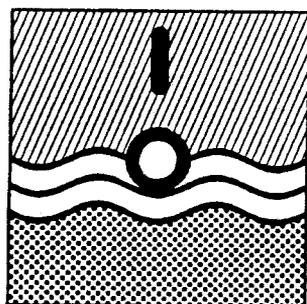


ΥΔΡΟΣΚΟΠΙΟ

ΠΡΟΓΡΑΜΜΑ STRIDE ΕΛΛΑΣ

ΔΗΜΙΟΥΡΓΙΑ ΕΘΝΙΚΗΣ ΤΡΑΠΕΖΑΣ
ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΗΣ ΚΑΙ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗΣ
ΠΛΗΡΟΦΟΡΙΑΣ



HYDROSCOPE

STRIDE HELLAS PROGRAMME

DEVELOPMENT OF A NATIONAL DATA
BANK FOR HYDROLOGICAL AND
METEOROLOGICAL INFORMATION

ΕΘΝΙΚΗ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΗ ΥΠΗΡΕΣΙΑ

HELLENIC NATIONAL METEOROLOGICAL SERVICE

ΔΕΥΤΕΡΟΓΕΝΕΙΣ
ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ:
ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗ

DERIVED METEOROLOGICAL
PARAMETERS:
EVAPOTRANSPIRATION

A. Λιακατάς και M. Αναδρανιστάκης

A. Liakatas and M. Anadraniustakis

Αριθμός τεύχους 5/4
Report number

ΑΘΗΝΑ - ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ 1992
ATHENS - DECEMBER 1992

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

ABSTRACT

1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2.ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ	3
3.ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ	5
3.1 Μέθοδος Thornthwaite	7
3.2 Μέθοδος Blaney-Griddle (τροποποιημένη)	8
3.2.1 Αρχική μέθοδος Blaney-Griddle	8
3.2.2 Τροποποιημένη μέθοδος Blaney-Griddle	9
3.3 Μέθοδος Turk	11
3.4 Μέθοδος Ακτινοβολίας	12
3.5 Μέθοδος Penman	13
3.5.1 Αρχική μέθοδος Penman	13
3.5.2 Τροποποιημένη μέθοδος Penman	15
3.6 Μέθοδος Εξατμισομέτρου λεκάνης	17
4. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΜΕΘΟΔΩΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ	19
5. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ ΦΥΤΟΚΑΛΛΙΕΡΓΕΙΑΣ	22
4.ΑΝΑΦΟΡΕΣ	25
5.ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΙ	28

ΠΙΝΑΚΕΣ

Πίνακας 1.	12
πίνακας 2.	18
πίνακας 3.	20
πίνακας 4.	26

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το τεύχος αυτό αναφέρεται στην εξατμισοδιασποχή, που συνήθως αποτελεί δευτερογενή παράμετρο (μετρείται μάλλον σπάνια). Αφού ορίζονται οι διάφορες έννοιες της εξατμισοδιασποχής (δυνατή, αναφοράς, μέγιστη και πραγματική), παρέχονται οι προσεγγίσεις εκτίμησης της και περιγράφονται αναλυτικά οι βασικότερες και πλέον αποδεκτές διεθνώς κλιματολογικές μέθοδοι (Thorthwaite, Blaney-Griddle, Turk, Ακτινοβολίας και Penman) καθώς και η μέθοδος εξατμισομέτρου λεκάνης, για τον υπολογισμό της εξατμισοδιασποχής αναφοράς.

Η επιλογή της καταλληλότερης κάθε φορά μεθόδου προτείνεται να γίνεται με βάση τον εξοπλισμό του μετεωρολογικού σταθμού, τη περίοδο υπολογισμού και το στόχο που ο υπολογισμός πρόκειται να υπηρετήσει (επιχειρησιακή ή κλιματολογική χρήση).

ABSTRACT

This report deals with evapotranspiration, that usually is a derived parameter (it is rarely measured). After defining the various concepts of evapotranspiration (potential, reference, maximum and actual), all approaches for its estimation are criticized and the internationally most acceptable basic climatological methods (Thorthwaite's, Blaney-Griddle's, Turk's, radiation and Penman) as well as the pan evaporation method to calculate reference evapotranspiration are analytically described.

Selection of the most appropriate method at a time is suggested to be done according to the instrumentation of the meteorological station, the period of calculation and the purpose the calculation is going to serve (operational or climatological use).

1. ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Εξάτμιση νερού είναι η φυσική διεργασία μετατροπής φάσης του από την υγρή στην αέρια με κατανάλωση ενέργειας και στη συνέχεια μεταφοράς των υδρατμών από την εξατμίζουσα επιφάνεια (υδάτινη, εδαφική ή φυτική) προς την ατμόσφαιρα με τη βοήθεια παρουσίας αρνητικής βαθμίδας (κλίσης) συγκέντρωσης ή τάσης υδρατμών κοντά στην επιφάνεια. Η ηλιακή ακτινοβολία είναι η βασική πηγή ενέργειας για την κάλυψη των αναγκών λανθάνουσας θερμότητας εξάτμισης και ο άνεμος ο βασικός παράγοντας διατήρησης της απαιτούμενης κλίσης υδρατμών.

Το περισσότερο από το νερό που εξατμίζεται από φυτικές επιφάνειες είναι νερό που, μετά από απορρόφηση από τις ρίζες και μεταφορά μέσω των φυτών, απομακρύνεται προς τον περιβάλλοντα αέρα μέσω κυρίως των στοματίων των φύλλων, αποτελώντας τη διαπνοή. Στη φύση, άμεση εξάτμιση από το έδαφος (E) και διαπνοή (T) συμβαίνουν ταυτόχρονα. Επειδή δεν υπάρχει εύκολος τρόπος διαχωρισμού των υδρατμών που παράγονται από τις δύο διεργασίες χρησιμοποιείται ο όρος εξατμισοδιαπνοή (ET) για να περιγράψει το άθροισμα των δύο.

Ευρέως χρησιμοποιούμενη είναι η έννοια της δυνατής εξατμισοδιαπνοής (ET_p). Σύμφωνα με τους Rosenberg et al (1983) η ET_p ορίζεται ως η εξάτμιση από εκτεταμένη επιφάνεια βραχείας πράσινης φυτοκαλλιέργειας που σκιάζει πλήρως το έδαφος, παρεμβάλλει αμελητέα αντίσταση στη ροή του νερού και της παρέχεται πάντα επαρκής ποσότητα νερού. Αυτή η περιγραφή φυτοκαλλιέργειας ταιριάζει απόλυτα στο γρασίδι, η εξατμισοδιαπνοή από το οποίο καλείται εξατμισοδιαπνοή αναφοράς (ET_0) επειδή με βάση αυτή εκτιμάται η μέγιστη δυνατή εξατμισοδιαπνοή οποιασδήποτε φυτοκαλλιέργειας ($ET_m = k_e ET_0$, όπου k_e είναι συντελεστής μικρότερος, ίσος ή και μεγαλύτερος από τη μονάδα, ανάλογα με το είδος και το στάδιο ανάπτυξης της φυτοκαλλιέργειας αλλά και τις συνθήκες σχετικής υγρασίας και ανέμου).

Στις περισσότερες περιπτώσεις η πραγματική εξατμισοδιαπνοή (ET_a) διαφέρει από την ET_0 επειδή η πραγματική χρήση νερού εξαρτάται από μετεωρολογικούς, φυτικούς και εδαφικούς παράγοντες, αλλά και, κυρίως, από τη διαθεσιμότητα νερού. Οι Bouchet και Robe lin (1969) θεωρούν ότι η ET_0 ελέγχεται αποκλειστικά από το κλίμα

και μεταβάλλεται ως συνάρτηση της εποχής. Η ET_m , αντιπροσωπεύοντας την πραγματική μέγιστη εξατμισοδιαπνοή φυτοκαλλιέργειας, αποτελεί ειδική περίπτωση της ET_a . Εφόσον υπάρχει αρκετό διαθέσιμο νερό, η εξατμισοδιαπνοή πραγματοποιείται με τον μέγιστο δυνατό ρυθμό, που εξαρτάται βασικά από τη διαθέσιμη ενέργεια και από τον πιθανό έλεγχο που παρεμβάλλει η βλάστηση ($ET_a = ET_m$). Όταν η εδαφική επιφάνεια ξηραίνεται ή όταν περιορίζεται το εδαφικό νερό στο ριζόστρωμα, ο πραγματικός ρυθμός εξατμισοδιαπνοής μικραίνει ($ET_a < ET_m$).

