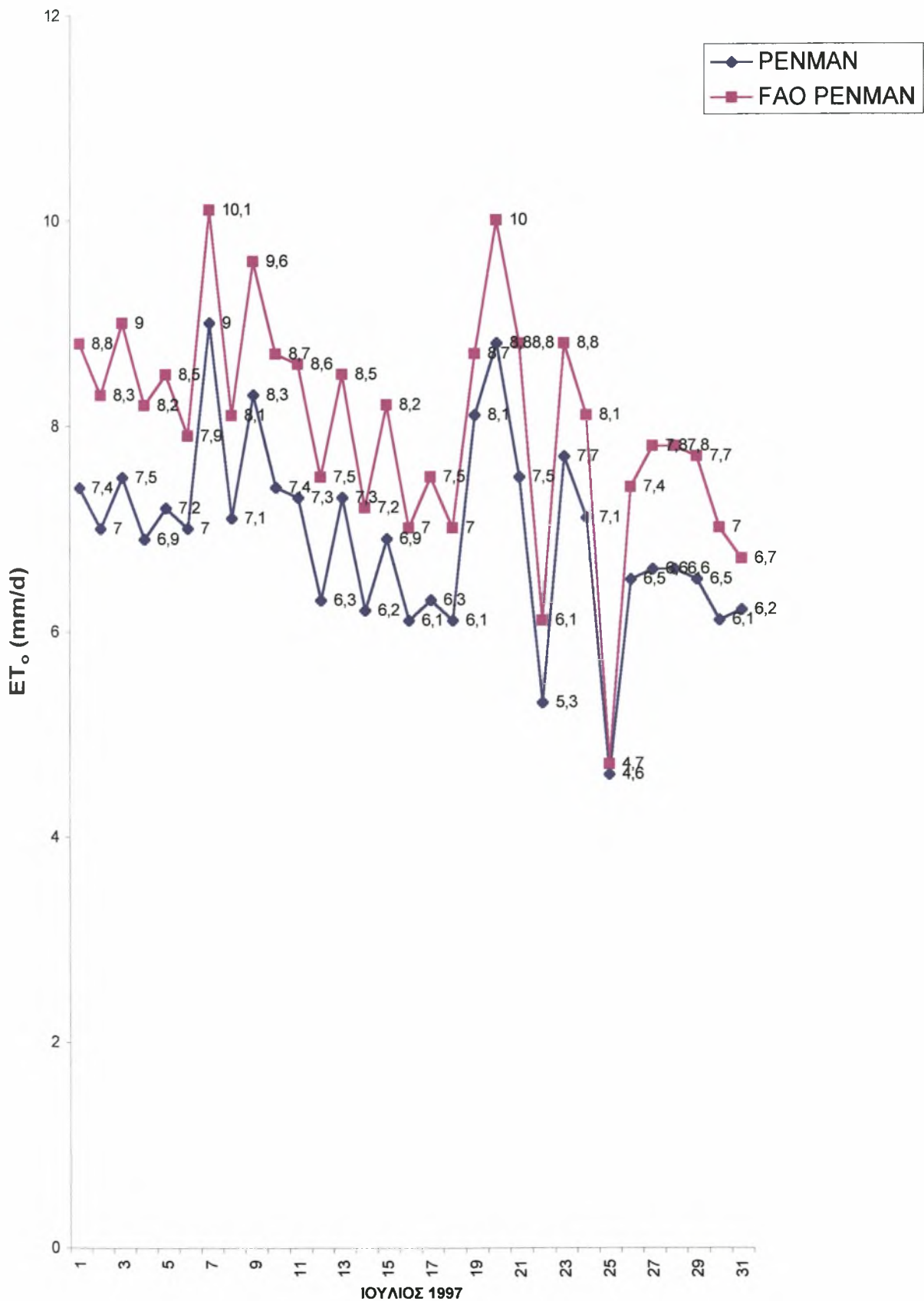
Σχήμα 5.11 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπολής (ET<sub>0</sub>) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )



