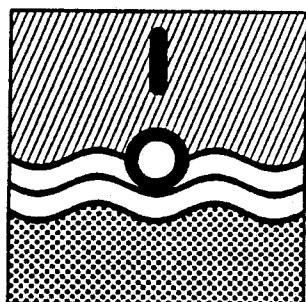


ΥΔΡΟΣΚΟΠΙΟ

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
και
ΕΘΝΙΚΟ ΚΑΙ ΚΑΠΟΔΙΣΤΡΙΑΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ
ΑΘΗΝΩΝ
ΦΥΣΙΚΟ ΤΜΗΜΑ - ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ

HELLENIC NATIONAL METEOROLOGICAL
SERVICE

and

UNIVERSITY OF ATHENS
DEPARTMENT OF PHYSICS
LABORATORY OF METEOROLOGY

ΔΕΥΤΕΡΟΓΕΝΕΙΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ

DERIVED METEOROLOGICAL PARAMETERS

A. Λιακατάς ΓΠΑ
Γ. Κάλλος ΕΚΠΑ
M. Αναδρανιστάκης και Θ. Χαραντώνης EMY

A. Liakatas AUA
G. Kallos UA
M. Anadranistakis and Th. Harantonis HNMS

Αριθμός τεύχους 3/1. 
Report number

ΑΘΗΝΑ - ΑΠΡΙΛΙΟΣ 1993
ATHENS - APRIL 1993

5. ΑΓΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ	18
5.1. Θερμικός χρόνος	18
5.1.1. Γενικά	18
5.1.2. Θεωρία θερμικού χρόνου	18
5.1.3. Υπολογισμός βαθμομερών	19
5.2. Εξατμισοδιαπνοή	20
5.3. Αποδοτικότητα υετού	20
6. ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	21
7. ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΙ	23

ΠΕΡΙΛΗΨΗ

Το τεύχος αυτό αναφέρεται στην επιλογή, στον ορισμό, στην περιγραφή και στον υπολογισμό συνθέτων δευτερογενών μετεωρολογικών παραμέτρων που μπορούν να ενταχθούν σε μια από τις κατηγορίες:

- α) υγρασία - θερμοκρασία
- β) ηλιοφάνεια - ακτινοβολία
- γ) βιομετεωρολογία
- δ) αγρομετεωρολογία

Η επιλογή των παραμέτρων έγινε με γνώμονα το βαθμό εφαρμοσιμότητας και αποδοχής τους από πιθανούς χρήστες και φυσικά τη δυνατότητα υπολογισμού τους με βάση δεδομένα που συνήθως διατίθενται στους περισσότερους μετεωρολογικούς σταθμούς του ελληνικού δικτύου.

Οι έννοιες των παραμέτρων, όπου είναι απαραίτητο, περιγράφονται αναλυτικά και η μεθοδολογία υπολογισμού παρέχεται μέσα από την οπτική γωνία ενός προγραμματιστή.

ABSTRACT

This report refers to the selection, definition - description and calculation of composite derived meteorological parameters that could belong to one of the categories :

- a) humidity - temperature
- b) sunshine - radiation
- c) bioclimatology
- d) agrometeorology

Parameters selection was made by taking into account the degree of their applicability and acceptance by potential users and of course the possibility of their calculation on the basis of data usually available at most meteorological stations of the Greek network.

The concepts of the parameters, where necessary, are analytically described and the calculation methodology is provided with the view of a programmer.

1. ΓΕΝΙΚΑ

Τον Ιούνιο 1992 συνεδρίασε η ΤΕΕ Μετεωρολογίας και καθορίστηκαν επακριβώς τα περιεχόμενα αυτού του μέρους των εργασιών. Συγκεκριμένα διευκρινίστηκαν οι έννοιες "πρωτογενείς" - "δευτερογενείς" παράμετροι. Καθορίστηκαν επίσης και οι έννοιες "κλιματολογικές" και "σύνθετοι" παράμετροι.

Ειδικότερα:

- I. Πρωτογενείς παράμετροι ορίστηκαν αυτές που προκύπτουν από μετρήσεις οργάνων μετά από τις απαραίτητες αναγωγές.
- II. Δευτερογενείς παράμετροι ορίστηκαν δύο ειδών:
 - IIα. Κλιματολογικές παράμετροι ορίστηκαν αυτές που προκύπτουν από την επεξεργασία μιας μετρούμενης παραμέτρου.
 - IIβ. Σύνθετες παράμετροι αυτές που προκύπτουν από συνδυασμό περισσοτέρων της μιας παραμέτρου.

Στο κεφάλαιο αυτό θα ασχοληθούμε με τον προσδιορισμό των σύνθετων παραμέτρων και ειδικότερα των παραμέτρων υγρασίας, -θερμοκρασίας, ηλιακής ακτινοβολίας, βιομετεωρολογίας, και αγρομετεωρολογίας.

Ο καθορισμός του τρόπου υπολογισμού κλιματικών παραμέτρων γίνεται στο τμήμα 8 του Γενικού Σχεδιασμού Μετεωρολογίας.