Τέλος, η εξάτμιση από υδάτινη επιφάνεια μελετάται με την αρχική εξίσωση Penman και αναπτύσσεται μέθοδος υπολογισμού της μέγιστης εξατμισοδιαπνοής (ET_m) για συγκεκριμένη καλλιέργεια.

2. ΠΡΟΣΕΓΓΙΣΕΙΣ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ

Η ανάγκη για μεγαλύτερη παραγωγή τροφίμων οδήγησε σε πολύ μεγάλη αύξηση της αρδευόμενης γης. Στο μεταξύ, η γεωργία αντιμετωπίζει αυξανόμενο ανταγωνισμό για το νερό από άλλους χρήστες. Αυτή η αυξανόμενη ζήτηση για το νερό και το μεγάλο κόστος ενέργειας για τη μεταφορά του κάνουν επιτακτική τη βελτίωση διαχείρισης του νερού. Προς αυτή την κατεύθυνση, η ακριβής εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής είναι ουσιώδης.

Από τη στιγμή του 18ου αιώνα που ο Dalton πρώτος εισήγαγε την εξίσωση μεταφοράς μάζας, έχουν αναπτυχθεί διάφορες μέθοδοι εκτίμησης της ET. Μερικές από αυτές τις μεθόδους είναι ακριβείς και αξιόπιστες, ενώ άλλες παρέχουν μόνο χονδρική προσέγγιση. Σημαντικές βιβλιογραφικές ανασκοπήσεις αποτελούν οι εργασίες των MacIlroy(1957), Monteith(1964), Thornthwaite και Hare(1965), Rosenberg et al (1968), Slatyer et al (1970), Federer(1975) και Blad (1983).

Οι διάφορες τεχνικές εκτίμησης της ET εμπίπτουν σε τρεις κατηγορίες :

1. Υδρολογική μέθοδος ή μέθοδος ισοζυγίου νερού.
2. Μικρομετεωρολογικές μέθοδοι.
3. Κλιματολογικές μέθοδοι, που υποδιαιρούνται σε
 - α. Εμπειρικές σχέσεις που στηρίζονται στη θερμοκρασία του αέρα(Thornthwaite(1948), Blaney-Griddle(1950), Hargreaves(1974), Linacre (1977)).
 - β. Υπολογιστικές σχέσεις που στηρίζονται στην ηλιακή ακτινοβολία (stanhill (1961), Tanner(1967), Turk(1961), Mak kink(1957), Jensen-Haise(1963()), Caprio(1974), Idso et al(1975 και 1977)).
 - γ. Συνδυαστικές υπολογιστικές σχέσεις (Penman(1948), Penman-Monteith(1963 και 1964), Van Bavel(1966), Slatyer -Mac Ilroy(1961), Priestley -Taylor(1972)).

Η πρώτη κατηγορία, σύμφωνα με την οποία η ET προκύπτει ως

διαφορά όταν όλοι οι λοιποί όροι του ισοζυγίου νερού μετρούνται ή εκτιμώνται, αποτελεί την ακριβέστερη και σε ορισμένες περιπτώσεις την πρακτικότερη αντιμετώπιση του προβλήματος, με την απαραίτητη προϋπόθεση ότι οι μετρήσεις ή εκτιμήσεις είναι ακριβείς, κάτι που δεν εξασφαλίζεται εύκολα στην πράξη.

Η δεύτερη κατηγορία, σύμφωνα με την οποία η ET υπολογίζεται μέσω της επιστράτευσης των φυσικών διεργασιών μεταφοράς μάζας και ενέργειας στο οριζικό στρώμα κοντά στο έδαφος, παρέχει μάλλον πειραματική αντιμετώπιση του προβλήματος επειδή για το σκοπό αυτό απαιτούνται πολλές (σε μορφή, θέση και συχνότητα) και ακριβείς μετρήσεις που δεν διατίθενται σε κλασσικούς μετεωρολογικούς σταθμούς.

Ετσι, είναι οι μέθοδοι της τρίτης κατηγορίας που συνήθως χρησιμοποιούνται στην πράξη για εκτίμηση της ET. Γενικά, η αξιοπιστία των μεθόδων αυτών φαίνεται να αυξάνει από την υποκατηγορία 3α προς την υποκατηγορία 3γ καθώς ανάλογα αυξάνει και το φυσικό τους υπόβαθρο και ο αριθμός των απαιτούμενων κλιματικών παραμέτρων.

Επειδή, λοιπόν, ο εξοπλισμός των μετεωρολογικών σταθμών του Ελληνικού δικτύου ποικίλλει ανάλογα με τον σκοπό που υπηρετούν (κλιματολογικοί, αγρομετεωρολογικοί, συνοπτικοί κ.λ.π.) είναι αναγκαία για την ικανοποίηση των στόχων της μελέτης αυτής η ανάλυση των πλέον ευρέως διαδεδομένων και δοκιμασμένων μεθόδων από κάθε υποκατηγορία (3α, 3β και 3γ).

Η εκτίμηση της ET_0 είναι επίσης δυνατή από μετρούμενες τιμές της εξάτμισης από υδάτινη επιφάνεια. Επειδή αξιόλογος αριθμός μετεωρολογικών σταθμών διαθέτουν εξατμισόμετρο λεκάνης θα επιχειρηθεί ανάλυση και της μεθόδου αυτής.

3. ΜΕΘΟΔΟΙ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ

Στο κεφάλαιο αυτό μελετώνται αναλυτικά βασικές κλιματολογικές μέθοδοι και η μέθοδος εξατμισομέτρου λεκάνης.

Στις σχέσεις που προτείνουν οι μέθοδοι αυτές υπεισέρχονται μετεωρολογικές παράμετροι, των οποίων οι τιμές πρέπει να είναι γνωστές για να εκτιμηθεί η ET_0 . Οι παράμετροι αυτές είναι πρωτογενείς (μετρούνται κατευθείαν από τους μετεωρολογικούς σταθμούς) ή δευτερογενείς (υπολογίζονται με τη βοήθεια σχέσεων από τις δευτερογενείς). Οι πρωτογενείς παράμετροι που απαιτούνται (συνολικά για όλες τις μεθόδους) είναι :

- 1) θερμοκρασία αέρα (T_a)
- 2) ταχύτητα ανέμου (U)
- 3) πραγματική ηλιοφάνεια (n)
- 4) ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_B)
- 5) μακρού μήκους κύματος ακτινοβολία (R_{NL})

Οι δευτερογενείς παράμετροι είναι :

- 1) σχετική υγρασία (RH)
- 2) τάση κορεσμένων υδρατμών και πραγματική τάση υδρατμών (e_s, e)
- 3) κλάσμα ηλιοφάνειας (n/N)
- 4) οι R_B, R_{NL} όταν δε μετρούνται

Ο τρόπος υπολογισμού των δευτερογενών αυτών παραμέτρων αναλύεται στη μελέτη "Δευτερογενείς μετεωρολογικές παράμετροι" του προγράμματος "Υδροσκόπιο". Επειδή λοιπόν οι τιμές τους είναι ήδη γνωστές, κρίνεται σκόπιμο να μην υπολογίζονται, αλλά να καθορίζονται εξωτερικά, όπως άλλωστε και οι τιμές των πρωτογενών παραμέτρων.

Η ταχύτητα του ανέμου μετριέται συνήθως από τους σταθμούς στα 10 m, ενώ στις μεθόδους που αναπτύσσονται στη συνέχεια απαιτείται στα 2 m. Στην περίπτωση αυτή μπορεί να γίνει αναγωγή με τη βοήθεια της σχέσης (Τσακίρης, 1986)

$$U_2 = U_Z (Z/Z)^{0.2} \quad (1)$$

όπου

U_2 : ταχύτητα ανέμου στα 2 m

U_Z : ταχύτητα ανέμου στο ύψος Z

Συχνά επίσης, αντί της μέσης ημερήσιας ταχύτητας του ανέμου (m/sec), απαιτείται η μέση ημερήσια διαδρομή (Km/ημέρα) που υπολογίζεται από τη σχέση $(U_2 * 86400) / 1000$.