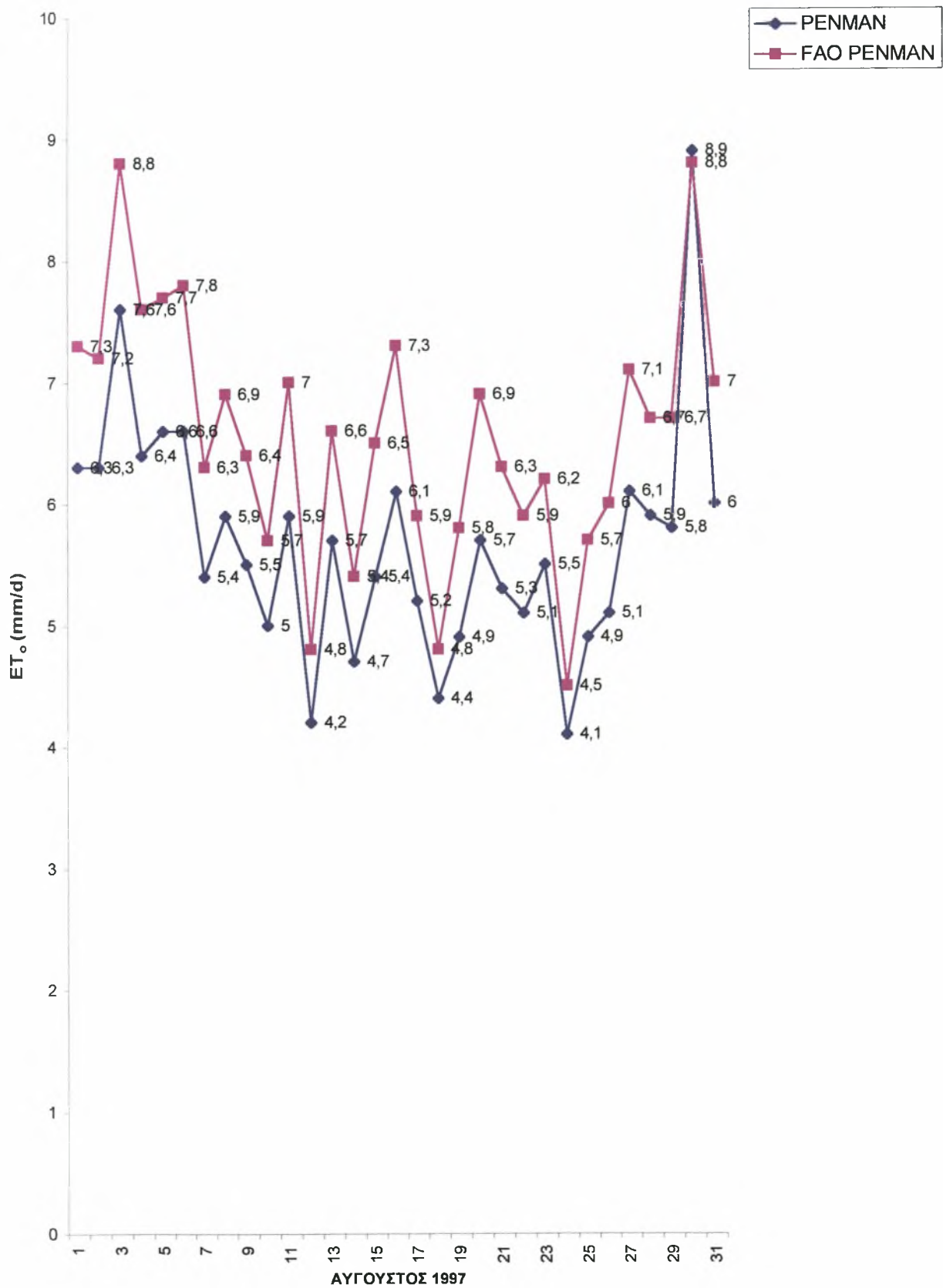
Σχήμα 5.12 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>0</sub>) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )



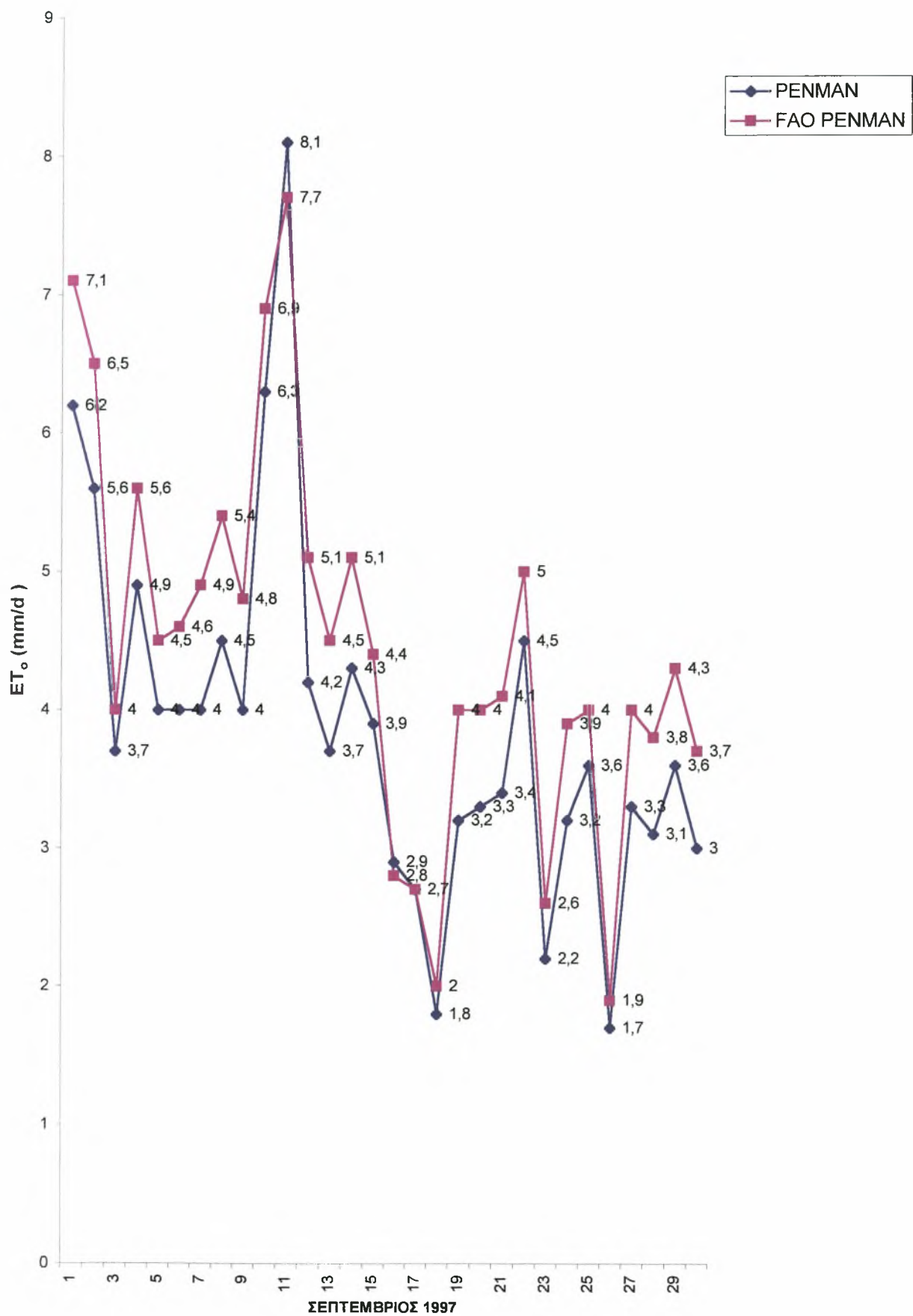
Σχήμα 5.13 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής( ET<sub>0</sub>) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )



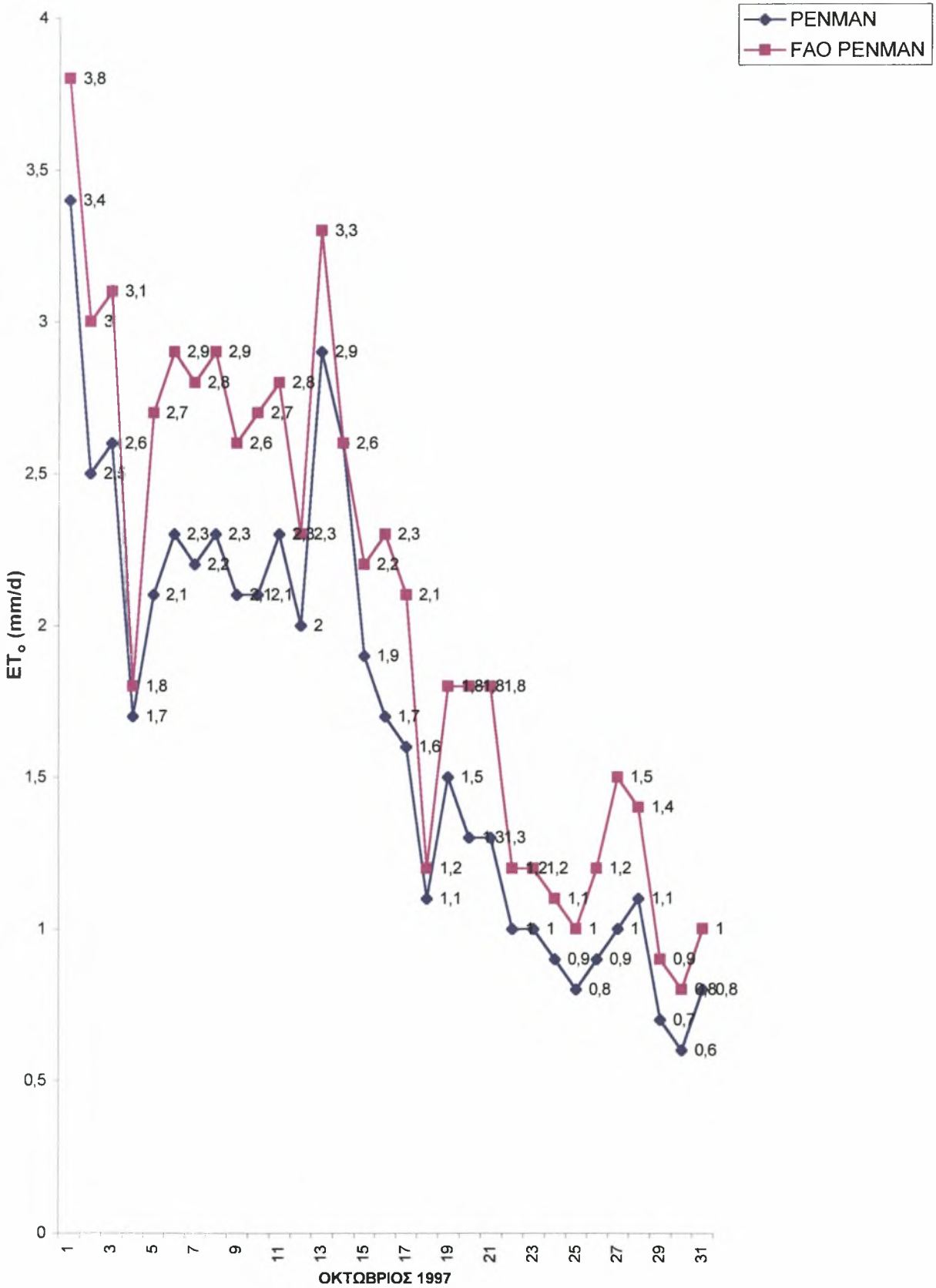
Σχήμα 5.14 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>0</sub>) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman )



Σχήμα 5.15 Ημερήσιες τιμές Βασικής Εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>0</sub>) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman ( FAO Penman ) 47.ο



Σχήμα 5.16 Ημερήσιες τιμές Βασικής Εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>0</sub>) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman (FAO Penman)