2. ΥΓΡΑΣΙΑ - ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ

2.1. Ορισμοί

Υπάρχουν πολλών ειδών διατυπώσεις της παραμέτρου της υγρασίας της ατμόσφαιρας. Οι πλέον χρησιμοποιούμενες είναι της σχετικής (relative), της απόλυτης (absolute), της ειδικής (specific), της αναλογίας μείγματος (mixing ratio), του σημείου δρόσου (dew point) και της μερικής πίεσης (τάσης) των υδρατμών (water vapor pressure).

Απο τις σύνθετες παραμέτρους θερμοκρασίας ενδιαφέρουν κυρίως η δυναμική (potential) και αντίστοιχη (virtual).

Μια ακόμη χρήσιμη έννοια σχετική με την υγρασία είναι και αυτή του κορεσμού. Ατμοσφαιρικός αέρας σε δεδομένη πίεση και θερμοκρασία θεωρείται κορεσμένος εαν η αναλογία μείγματος είναι τέτοια που ο υγρός αέρας να συνυπάρχει σε ουδέτερη ισορροπία με συμπυκνώματα (υγρά ή στερεά) στην ίδια θερμοκρασία και πίεση.

2.1.1. Αναλογία Μείγματος (mixing ratio)

Αναλογία μείγματος r του υγρού αέρα είναι ο λόγος της μάζας m_v των υδρατμών προς τη μάζα m_a του ξηρού αέρα μέσα στην οποία βρίσκονται οι υδρατμοί:

$$r = m_v / m_a \quad (2.1)$$

Η συνηθέστερα χρησιμοποιούμενη μονάδα είναι gr / Kgr.

Η αναλογία μείγματος υπολογίζεται απο τη μερική πίεση των υδρατμών e και την ατμοσφαιρική πίεση p απο τη σχέση:

$$r = 0.622 e / (p - e) \quad (2.2)$$

2.1.2. Ειδική Υγρασία (specific humidity)

Ως ειδική υγρασία q ορίζεται ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς την ολική μάζα του υγρού αέρα, δηλαδή:

$$q = m_v / (m_v + m_a) \quad (2.3)$$

Η συνηθέστερα χρησιμοποιούμενη μονάδα είναι gr/Kgr.

Η ειδική υγρασία υπολογίζεται ως συνάρτηση της μερικής πίεσης των υδρατμών και της ατμοσφαιρικής πίεσης p απο τη σχέση:

$$q = 0.622 e / (p - 0.378 e) \quad (2.4)$$

2.1.3. Απόλυτη υγρασία (absolute humidity)

Ως απόλυτη υγρασία p_v ορίζεται ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς τον όγκο που καταλαμβάνει το μείγμα του ξηρού αέρα με τους υδρατμούς:

$$p_v = m_v / V \quad (2.5)$$

Η χρησιμοποιούμενη μονάδα είναι gr/m^3 .

Αυτή η παράμετρος της υγρασίας χρησιμοποιείται πολύ σπάνια.

2.1.4. Σημείο Δρόσου (dew point)

Ορίζεται ως η θερμοκρασία του ατμοσφαιρικού αέρα (που περιέχει υδρατμούς) στην οποία θα πρέπει να ψυχθεί, κάτω από σταθερή πίεση, για να καταστεί κορεσμένη από υδρατμούς. Συμβολίζεται δε με T_d .

Μια πρακτική εξίσωση υπολογισμού του σημείου δρόσου από τη μερική πίεση των υδρατμών είναι και η:

$$T_d = [243.5 \ln(e) - 440.8] / [19.48 - \ln(e)] \quad (2.6)$$

Η μονάδα που χρησιμοποιείται για αυτή την παράμετρο είναι οι βαθμοί Κ.

2.1.5. Μερική Πίεση των Υδρατμών (partial pressure of water vapor)

Η μερική πίεση των υδρατμών, που περιέχονται σε μια ακόρεστη αέρια μάζα πολλές φορές αναφέρεται και σαν "τάση των υδρατμών". Η μερική πίεση των υδρατμών e σε υγρό αέρα με ολική πίεση p και με αναλογία μείγματος r υπολογίζεται από τη σχέση:

$$e = r p / (0.62198 + r) \quad (2.7)$$

και εκφράζεται σε hPa.

Η πίεση p είναι σε hPa επίσης.

2.1.6. Μέγιστη Τάση των Υδρατμών ή Μερική Πίεση των Υδρατμών σε Κορεσμένη Ατμόσφαιρα (saturation water vapor pressure)

Είναι η μερική πίεση των υδρατμών όταν ο ατμοσφαιρικός αέρας βρίσκεται σε κατάσταση κορεσμού.