Εδώ πρέπει να διευκρινιστεί επίσης ότι μέση ταχύτητα του ανέμου ημέρας είναι η μέση ταχύτητα του ανέμου στη διάρκεια της ημέρας, δηλαδή από τη τοπική ώρα ανατολής του ήλιου (t_1) μέχρι τη τοπική ώρα δύσης (t_2). Αντίστοιχα μέση ταχύτητα ανέμου νύχτας είναι η μέση ταχύτητα του ανέμου στο χρονικό διάστημα t_2 έως t_1 . Σύμφωνα με τη μελέτη "Δευτερογενείς μετεωρολογικές παράμετροι" οι ώρες αυτές δίνονται από τις σχέσεις

$$t_1 = (12/\pi) \arccos(\tan\delta \tan\varphi + 0.0145/(\cos\delta \cos\varphi)) \quad (2)$$

$$t_2 = 24 - t_1 \quad (2.1)$$

$$\delta = \text{απόκλιση του ήλιου} = 0.41 \cos(2\pi(d-172)/365) \quad (2.2)$$

d αύξοντας αριθμός της ημέρας του έτους (1-365) στην οποία αναφέρονται οι υπολογισμοί (Ιουλιανή ημέρα).

Εύκολα φαίνεται από τις προηγούμενες σχέσεις ότι η θεωρητική ηλιοφάνεια (N) ενός τόπου θα είναι $N = t_2 - t_1$. (2.3)

Η ακτινοβολία (R_B , R_{NL}) μετριέται συνήθως σε wm^{-2} . Μπορεί όμως να μετατραπεί σε mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης ή σε $\text{cal/cm}^{-2}\text{day}^{-1}$ πολλαπλασιάζοντας με 0.0353 ή 2.065 αντίστοιχα.

Στη συνέχεια, ταυτόχρονα με την ανάπτυξη κάθε μεθόδου υπολογισμού της ET_0 δίνεται και ένα αναλυτικό παράδειγμα υπολογισμών. Για να υπάρχει λοιπόν δυνατότητα σύγκρισης των αποτελεσμάτων, κρίνεται σκόπιμο να χρησιμοποιηθούν τα ίδια δεδομένα. Θεωρούμε λοιπόν ένα σταθμό με γεωγραφικό πλάτος $\varphi = 40^\circ$ που για το μήνα Ιούλιο έχει τα εξής κλιματικά στοιχεία (μέσες μηνιαίες τιμές)

μέση θερμοκρασία $T_a = 23^\circ\text{C}$

μέση σχετική υγρασία $RH = 20\%$

μέση ελάχιστη σχετική υγρασία $RH_{\min} = 20\%$

μέση μέγιστη σχετική υγρασία $RH_{\max} = 90\%$

μέση ημερήσια ταχύτητα ανέμου $U_2 = 132 \text{ Km/ημέρα}$ ή 1.5 m/sec

μέση ταχύτητα ανέμου ημέρας $U_{2,d} = 2 \text{ m/sec}$

μέση ταχύτητα ανέμου νύχτας $U_{2,n} = 1 \text{ m/sec}$

μέση ολική ηλιακή ακτινοβολία $R_B = 320 \text{ wm}^{-2}$

μέση μακρού μήκους κύματος ακτινοβολία $R_{NL} = 62.8 \text{ wm}^{-2}$

μέση πραγματική ηλιοφάνεια $n=12$ ώρες
 μέσο κλάσμα ηλιοφάνειας $n/N=0.83$
 μέση τάση κορεσμένων υδρατμών (στην T_a) $e_s=28.1$ hpa
 μέση τάση υδρατμών $e=14$ hpa.

3.1 Μέθοδος Thornthwaite

Ο Thornthwaite (1948) περιέγραψε τη βιολογική και φυσική σπουδαιότητα της εξατμισοδιαπνοής στη κλιματική ταξινόμηση. Αποτέλεσμα των προσπαθειών του ήταν η δημιουργία μιας εξίσωσης για εκτίμηση της μηνιαίας ET_0 σε mm, με μόνη μετρούμενη παράμετρο τη θερμοκρασία (Rosenberg, 1983)

$$ET_0 = 16(N/12)(m/30)(10*T_a/I)^a \quad (3)$$

όπου

T_a : μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα (°C)
 N : μέση μηνιαία θεωρητική ηλιοφάνεια (ώρες/ημέρα)
 m : αριθμός ημερών του μήνα
 a : ορίζεται ως

$$a = 6.75 \cdot 10^{-7} \cdot I^3 - 7.71 \cdot 10^{-5} \cdot I^2 + 1.79 \cdot 10^{-2} \cdot I + 0.49 \quad (4)$$

όπου I είναι ένας θερμικός δείκτης που παράγεται από το άθροισμα 12 μηνιαίων τιμών του δείκτη i

$$i = (T_a/5)^{1.514} \quad (5)$$

12

έτσι $I = \sum_{i=1}^{12} i$

1

Ο εκθέτης a μπορεί να υπολογιστεί επίσης από τη σχέση (Ξανθόπουλος, 1984)

$$a = 0.016I + 0.5 \quad (6)$$

Η μέθοδος παρουσιάζει ορισμένα μειονεκτήματα. Η υπολογιζόμενη ET_0 υποεκτιμάται κατά το χρόνο της μέγιστης ετήσιας ακτινοβολίας το καλοκαίρι και βρίσκεται, κατά συνέπεια, εκτός φάσεως και το

φθινόπωρο. Επιπλέον, εφαρμογή της σε μικρές περιόδους, συχνά οδηγεί σε σοβαρά σφάλματα επειδή η μέση για μικρή περίοδο θερμοκρασία δεν αποτελεί κατάλληλο μέτρο της εισερχόμενης ακτινοβολίας (Pelton et al, 1960). Η σχετική επιτυχία της μεθόδου σε μηνιαία βάση ερμηνεύεται από το γεγονός ότι τόσο η T_a όσο και η ET είναι παρόμοιες συναρτήσεις της καθαρής ακτινοβολίας (R_N) και, έτσι, αυτοσυσχετίζονται όταν η περίοδος αναφοράς είναι σχετικά μεγάλη.

Η μόνη απαιτούμενη, επομένως, παράμετρος για τον υπολογισμό της ET_0 είναι η μέση μηνιαία θερμοκρασία του αέρα (T_a , °C) και για τους δώδεκα μήνες του έτους.

Ετσι θεωρώντας ότι οι τιμές αυτές για το σταθμό του παραδείγματος είναι

Ιαν. 3	Μάιος 15	Σεπτ. 18.6
Φεβ. 5.5	Ιουν. 21	Οκτ. 13.8
Μαρ. 11.4	Ιουλ. 22.5	Νοεμ. 9.5
Απρ. 11.4	Αυγ. 22.5	Δεκ. 5.8

ενώ η μέση θεωρητική ηλιοφάνεια του Ιουλίου είναι $N=14.5$ ώρες, προκύπτει ότι

$$I = 57.01$$

ο εκθέτης α σύμφωνα με τη (4) $\alpha=1.3885$

σύμφωνα με τη (6) $\alpha=1.412$

$$ET_0 = 16(14.5/12)(31/30)(10(23/57.01)^{1-3.885}) = 138.5 \text{ mm/μήνα}$$

εάν θεωρήσουμε $\alpha=1.412$ προκύπτει $ET_0=143.2 \text{ mm/μήνα}$

Προτείνεται πάντως η σχέση (4) ως πιο συχνά απαντώμενη στη βιβλιογραφία (Τσακίρης, Παπαζαφειρού, Rosenberg)

3.2 Μεθοδος Blaney - Griddle

3.2.1 Αρχική μέθοδος Blaney-Griddle

Η αρχική εξίσωση των Blaney-Griddle παρέχει τη μηνιαία εξατμισοδιαπνοή σε mm και δίνεται από τη σχέση (Παπαζαφειρού, 1984)

$$ET_0 = k * F \quad (7)$$

όπου

$$F = \text{κλιματικός παράγοντας} = (0.46T_a + 8.16)p \quad (8)$$

p : το ποσοστό των ωρών ημέρας του μήνα προς τις ώρες ημέρας του έτους

k : μηνιαίος οπτικός συντελεστής, χαρακτηριστικός κάθε καλλιέργειας.

T_a : μέση μηνιαία θερμοκρασία αέρα ($^{\circ}\text{C}$)

Ο k (σύμφωνα με τους Blaney-Griddle) πρέπει να προσδιορίζεται χωριστά για κάθε περιοχή, γιατί οι κλιματικές συνθήκες που καθορίζουν την αρχή και το τέλος της καλλιεργητικής περιόδου και η γεωργική πρακτική διαφέρουν από τόπο σε τόπο. Έτσι οι οπτικοί συντελεστές που υπολογίστηκαν για μια ορισμένη περιοχή δεν πρέπει να μεταφέρονται και να χρησιμοποιούνται σε άλλη περιοχή (Τσακίρης, 1986). Ο Ξανθόπουλος (1984) προτείνει τη τιμή 0.9 για τον συντελεστή k .