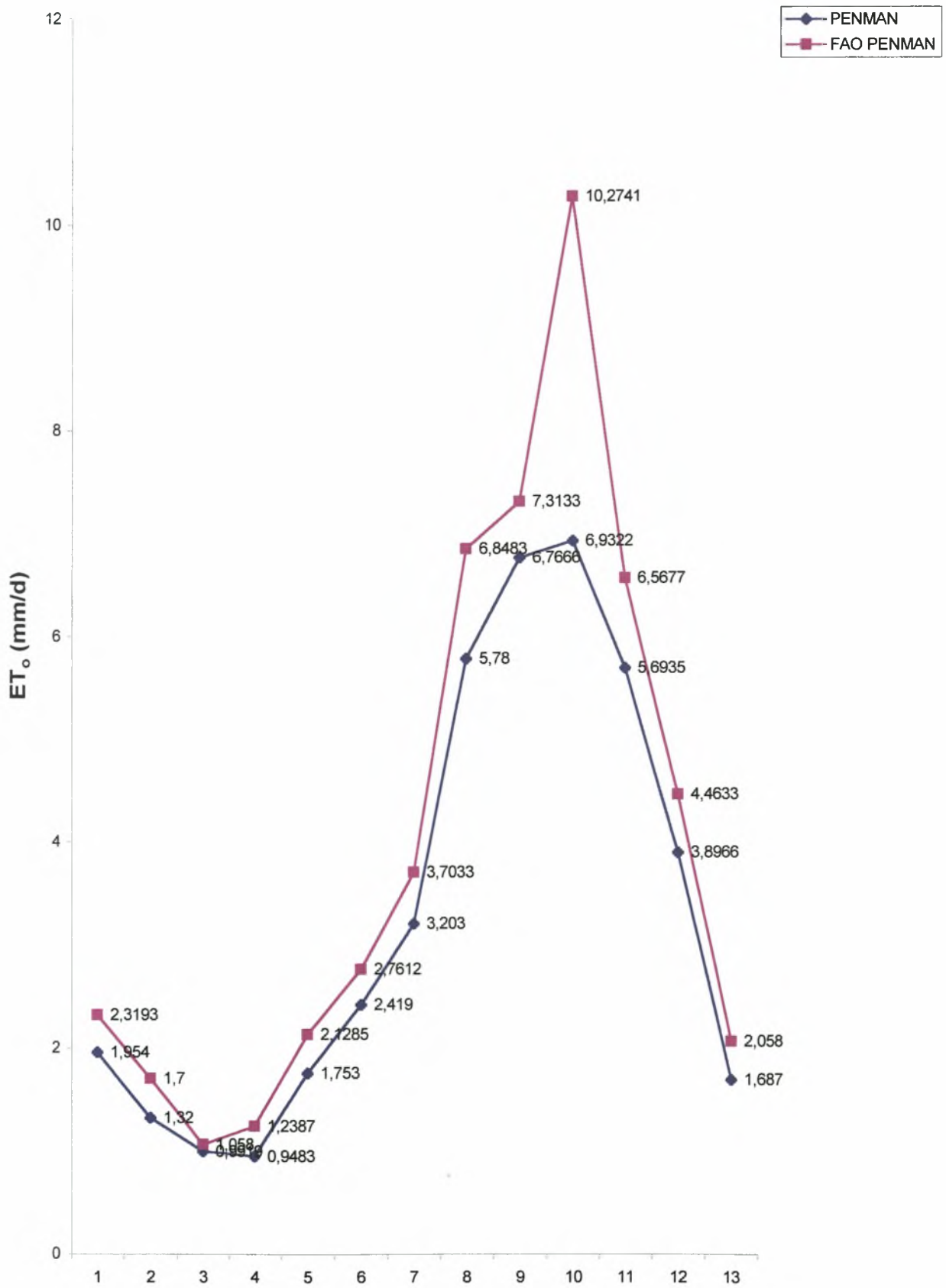


Σχήμα 5.17 Ημερήσιες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>0</sub>) με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman (FAO Penman)

**ΠΙΝΑΚΑΣ 5.18**Μέσες τιμές Βασικής Εξατμισοδιαπνοής ΕΤ<sub>0</sub> με τη μέθοδο Penman FAO Penman

<b>ΜΗΝΕΣ</b>	<b>ΡΕΝΜΑΝ</b>	<b>FAO ΡΕΝΜΑΝ</b>
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 96	1,954	2,3193
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ 96	1,3200	1,7
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 96	0,9919	1,0580
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ 97	0,9483	1,2387
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ 97	1,753	2,1285
ΜΑΡΤΙΟΣ 97	2,419	2,7612
ΑΠΡΙΛΙΟΣ 97	3,203	3,7033
ΜΑΙΟΣ 97	5,780	6,8483
ΙΟΥΝΙΟΣ 97	6,7666	7,3133
ΙΟΥΛΙΟΣ 97	6,9322	10,2741
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ 97	5,6935	6,5677
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ 97	3,8966	4,4633
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ 97	1,6870	2,0580