Επομένως, η μόνη παράμετρος που απαιτείται για τον υπολογισμό της ET_0 είναι η μέση θερμοκρασία του αέρα (T_a , $^{\circ}\text{C}$).

Η τιμή του p δίνεται συνήθως από πίνακες. Είναι όμως εύκολος ο υπολογισμός του με τη βοήθεια των σχέσεων που υπολογίζουν τη θεωρητική ηλιοφάνεια (σχέσεις 2). Έτσι, εάν υπολογιστεί η θεωρητική ηλιοφάνεια όλων των ημερών του έτους για το συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος, έχουμε ότι

$$p = 100 \left(\frac{\sum_{i=d_1}^{d_2} N_i}{\sum_{i=1}^{365} N_i} \right) \quad (9)$$

όπου

N_i : θεωρητική ηλιοφάνεια της Ιουλιανής ημέρας i

d_1, d_2 : αρχική και τελική Ιουλιανή ημέρα του μήνα.

Θεωρώντας λοιπόν τα δεδομένα του παραδείγματος προκύπτει ότι

$$ET_0 = 0.9(0.46 * 23 + 8.16) 10.34 = 174.4 \text{ mm/μήνα}$$

Η τιμή του p επειδή δεν είναι εύκολο να υπολογιστεί χωρίς H/Y βρέθηκε από πίνακες.

3.2.2 Τροποποιημένη μέθοδος Blaney-Griddle

Ενώ η αρχική εξίσωση των Blaney - Griddle (1950) για τον υπολογισμό της εξατμισοδιαπονοής απαιτούσε την ύπαρξη μόνο αρχείου τιμών θερμοκρασίας αέρα, η βελτιωμένη μορφή της εμπεριέχει και άλλες σχετικά εύκολα μετρούμενες παραμέτρους και παρέχει τη μέση ημερήσια ET_0 (mm) για το χρονικό διάστημα που θεωρούμε (Παπαδαφειρίου, 1984)

$$ET_o = a + b * F \quad (10)$$

όπου

$$F = (0.46 * T_a + 8.16) * p \quad (11)$$

T_a : μέση θερμοκρασία του αέρα για το θεωρούμενο διάστημα (°C)

p : το ποσοστό ωρών ημέρας του μήνα προς τις ώρες ημέρας του έτους (βλ. παρ. 2.2.1)

Οι συντελεστές a , b εξαρτώνται από τη μέση ελάχιστη σχετική υγρασία (RH_{min} , %), το μέσο κλάσμα ηλιοφάνειας (n/N) και ο b πρόσθετα από τη μέση ημερήσια ταχύτητα του ανέμου στα 2 m πάνω από την επιφάνεια (U_2 , m/sec), για το θεωρούμενο χρονικό διάστημα. Έτσι,

$$a = 0.0043 * (RH_{min}) - (n/N) - 1.41 \quad (12)$$

$$b = a_0 + a_1 * (RH_{min}) + a_2 * (n/N) + a_3 * (U_2) + a_4 * (RH_{min}) * (n/N) + a_5 * (RH_{min}) * (U_2) \quad (13)$$

όπου

$$a_0 = 0.81917$$

$$a_1 = -0.0040922$$

$$a_2 = 1.705$$

$$a_3 = 0.065649$$

$$a_4 = -0.0059684$$

$$a_5 = -0.0005967$$

Η μέθοδος, που χρησιμοποιήθηκε με αρκετή ακρίβεια για πολλούς πρακτικούς σκοπούς σε κλίματα παρόμοια με της Ελλάδας, θα πρέπει να χρησιμοποιείται με επιφύλαξη στις εξής περιπτώσεις (Παπαζαφειρίου, 1984):

1. Σε μικρά νησιά και σε παράκτιες περιοχές, όπου η T_a επηρεάζεται από τη θερμοκρασία ενώ η εποχιακή μεταβολή της ακτινοβολίας είναι μικρή.

2. Σε μεγάλα υψόμετρα (>1000m) εξ αιτίας της σταθερά χαμηλής T_a αν και τα επίπεδα της ακτινοβολίας είναι σχετικά υψηλά.

3. Σε τοπικά κλίματα που παρουσιάζουν ευρεία διακύμανση της ηλιοφάνειας (n) κατά τη διάρκεια των μεταβατικών εποχών άνοιξης και φθινοπώρου.

Δεν συνιστάται η χρήση της μεθόδου για περίοδο μικρότερη του μήνα.

Οι παράμετροι, επομένως, που πρέπει να καθορίζονται για τον υπολογισμό της ET_0 είναι (μέσες τιμές για το θεωρούμενο χρονικό διάστημα):

- 1) μέση θερμοκρασία αέρα (T_a , °C)
- 2) μέση ελάχιστη σχετική υγρασία (RH_{min} , %)
- 3) μέση ημερήσια ταχύτητα ανέμου (U_2 , m/sec)
- 4) μέσο κλάσμα ηλιοφάνειας (n/N)

Σύμφωνα λοιπόν με τα δεδομένα του παραδείγματος είναι

$$\alpha = 0.0043 * 10 - 0.83 - 1.41 = -2.197$$

$$\beta = 1.6$$

$$p = 0.33 \text{ (όπως και στο παράδειγμα της 3.2.1)}$$

$$ET_0 = -2.197 + 1.6(0.46 * 23 + 8.16)0.33 = 7.69 \text{ mm/ημέρα}$$

3.3 Μέθοδος Turk

Σύμφωνα με τον Turk (1961) (σε τουλάχιστον δεκαήμερη βάση) η μέση ημερήσια τιμή της ET_0 (mm) παρέχεται από τη σχέση

$$ET_0 = 0.013 * (T_a / (T_a + 15)) * (R_s + 50) (1 + (50 - RH) / 70) \quad (14)$$

όπου,

R_s : μέση για τη περίοδο ολική ηλιακή ακτινοβολία σε $\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$.

T_a : μέση θερμοκρασία αέρα (°C) για τη θεωρούμενη περίοδο.

RH : μέση σχετική υγρασία για τη θεωρούμενη περίοδο (%).

Όταν η μέση θερμοκρασία του αέρα (T_a , °C) έχει αρνητική τιμή ή και η μέση σχετική υγρασία (RH , %) είναι μεγαλύτερη από 50% θεωρείται ότι $T_a = 0^\circ\text{C}$ ή και $RH = 50\%$.

Οι παράμετροι, επομένως, που απαιτούνται για τον υπολογισμό της ET_0 (μέσες τιμές για το θεωρούμενο χρονικό διάστημα) είναι:

- 1) μέση θερμοκρασία αέρα (T_a , °C)
- 2) μέση ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_s , $\text{cal cm}^{-2} \text{ d}^{-1}$)
- 3) μέση σχετική υγρασία (RH , %)

Σύμφωνα λοιπόν με τα δεδομένα του παραδείγματος είναι

$$R_g = 320 \text{ w}m^{-2} = 660.8 \text{ cal}cm^{-2}d^{-1}$$

$$ET_o = 0.013 * (23/38) * 710.5 = 5.59 \text{ mm/ημέρα}$$

3.4 Μέθοδος ακτινοβολίας

Σύμφωνα με τη μέθοδο (Doorenbos et al, 1986) η ET_o σε mm ανά ημέρα, ως μέση τιμή για τη θεωρούμενη χρονική περίοδο, εκτιμάται από τη σχέση (FAO, 1986)

$$ET_o = c (w * R_g) \quad (15)$$

όπου,

R_g : ολική ηλιακή ακτινοβολία (mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης)

c : συντελεστής διόρθωσης που εξαρτάται από τη μέση σχετική υγρασία RH και τη μέση ταχύτητα του ανέμου ημέρας $U_{2,d}$ (πίνακας 1)

w : είναι συντελεστής βαρύτητας-συνάρτηση της κλίσης της καμπύλης που συνδέει τη τάση κορεσμένων υδρατμών με τη T_a (Δ , $HPA^{\circ}C^{-1}$) και της ψυχομετρικής σταθεράς ($\gamma = 0.66 \text{ HPA}^{\circ}C^{-1}$):

$$w = \Delta / (\Delta + \gamma) \quad (16)$$

ΠΙΝΑΚΑΣ 1. Τιμές συντελεστή c στη μέθοδο ακτινοβολίας για διάφορες συνθήκες μέσης υγρασίας (RH) και μέσης ανεμοταχύτητας ημέρας ($U_{2,d}$).