Σχήμα 5.19 Μέσες τιμές της Βασικής Εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>0</sub>) για κάθε μήνα χωριστά με τη μέθοδο Penman και τροποποιημένη Penman (FAO Penman)

## ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ - ΠΑΡΑΤΗΡΗΣΕΙΣ

Από τα παραπάνω ιστογράμματα και γραφικές παραστάσεις προκύπτουν ορισμένα χρήσιμα συμπεράσματα και παρατηρήσεις τόσο για τις διακυμάνσεις των τιμών της θερμοκρασίας, σχετικής υγρασίας, ηλιοφάνειας και βροχόπτωσης όσο και για τη διακύμανση των τιμών της βασικής εξατμισοδιαπνοής με τη μέθοδο Penman και μέθοδο τροποποιημένη Penman ( FAO Penman ). Αναλυτικότερα προκύπτουν τα εξής συμπεράσματα:

- 1) Σύμφωνα με το σχήμα 5.1 που περιέχει το ιστόγραμμα της μέσης θερμοκρασίας, παρατηρούμε ότι η μέγιστη τιμή της θερμοκρασίας παρουσιάζεται το μήνα **Ιούλιο** με τιμή **27,19 °C** ενώ η ελάχιστη τον μήνα **Φεβρουάριο** με τιμή **7,05 °C**
- 2) Η μέγιστη τιμή της μέσης σχετικής υγρασίας λαμβάνει χώρα τον μήνα **Δεκέμβριο** με τιμή **85 %** ενώ η ελάχιστη τιμή τον μήνα **Ιούλιο** με τιμή **51,66 %** όπως φαίνεται από το ιστόγραμμα του σχήματος 5.2 . Παρατηρούμε λοιπόν ότι τον μήνα **Ιούλιο** έχουμε την υψηλότερη τιμή της μέσης θερμοκρασίας και την χαμηλότερη τιμή της μέσης σχετικής υγρασίας γεγονός που είναι απολύτως φυσιολογικό.
- 3) Η μέγιστη τιμή της συνολικής βροχόπτωσης παρουσιάζεται το μήνα **Οκτώβριο 1997** και είναι **334,9 mm**, αρκετά υψηλή για Φθινοπωρινό μήνα αλλά απολύτως σωστή αφού τον μήνα αυτό είχαμε πολλές βροχοπτώσεις σε σημείο θεομηνίας για τις εποχιακές καλλιέργειες. Η ελάχιστη τιμή της συνολικής βροχόπτωσης **0 mm** και αντιστοιχεί στον μήνα **Ιούλιο**. Οι παρατηρήσεις αυτές φαίνονται στο ιστόγραμμα του σχήματος 5.3.
- 4) Η μέγιστη τιμή της συνολικής ηλιοφάνειας, όπως άλλωστε αναμενόταν, παρουσιάζεται το μήνα **Ιούλιο** και είναι **359,4 h** ενώ η ελάχιστη τιμή τον μήνα **Δεκέμβριο** και είναι **86,9 h**. όπως φαίνεται από το ιστόγραμμα του σχήματος 5.4.
- 5) Παρατηρούμε λοιπόν ότι η μέγιστη τιμή της μέσης θερμοκρασίας και μέγιστη τιμή συνολικής ηλιοφάνειας παρουσιάζεται τους καλοκαιρινούς μήνες ενώ αντίθετα η μέγιστη τιμή της μέσης σχετικής υγρασίας και η μέγιστη τιμή της συνολικής βροχόπτωσης τους χειμερινούς και

Φθινοπωρινούς μήνες αντίστοιχα. Για την εξαγωγή συμπερασμάτων και παρατηρήσεων όσον αφορά την τιμή της **βασικής εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>o</sub>)** θα πρέπει να γνωρίζουμε ότι αυτή επηρεάζεται από **(α)** τη μέση θερμοκρασία, **(β)** την μέση ελάχιστη ημερήσια σχετική υγρασία, **(γ)** τη μέση ηλιοφάνεια και **(δ)** την μέση ημερήσια ταχύτητα του ανέμου.