$U_{2,d}$ (m/sec)	RHμέση (%)			
	<40	40 - 55	56 - 70	>70
>8.0	1.25	1.15	1.07	0.97
5.0-7.9	1.18	1.08	1.03	0.92
2.0-4.9	1.10	1.02	0.97	0.86
0-1.9	1.01	0.95	0.90	0.82

Η κλίση της καμπύλης υδρατμών (Δ) μπορεί να προσεγγιστεί με την ακόλουθη εξίσωση (Τσακίρης, 1986)

$$\Delta = 2(0.00738T + 0.8072)^7 - 0.00116 \quad (17)$$

Σημειώνεται ότι η επίδραση του υψομέτρου στο Δ θεωρείται αμελητέα επειδή το πλείστο των μετεωρολογικών σταθμών του Ελληνικού δικτύου βρίσκονται χαμηλότερα από τα 1000m.

Οι παράμετροι, επομένως, που απαιτούνται για τον υπολογισμό της ET_0 (μέσες τιμές για το θεωρούμενο διάστημα) είναι:

- 1) μέση θερμοκρασία αέρα (T_a , °C)
- 2) μέση σχετική υγρασία (RH , %)
- 3) μέση ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_g , mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης)
- 4) μέση ταχύτητα ανέμου ημέρας στο 2 m ($U_{2,d}$, m/sec).

Ετσι για τα δεδομένα του παραδείγματος είναι

$$R_g = 320 * 0.0353 = 11.3 \text{ mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης}$$

$$\Delta = 1.7$$

$$w = 0.72$$

$$c = 1.02 \text{ (από τον πίνακα 1)}$$

$$ET_0 = 1.02 * 0.72 * 11.3 = 8.3 \text{ mm/ημέρα}$$

3.5 Μέθοδος Penman

3.5.1 Αρχική μέθοδος Penman

Η συνδυαστική μέθοδος Penman (1948) με την αρχική της μορφή έχει τύχει παγκόσμιας εφαρμογής λόγω της θεωρητικής της βάσης (ημιεμπειρική μέθοδος).

Στη μέθοδο αυτή, με συνδυασμό δύο μικρομετεωρολογικών μεθόδων (του ισοδύναμου της ενέργειας και της αεροδυναμικής), απαλείφεται η ανάγκη για μέτρηση της θερμοκρασίας της εξοστίζουσας επιφάνειας, που είναι ιδιαίτερα δύσκολο να μετρηθεί.

Η μέθοδος δεν είναι πολύ ακριβής όταν

α) η ισορροπία της ατμόσφαιρας αποκλίνει σημαντικά από την ουδέτερη κατάσταση.

β) επικρατούν πολύ ξηρές συνθήκες (ροή αισθητής θερμότητας >> ροή λανθάνουσας θερμότητας εξάτμισης).

γ) επικρατούν συνθήκες σημαντικής οριζόντιας μεταφοράς ενέργειας.

Η μέθοδος αυτή σχεδιάστηκε να εκτιμά εξάτμιση από ανοιχτές υδάτινες επιφάνειες για εβδομαδιαίες ή μεγαλύτερες περιόδους και δίνεται από τη σχέση (Rosenberg, 1983)

$$E_o = (\Delta * R_N + \gamma * E_o) / (\Delta + \gamma) \quad (18)$$

όπου,

E_o : μέση εξάτμιση για το θεωρούμενο χρονικό διάστημα (mm/ημέρα)

γ : ψυχομετρική σταθερά (0.66 hpa °C)

Δ : κλίση της κομπύλης τάσης κορεσμένων υδρατμών με τη θερμοκρασία (βλ. παράγραφο 3.4)

R_N : μέση καθαρή πυκνότητα ροής ακτινοβολίας (mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης). Η R_N δίνεται από τη σχέση

$$R_N = (1 - \rho) R_B - R_{NL} \quad (19)$$

ρ : συντελεστής ανάκλασης που για το γρασίδι είναι 0.25

R_B : μέση ολική ηλιακή ακτινοβολία (mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης)

R_{NL} : μακρού μήκους κύματος ακτινοβολία (mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης)

$$E_o = f(U_2) (e_a - e) \quad (20)$$

$$f(U_2) = 0.27 (1 + U_2/100) \quad (\text{Doorenbos, Pruitt, 1975}) \quad (21)$$

U_2 : μέση ημερήσια διαδρομή ανέμου (Km/ημέρα) στα 2 m

e_a : τάση κορεσμένων υδρατμών στη μέση τιμή της θερμοκρασίας T_a (hpa)

e : πραγματική τάση υδρατμών (hpa)

Οι παράμετροι, επομένως, που πρέπει να καθορίζονται για τον υπολογισμό της E_o (μέσες τιμές για το θεωρούμενο διάστημα) είναι:

- 1) μέση θερμοκρασία αέρα (T_a , °C)
- 2) μέση ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_B , mm)
- 3) μέση μακρού μήκους κύματος ακτινοβολία (R_{NL} , mm)
- 4) μέση ημερήσια ταχύτητα ανέμου (U_2 , Km/ημέρα)
- 5) μέση τάση κορεσμένων υδρατμών (e_a , hpa)
- 6) μέση πραγματική τάση υδρατμών (e , hpa)

Σύμφωνα λοιπόν με τα δεδομένα του παραδείγματος που έχει αναφερθεί είναι

$$R_B = 11.3 \text{ mm ισοδύναμου νερού}$$

$$R_{NL} = 2.2 \text{ mm ισοδύναμου νερού}$$

$$R_N = 0.75 * 11.3 - 2.2 = 6.28 \text{ mm}$$

$$E_a = 0.27(1 + 1.32) 14.1 = 8.832$$

$$\Delta = 1.7 \text{ (βλ. παρ. 3.4)}$$

$$E_o = (1.7 * 6.28 + 0.66 * 8.832) / (2.36) = 6.99 \text{ mm/ημέρα}$$

3.5.2 Τροποποιημένη μέθοδος Penman

Οι Doorenbos και Pruitt (1977) πρότειναν μια τροποποιημένη μορφή της αρχικής εξίσωσης Penman, που ισχύει υπό τις ίδιες προϋποθέσεις, αλλά μπορεί να υπολογίζει τη μέση ημερήσια ET_o (mm) για το χρονικό διάστημα ίσο ή μεγαλύτερο των δέκα ημερών. Εφόσον οι κλιματικές συνθήκες ημέρας και νύχτας επιδρούν αρκετά διαφορετικά στην εξατμισοδιαπνοή χρησιμοποιείται αντισταθμιστικός παράγοντας. Συγκεκριμένα, η συνιστώμενη από τους Doorenbos και Pruitt εξίσωση υπολογισμού της ET_o σε mm ανά ημέρα είναι (Παπαζαφειρίου, 1984):

$$ET_o = c_1 * [w * R_N + (1-w) * f(U_2) * (e_a - e)] \quad (22)$$

όπου,

w είναι συντελεστής βαρύτητας (εξισώσεις 16 και 17) που καθορίζει τη σημαντικότητα επίδρασης του ενεργειακού παράγοντα (R_N) στον υπολογισμό της ET_o , σε αντίθεση με τη συμπληρωματική του τιμή $(1-w)$ που αντιπροσωπεύει την αντίστοιχη επίδραση του αεροδυναμικού παράγοντα $[f(U_2) * (e_a - e)]$.

Η καθαρή πυκνότητα ροής ακτινοβολίας (R_N , mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης ανά ημέρα) υπολογίζεται από τη σχέση (19).

Οι όροι $f(U)$, U_2 , R_B , R_{NL} , e_a , e είναι αυτοί που περιγράφηκαν στην αρχική μέθοδο Penman.