- 6) Από τα διαγράμματα που περιλαμβάνουν τις διακυμάνσεις των τιμών της **βασικής εξατμισοδιαπνοής ( ET<sub>o</sub> ) με τη μέθοδο Penman**, παρατηρούμε ότι αυτή παρουσιάζει τις υψηλότερες τιμές τον μήνα **Ιούλιο** ενώ τις χαμηλότερες τον μήνα **Ιανουάριο**. Σε αντιστοιχεία παρατηρούμε ότι τον μήνα **Ιούλιο** έχουμε την υψηλότερη τιμή της μέσης θερμοκρασίας και συνολικής ηλιοφάνειας ενώ τον μήνα **Ιανουάριο** έχουμε την δεύτερη χαμηλότερη τιμή της μέσης θερμοκρασίας και μία από τις μεγαλύτερες τιμές της συνολικής βροχόπτωσης. Συμπερασματικά λοιπόν διαπιστώνουμε ότι όσο μεγαλύτερη είναι η τιμή της μέσης θερμοκρασίας και συνολικής ηλιοφάνειας τόσο μεγαλύτερη είναι η υπολογιζόμενη τιμή της **βασικής εξατμισοδιαπνοής (ET<sub>o</sub>)** με τη μέθοδο Penman και αντίστροφα.
- 7) Από τα διαγράμματα που περιλαμβάνουν τις διακυμάνσεις των τιμών της **βασικής εξατμισοδιαπνοής ( ET<sub>o</sub> ) υπολογιζόμενη με την τροποποιημένη μέθοδο Penman ( FAO Penman )**, παρατηρούμε ότι αυτή παρουσιάζει την μέγιστη τιμή τον μήνα **Ιούλιο** ενώ την χαμηλότερη τον μήνα **Δεκέμβριο**. Έτσι ενώ όσον αφορά την μέγιστη τιμή υπάρχει πλήρης αντιστοιχία μεταξύ **ET<sub>o</sub> ( Penman)** και **ET<sub>o</sub>( FAO Penman )** για το μήνα που εμφανίζονται ( **Ιούλιο** ), για την ελάχιστη τιμή της βασικής εξατμισοδιαπνοής ( **ET<sub>o</sub> )** υπάρχει απόκλιση κατά ένα μήνα: Έτσι η ελάχιστη **ET<sub>o</sub> (Penman)** παρουσιάζεται τον **Ιανουάριο** ενώ η ελάχιστη **ET<sub>o</sub>( FAO Penman )** τον **Δεκέμβριο** με τη σημείωση όμως ότι και οι δύο παρουσιάζονται τους χειμερινούς μήνες. Συμπερασματικά λοιπόν βλέπουμε ότι η βασική εξατμισοδιαπνοή **ET<sub>o</sub>**, με όποια από τις δύο μεθόδους υπολογισθεί, παρουσιάζει την μέγιστη τιμή τους καλοκαιρινούς μήνες όπου επικρατούν υψηλές θερμοκρασίες, πολλές ώρες ηλιοφάνειας και χαμηλές τιμές σχετικής υγρασίας ενώ η ελάχιστη τιμή λαμβάνει χώρα τους χειμερινούς μήνες όπου επικρατούν χαμηλές

θερμοκρασίες λίγες ώρες ηλιοφάνειας και υψηλές τιμές σχετικής υγρασίας.

- 8) Συγκρίνοντας τα διαγράμματα που απεικονίζουν τις διακυμάνσεις των μέσω τιμών της  $ET_o$  υπολογιζόμενη τόσο με τη μέθοδο **Penman** όσο και με τη μέθοδο **FAO Penman** καθώς και από τον πίνακα 5.18, παρατηρούμε ότι οι τιμές της  $ET_o$  με τη μέθοδο **FAO Penman** είναι κατά κανόνα υψηλότερες κατά  $\frac{1}{2}$  - 1 μονάδα από τις τιμές της  $ET_o$  με τη μέθοδο **Penman**.-