Τέλος, c_1 είναι παράγοντας προσαρμογής ενδεικτικός της διαφοράς των συνθηκών που επικρατούν σε ένα τόπο κατά τη διάρκεια της ημέρας και της νύχτας συνάρτηση της R_B (mm /ημέρα), της μέσης μέγιστης σχετικής υγρασίας του 24ώρου (RH_{max} , %), της μέσης ταχύτητας του ανέμου ημέρας ($U_{2,d}$, m /sec) και του λόγου

$(U_{2,d}/U_{2,n})$, όπου $U_{2,n}$ είναι η μέση ταχύτητα του ανέμου νύχτας.

$$c_1 = \alpha_0 + \alpha_1 * x_1 + \alpha_2 * x_2 - \alpha_3 * x_3 + \alpha_4 * x_4 + \alpha_5 * x_5 + \alpha_6 * x_6 - \alpha_7 * x_7 \quad (16)$$

όπου

$$\alpha_0 = 0.6817006$$

$$\alpha_1 = 0.0027864$$

$$\alpha_2 = 0.0181768$$

$$\alpha_3 = 0.0682501$$

$$\alpha_4 = 0.0126514$$

$$\alpha_5 = 0.00927297$$

$$\alpha_6 = 0.43025 * 10^{-4}$$

$$\alpha_7 = 0.092118 * 10^{-7}$$

$$x_1 = RH_{max}$$

$$x_2 = R_B$$

$$x_3 = U_{2,d}$$

$$x_4 = U_{2,d}/U_{2,n}$$

$$x_5 = (U_{2,d})^2/U_{2,n}$$

$$x_6 = RH_{max} * R_B * U_{2,d}$$

$$x_7 = RH_{max} * R_B * U_{2,d}/U_{2,n}$$

Επομένως, οι παράμετροι που απαιτούνται για την εκτίμηση της ET_0 (μέσες τιμές για το θεωρούμενο διάστημα) είναι

- 1) μέση θερμοκρασία αέρα (T_a , °C)
- 2) μέση ολική ηλιακή ακτινοβολία (R_B , mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης)
- 3) μέση μακρού μήκους κύματος ακτινοβολία (R_{NL} , mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης)
- 4) μέση ημερήσια διαδρομή ανέμου στα 2 m (U_2 , Km/ημέρα)
- 5) μέση ταχύτητα ανέμου ημέρας στα 2 m ($U_{2,d}$, m/sec)
- 6) μέση ταχύτητα ανέμου νύχτας στα 2 m ($U_{2,n}$, m/sec)
- 7) μέση μέγιστη σχετική υγρασία (RH, %)
- 8) μέση τάση κορεσμένων υδρατμών (e_a , hpa)
- 9) μέση τάση υδρατμών (e , hpa)

Θεωρώντας τα δεδομένα του παραδείγματος που έχει αναφερθεί, είναι:

$$R_B = 11.3 \text{ mm ισοδύναμου νερού εξάτμισης}$$

$$R_{NL} = 2.2 \text{ mm}$$

$$R_N = 6.28 \text{ mm}$$

$$\Delta = 1.7$$

$$w = 0.72$$

$$f(U_2)(e_a - e) = 8.832$$

$$c = 1.15$$

$$ET_0 = 1.15(0.72 * 6.28 + 0.28 * 8.832) = 8.04 \text{ mm/ημέρα}$$

3.6 Μέθοδος εξατμισιμέτρου λεκάνης.

Για τον ακριβή υπολογισμό της ET_0 με τη μέθοδο αυτή (Doorenbos et al, 1986) είναι απαραίτητη η γνώση των συνθηκών έκθεσης του εξατμισιμέτρου. Θα πρέπει, συγκεκριμένα, να είναι γνωστά :

α) αν το εξατμισόμετρο είναι εγκατεστημένο σε γυμνό έδαφος ή σε γρασίδι.

β) η απόσταση του εξατμισιμέτρου (προσήμεμη πλευρά) από χέρσο, εάν είναι εγκατεστημένο σε γρασίδι, ή από φυτοκάλυψη, εάν είναι εγκατεστημένο σε χέρσο.

Απαραίτητη, επίσης, είναι η γνώση της μέσης διαδρομής του ανέμου (U_2 , Km/ημέρα) και της μέσης σχετικής υγρασίας (RH, %) για τη θεωρούμενη περίοδο.

Η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς, ως μέση ημερήσια τιμή για τη θεωρούμενη περίοδο εκτιμάται από τη σχέση

$$ET_0 = K_L * E_L$$

όπου,

E_L είναι εξάτμιση σε mm/ημέρα από εξατμισόμετρο λεκάνης τύπου class -A (χωρίς προστατευτικό πλέγμα) και K_L είναι ο συντελεστής της λεκάνης (πίνακας 2).

Για τον υπολογισμό, επομένως, της ET_0 πρέπει να καθορίζονται οι τιμές των παραμέτρων (μέσες τιμές για τη θεωρούμενη περίοδο)

- 1) μέση σχετική υγρασία (RH, %)
- 2) μέση ημερήσια διαδρομή ανέμου στα 2 m (U_2 , Km/ημέρα)
- 3) μέση ημερήσια εξάτμιση (E_L , mm)

Έτσι εάν για τον μήνα Ιούλιο έχουμε $E_L=10\text{mm}$, $RH=50\%$, $U=132$ Km/ημέρα και απόσταση από χέρσο 100 m

$$ET_0=0.8*10=8 \text{ mm/ημέρα.}$$

ΠΙΝΑΚΑΣ 2. Συντελεστής λεκάνης (κ_λ) για διαφορετικές συνθήκες εδαφοκάλυψης, μέσης σχετικής υγρασίας και διαδρομής ανέμου.

	I Λεκάνη σε γρασίδι			I Λεκάνη σε γυμνό έδαφος				
	I	I	I	I	I	I		
RH _{μέση}	I	I<40	I 40-70	I >70	I	I<40	I 40-70	I >70
Ανεμος	I	I	I	I	I	I	I	I
Km/ημέρα	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I
	I	I	I	I	I	I	I	I
Ασθενής	1	.55	.65	.75	1	.7	.8	.85
<175	10	.65	.75	.85	10	.6	.7	.8
	100	.7	.8	.85	100	.55	.65	.75
	1000	.75	.85	.85	1000	.5	.6	.7
Μέτριος	1	.5	.6	.65	1	.65	.75	.8
175-425	10	.6	.7	.75	10	.55	.65	.7
	100	.65	.75	.8	100	.5	.6	.65
	1000	.7	.8	.8	1000	.45	.55	.6
Ισχυρός	1	.45	.5	.6	1	.6	.65	.7
425-700	10	.55	.6	.65	10	.5	.55	.65
	100	.6	.65	.7	100	.45	.5	.6
	1000	.65	.7	.75	1000	.4	.45	.55
Πολύ	1	.4	.45	.5	1	.5	.6	.65
Ισχυρός	10	.45	.55	.6	10	.45	.5	.55
>700	100	.5	.6	.65	100	.4	.45	.5

4. ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΠΑΡΟΥΣΙΑΣΗ ΤΩΝ ΜΕΘΟΩΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ ΑΝΑΦΟΡΑΣ

Στον πίνακα 3 παρουσιάζονται οι παράμετροι που απαιτεί κάθε μία μέθοδος υπολογισμού της ET_0 , καθώς και τα αποτελέσματα των υπολογισμών.

Όλες οι μέθοδοι, εκτός της εξατμισομέτρου λεκάνης, απαιτούν τη μέση θερμοκρασία αέρα, που για τις μεθόδους Thorntwaite και αρχική των Blaney-Griddle είναι και η μοναδική ζητούμενη παράμετρος. Η μέθοδος Thorntwaite αναπτύχθηκε με παρατηρήσεις κλιματικών παραμέτρων των Ανατολικών Η.Π.Α., όπου κύριο χαρακτηριστικό είναι ότι η βροχερή περίοδος συμπίπτει με το θέρος. Στην Ελλάδα, επομένως, που χαρακτηρίζεται από θερμό και ξηρό καλοκαίρι δε συνιστάται. Η αρχική μέθοδος Blaney-Griddle υστερεί στο ότι δεν είναι γνωστοί οι εποχιακοί φυτικοί συντελεστές, και έτσι θεωρείται η σχετικά αυθαίρετη τιμή του $k=0.9$. Οι δύο αυτές μέθοδοι δίνουν τις μικρότερες εκτιμήσεις της ET_0 .

Η αρχική μέθοδος Penman υπολογίζει εξαόμιση από ανοιχτή υδάτινη επιφάνεια και έτσι δεν μπορεί να συγκριθεί με τις υπόλοιπες μεθόδους που υπολογίζουν εξατμισοδιαπνοή.

Η μέθοδος Turk διαφοροποιείται από τις υπόλοιπες μεθόδους διότι δεν απαιτεί μετρήσεις ανέμου, ενώ εκτιμά την ET_0 κατά 2 mm/ημέρα περίπου λιγότερο.

Οι μέθοδοι, Penman, ακτινοβολίας, τροποποιημένη των Blaney-Griddle διαφέρουν λίγο στην εκτίμηση της ET_0 , ενώ η μέθοδος Penman φαίνεται να απαιτεί περισσότερες παραμέτρους από τις δύο άλλες και ταυτόχρονα τις περισσότερες από όλες τις μεθόδους. Αυτό όμως δεν είναι απόλυτα αληθές διότι:

- 1) εάν μετριέται ή υπολογίζεται η RH, τότε είναι γνωστές και η RH_{min} , RH_{max}
- 2) οι τάσεις e_s , e είναι συναρτήσεις των T_a , RH και δεν απαιτούν μετρήσεις
- 3) η R_{NL} όταν δε μετριέται υπολογίζεται από την T_a
- 4) η R_s όταν δε μετριέται υπολογίζεται από το n/N
- 5) όταν μετριέται η U είναι γνωστές και οι U_d , U_n

Η μέθοδος εξεπιμετρίου λεκάνης μειονεκτεί στο ότι δεν υπάρχουν αρκετοί σταθμοί που να μετρούν εξάτμιση.

ΠΙΝΑΚΑΣ 3. Συγκριτικός πίνακας μετεωρολογικών παραμέτρων που απαιτούν οι μέθοδοι υπολογισμού εξεπιμετρίου αναφοράς

	Thorn- waite	Blaney-Gr. αρχική	Blaney-Gr. τροποπ.	Turk 5.6 mm	Ακτινο- βολίας	Fenman αρχική	Fenman τροποπ.	Εξεπι- μετρί- ου
	4.5mm	5.6mm	7.7mm	18.3mm	7mm	8mm	8mm	8mm
T_a	+	+	+	+	+	+	+	
RH				+	+			+
RHmin			+					
RHmax							+	
U			+				+	+
U_d					+	+	+	
U_n							+	
R_s				+	+	+	+	
R_{NL}						+	+	
n/N			+					
e_s						+	+	
e						+	+	
E_λ								+

Για τη δημιουργία λοιπόν του αρχείου εξεπιμετρίου αναφοράς (μέσες μηνιαίες τιμές) προτείνεται να εφαρμοστούν οι μέθοδοι:

1) εάν ο σταθμός διαθέτει παρατηρήσεις

α) θερμοκρασίας αέρα

β) σχετικής υγρασίας (ή παραμέτρους από τις οποίες μπορεί να υπολογιστεί η σχετική υγρασία)

γ) ταχύτητας ανέμου

δ) ολικής ηλιακής ακτινοβολίας (ή ηλιοφάνειας)

να εφαρμόζεται η μέθοδος Fenman η οποία είναι ημιεμπειρική μέθοδος και δίνει γενικά καλύτερα αποτελέσματα (Τσακίρης, 1984)

2) Εάν ο σταθμός δε διαθέτει παρατηρήσεις ανέμου, αλλά διαθέτει παρατηρήσεις των υπολοίπων παραμέτρων της περίπτωσης (1) να εφαρμόζεται η μέθοδος Turk.

3) εάν ο σταθμός διαθέτει παρατηρήσεις μόνο θερμοκρασίας να εφαρμόζεται η αρχική μέθοδος Blaney_Griddle.

Τέλος, για τον υπολογισμό εξάτμισης από ανοιχτή υδάτινη επιφάνεια να εφαρμόζεται η αρχική μέθοδος Penman.

5. ΕΚΤΙΜΗΣΗ ΜΕΓΙΣΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ ΣΥΓΚΕΚΡΙΜΕΝΗΣ ΚΑΛΛΙΕΡΓΕΙΑΣ

Όπως έχει ήδη αναφερθεί η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς (ET_0) συσχετίζεται με τη μέγιστη εξατμισοδιαπνοή (ET_m) μίας φυτοκαλλιέργειας, με τη βοήθεια εμπειρικά εκτιμούμενων συντελεστών k_e σύμφωνα με τη σχέση

$$ET_m = k_e ET_0$$

Οι τιμές του k_e (συντελεστής φυτοκαλλιέργειας) εξαρτώνται από το είδος της φυτοκαλλιέργειας, το στάδιο ανάπτυξης, και μέχρι ένα σημείο από τη ταχύτητα του ανέμου και την υγρασία.

Η εφαρμογή της μεθόδου παρουσιάζει σημαντικές δυσκολίες διότι για κάθε καλλιέργεια θα πρέπει να είναι γνωστά :

α) η αρχή και το τέλος κάθε σταδίου ανάπτυξης (διαφέρουν από περιοχή σε περιοχή)

β) οι συντελεστές k_e για κάθε στάδιο ανάπτυξης.

Επειδή τα στοιχεία αυτά δεν είναι καθορισμένα για τον Ελληνικό χώρο, είναι προφανές ότι δεν μπορεί να γίνει εκτίμηση των τιμών της ET_m με τελικό σκοπό την αρχειοθέτηση.

Προτείνεται λοιπόν η δημιουργία υπορουτινών που θα αποτελέσουν μια βιβλιοθήκη και οι οποίες θα υπολογίζουν την ET_m . Θα είναι ευθύνη του χρήστη ο καθορισμός των ημερομηνιών αρχής και τέλους ενός σταδίου και των τιμών του αντίστοιχου φυτικού συντελεστή k_e . Τιμές του συντελεστή k_e που προτείνει ο FAO φαίνονται στον πίνακα 4.

Οι υπορουτίνες αυτές θα είναι ίδιες με αυτές που περιγράφηκαν στο κεφάλαιο 3, με τη διαφορά ότι θα καθορίζεται επιπλέον ο φυτικός συντελεστής του σταδίου ανάπτυξης της συγκεκριμένης καλλιέργειας. Φυσικά οι μέσες τιμές των υπολοίπων παραμέτρων που απαιτούνται θα αναφέρονται στο χρονικό διάστημα διάρκειας του σταδίου. Θα είναι στην ευχέρεια του χρήστη η επιλογή της μεθόδου υπολογισμού.

Ως παράδειγμα, έστω ότι ζητείται η ET_m της βιομηχανικής ντομάτας στο δεύτερο στάδιο ανάπτυξης της σε mm/ημέρα.

Το δεύτερο στάδιο ανάπτυξης της βιομηχανικής ντομάτας για ένα τόπο με γεωγραφικό πλάτος $\varphi=40^\circ$ στην Ελλάδα αρχίζει περίπου αρχές

Ιουλίου και τελειώνει τέλος Ιουλίου, με $k_2=0.65$ (Παπαδαφειρίου, 1984).

Στη συγκεκριμένη περίπτωση επομένως μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τα δεδομένα του παραδείγματος που έχουμε ήδη αναφέρει.

Έτσι, επιλέγοντας τη μέθοδο Penman έχουμε ότι $ET_0=8$ mm

Επομένως, $ET_m=0.65*8=5.2$ mm/ημέρα.

ΠΙΝΑΚΑΣ 4. Φυτικοί συντελεστές k_c στα στάδια ανάπτυξης φυτοκαλλιέργειών. (οι πρώτες τιμές αντιστοιχούν σε $RH_{min} > 70\%$ και $U < 5m/sec$ ενώ οι δευτέρες σε $RH_{min} < 20\%$ και $U \geq 5m/sec$).

Φυτοκαλλιέργεια	Στάδια ανάπτυξης φυτοκαλλιέργειας										Σύνολο βλαστικής περιόδου
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Μπανάνια	0.5	-0.65	0.8	-0.9	1.0	-1.2	1.0	-1.15	1.0	-1.15	0.85-0.95
Φασόλια											
πράσινα	0.3	-0.4	0.65-0.75	0.95-1.05	0.9	-0.95	0.85-0.95	0.85-0.95	0.85-0.9		
Ξερά	0.3	-0.4	0.7	-0.8	1.05-1.2	0.65-0.75	0.25-0.3	0.7	-0.8		
Γάχανο	0.4	-0.5	0.7	-0.8	0.95-1.1	0.9	-1.0	0.8	-0.95	0.7	-0.95
Βαμβάκι	0.4	-0.5	0.7	-0.8	1.05-1.25	0.8	-0.9	0.65-0.7	0.8	-0.9	
Σταφύλια	0.35-0.55	0.6	-0.8	0.7	-0.9	0.6	-0.8	0.55-0.7	0.55-0.75		
Καλαμπό.	0.3	-0.5	0.7	-0.85	1.05-1.2	0.8	-0.95	0.55-0.6	0.75-0.9		
Κρεμμύδι											
Ξερά	0.4	-0.6	0.7	-0.8	0.95-1.1	0.85-0.9	0.75-0.85	0.8	-0.9		
πράσινα	0.4	-0.6	0.6	-0.75	0.95-1.05	0.95-1.05	0.95-1.05	0.65-0.8			
Αρακάς	0.4	-0.5	0.7	-0.85	1.05-1.2	1.0	-1.15	0.95-1.1	0.8	-0.95	
Πατάτες	0.4	-0.5	0.7	-0.8	1.05-1.2	0.85-0.95	0.7	-0.75	0.75-0.9		
Ρύζι	1.1	-1.15	1.1	-1.5	1.1	-1.3	0.95-1.05	0.95-1.05	1.05-1.2		
Σόγια	0.3	-0.4	0.7	-0.8	1.0	-1.15	0.7	-0.8	0.4	-0.5	0.75-0.9
Σόργο	0.3	-0.4	0.7	-0.75	1.0	-1.15	0.75-0.8	0.5	-0.55	0.75-0.85	
Ζαχαρό-											
τευτλα	0.4	-0.5	0.75-0.85	1.05-1.2	0.9	-1.0	0.6	-0.7	0.8	-0.9	
Ηλιότροφ.	0.3	-0.4	0.7	-0.8	1.05-1.2	0.7	-0.8	0.35-0.45	0.75-0.85		
Καπνός	0.3	-0.4	0.7	-0.8	1.0	-1.2	0.9	-1.0	0.75-0.85	0.85-0.95	
Ντομάτα	0.4	-0.5	0.7	-0.8	1.05-1.25	0.8	-0.95	0.6	-0.65	0.75-0.9	
Πεπόνι	0.4	-0.5	0.7	-0.8	0.95-1.05	0.8	-0.9	0.65-0.75	0.75-0.85		
Σιτάρι	0.3	-0.4	0.7	-0.8	1.05-1.2	0.65-0.75	0.2	-0.25	0.8	-0.9	
Μηδική	0.3	-0.4						1.05-1.2	0.85-1.05		
Ελιά									0.4	-0.6	

ΑΝΑΦΟΡΕΣ

- Ξανθόπουλος, Θ. Εισαγωγή στη τεχνική υδρολογία. ΕΜΠ. Αθήνα, 1984. :4.9-4.11, 4.24-4.30.
- Παπαζωφειρίου, Ζ. Αρχές και πρακτική των αρδεύσεων. Θεσσαλονίκη, 1984. :156-187.
- Τσακίρης, Γ. Μαθήματα εγγειοβελτιωτικών έργων. Αθήνα, 1986. : 4.10-4.30.
- Blad, B.L., 1983: Atmospheric demand for water. Plant Water Relations (I.D. Teare, ed.) Wiley, New York, pp.1-44.
- Blaney, H.F. and Criddle, W.D. 1950: Determining water requirement in irrigated areas from climatological and irrigation data. USDA Soil Conservation Service Tech. Paper No96. 48pp.
- Bouchet, R., J. and Robelin, M., 1969: Evapotranspiration potentielle et reelle - domain d'utilisation - portee pratique. Bull. Tech. Infor. 238: 1-9.
- Caprio, J.M., 1974: The solar thermal unit concept in problems related to plant development and potential evapotranspiration. Phenology and Seasonality Modeling (H.Leith, ed.), Springer-Verlag, New York, pp.353-364.
- Doorenbos, J., Kassam, A.H., Bentvelsen, C.L.M., Branscheid, V., J., Kassam, A.H., Bentvelsen, C.L.M., Branscheid, V., Plus, J.M.G.A., Plusje, J.M.G.A., Smith, M., Uittenbogaard, G.O. and Van Der Wal, H.K., 1986: Yield response to water. Irrigation and Drainage Paper 33, FAO, Rome, 193pp.
- Doorenbos, J. and Pruitt, W.O., 1977: Crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper 24 (revised), Rome, 144pp. FAO. Yield response to water. Rome, 1986.:17-27.
- Federec, C.A., 1975: Evapotranspiration. Rev. Geophys. Space Phys. 13: 442-445 and 487-494.
- Hargreaves, G.H., 1974: Estimation of potential and crop evapotranspiration. Trans. ASAE 17: 701-704.
- Idso, S.B., Reginato, R.J., and Jackson, R.D., 1977: An equation for potential evaporation from soil, water and crop surfaces adaptable to use by remote sensing. Geophys. Res. letters 4: 17 187-188.

Idso, S.B., Reginato, R.J., and Jackson, R.D., 1977: An equation for potential evaporation from soil, water and crop surfaces adaptable to use by remote sensing. *Geophys. Res. letters* 4: 187-188.

Jensen, M.E. and Haise, H.R., 1963: Estimating evapotranspiration from solar radiation. *J. Irrig. Drainage Dir.* ASCE 89: 15-41.

Linacre, E.T., 1977: A simple formula for estimating evapotranspiration rates in various climates, using temperature data alone. *Agric. meteorol.* 18: 409-424.

Lowe, F.L., 1977: An approximating polynomial for the computation of saturation vapor pressure. *J. Appl. Meteorol.*, 16, 100-103

Makkink, G.F., 1967: Ekzameno de la formula de Penman. *Neth. J. Agric. Sci.* 7: 290-305.

Mc Ilrou, I.C., 1957: The measurement of natural evaporation. *J. Australian Inst. Agric. Sci.* 23: 4-17.

Monteith, J.L., 1964: *Evaporation and environment. The state and movement of water in living organisms*, 19th Symo. Exp. Biol. Academic Press, New York, pp. 205-234

Pelton, W.L., King, K.M. and Tanner, C.B., 1960: An evaluation of the thornthwaite method for determining potential evapotranspiration. *Agron. J.* 52: 387-395.

Penman, H.L., 1948: Natural evapotranspiration from open water, bare soil and grass. *Proc. R. Soc. London Ser. A.* 193: 120-145. Priestley, C.H.B. and Taylor, R.J., 1961: On the assesment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. *Monog. Weather Rev.* 108: 81-92.

Rosenberg, N., 1983. *MICROCLIMATE : The biological environment.* J. Wiley, WSA, pp. 243-258

Rosenberg, N.J., Hart, H.E. and Brown, K.W., 1968: *Evapotranspiration - Review of research.* Nebr. Agr. Exo. Station Misc. Bull. No. 20. 80pp.

Slatyer, R.O., Hounam, C.E., Leverington, K.C. and Swinbank, W.C., 1970: *Estimating evapotranspiration - An evaluation of 18 techniques.* Australian Water Resources Council, Depr. of Nat. Developm., Series 5: 3-23.

Slatyer, R.O. and McIlroy, I.C., 1961: Practical Microclimatology. CSIRO, Australia and UNESCO.

Stanhill, G. 1961: A comparison of methods of calculating potential evapotranspiration from climatic data. Israel J. Agric. Res. 11: 159-171.

Tanner, C.B., 1967: measurement of evapotranspiration. Irrigation of Agricultural Lands. (R.M. Hapen, M.R. Haise and T.W. Enminster, eds.) Am. Soc. Agron., Madison, Wisc., pp.534-574.

Thornthwaite, C.W. and Hare, F.K., 1965: The loss of water to the air. Meteor. Monog. 6: 163-180, F.E. Waggoner, ed. Am. Meteor. Soc., Boston.

Thornthwaite, C.W., 1948: An approach toward a rational classification of climate. Geogr. Rev. 38: 55-94.

Turc, I., 1961: Evaluation des besoins en eau d'irrigation, evapotranspiration potentielle, Ann. Agron., 12(1), 13-49.

Van Bavel, C.H.M., 1966: Potential evaporation: The combination concept and its experimental verification. Water Resour. Res. 2: 455-467.

ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΙ

ET_{α}	πραγματική εξατμισοδιαπνοή.
ET_m	μέγιστη εξατμισοδιαπνοή
ET_0	εξατμισοδιαπνοή αναφοράς
ET_p	δυναμική εξατμισοδιαπνοή
e_a	πραγματική τάση υδρατμών
e_s	τάση κορεσμένων υδρατμών
η	πραγματική ηλιοφάνεια
N	θεωρητική ηλιοφάνεια
R_B	ολική ηλιακή ακτινοβολία
R_{NL}	μακρού μήκους κύματος ακτινοβολία
RH	σχετική υγρασία
T_a	θερμοκρασία αέρα
U	ταχύτητα ανέμου