Η μέγιστη τάση των υδρατμών υπολογίζεται συνήθως από την εμπειρική σχέση των Magnus-Tetens:

$$e_s = e_{s0} 10^{(aT/(b + T))} \quad (2.8)$$

όπου

T : είναι η θερμοκρασία σε βαθμούς Κελσίου

e_{s0} : η μέγιστη τάση των υδρατμών στους 0 βαθμούς Κελσίου ($e_{s0} = 6.112$ hPa)

$a = 7.5$ για υπολογισμούς πάνω από νερό,

$= 9.5$ για υπολογισμούς πάνω από πάγο

$b = 273.3$ για υπολογισμούς πάνω από νερό,

$= 265.5$ για υπολογισμούς πάνω από πάγο

Μια άλλη μορφή αυτής της σχέσης για υπολογισμούς πάνω από νερό είναι και η:

$$e_s = e_{s0} \exp(17.67T/(T + 243.5)) \quad (2.9)$$

Για πρακτικούς λόγους και για γρήγορους υπολογισμούς χρησιμοποιείται και η παρακάτω πολυωνυμική σχέση (Lowe, 1977). Η ακρίβεια των υπολογισμών με αυτή είναι καλύτερη του 1% για θερμοκρασίες από -50 έως +50 βαθμούς Κελσίου. Η σχέση είναι:

$$e_s = a_0 + T(a_1 + T(a_2 + T(a_3 + T(a_4 + T(a_5 + a_6 T)))))) \quad (2.10)$$

Για την περίπτωση που η θερμοκρασία είναι σε βαθμούς Celcius οι συντελεστές αυτού του πολυωνύμου είναι:

$$\begin{aligned} a_0 &= 6.109177956 \\ a_1 &= 5.034698970 \times 10^{-1} \\ a_2 &= 1.886013408 \times 10^{-2} \\ a_3 &= 4.176223716 \times 10^{-4} \\ a_4 &= 5.824720280 \times 10^{-6} \\ a_5 &= 4.838803174 \times 10^{-8} \\ a_6 &= 1.838826904 \times 10^{-10} \end{aligned}$$

Μια εναλλακτική σχέση που χρησιμοποιείται για τον ακριβέστερο υπολογισμό της τάσης των κορεσμένων υδρατμών είναι αυτή που προτείνεται από τον Wigley (1974) και McRae (1980):

$$e_s = P_s \exp(13.318a - 1.9760a^2 - 0.6445a^3 - 0.1299a^4) \quad (2.11)$$

όπου:

$$P_s = 1013.25 \text{ hPa}$$

$$a = 1 - 373.15/T$$

T η θερμοκρασία σε βαθμούς Kelvin.

Η παράμετρος αυτή θεωρείται πολύ βασική γιατί από αυτή μπορούν να υπολογιστούν μια σειρά από άλλες παραμέτρους της υγρασίας.

Από τους εναλλακτικούς τρόπους υπολογισμού της e_s που προαναφέρθηκαν επιλέγεται η πλέον κατάλληλη ανάλογα με τις ανάγκες του χρήστη. Ως πρώτη επιλογή θα χρησιμοποιείται η εξ. (2.10).

2.1.7. Σχετική υγρασία (relative humidity)

Για συγκεκριμένη θερμοκρασία T, ορίζεται σαν σχετική υγρασία (επι τοις %) ο λόγος της μερικής πίεσης των υδρατμών προς τη μέγιστη τάση των υδρατμών για την ίδια θερμοκρασία, ήτοι:

$$RH = 100 e / e_s \quad (2.12)$$

Ορίζεται επίσης ως συνάρτηση της αναλογίας μείγματος, ήτοι:

$$RH = 100 r / r_s \quad (2.13)$$

όπου:

r : η αναλογία μείγματος

r_s : η αναλογία μείγματος για κατάσταση κορεσμού

Για τον υπολογισμό της πίεσης των υδρατμών (ή της σχετικής υγρασίας) γίνεται διάκριση για τον υπολογισμό πάνω από νερό ή πάνω

απο πάγο. Όλοι αυτοί οι υπολογισμοί είναι προτιμότερο κατά το WMO να γίνονται για πάνω απο το νερό επειδή:

1. Τα περισσότερα απο τα χρησιμοποιούμενα αισθητήρια μέτρησης της υγρασίας είναι ρυθμισμένα για μετρήσεις πάνω απο το νερό, για όλες τις θερμοκρασίες.
2. Σχετική υγρασία μεγαλύτερη του 100% γενικά δεν παρατηρείται. Αντίθετα, για υπολογισμούς πάνω απο πάγο είναι σύνηθες να παρατηρείται υπερκορεσμός (πάνω απο 100%).
3. Η πλειοψηφία των υπαρχουσών μετρήσεων υγρασίας σε θερμοκρασίες κάτω του μηδενός αναφέρονται σε κατάσταση κορεσμού πάνω απο υδάτινη επιφάνεια.

2.2. Υπολογισμός μιας παραμέτρου υγρασίας γνωρίζοντας μια άλλη

Όπως αναφέρθηκε και παραπάνω, η σχέση που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της μερικής και της μέγιστης πίεσης των υδρατμών e και e_s αντίστοιχα, θεωρούνται ως οι πιο πρακτικές να χρησιμοποιηθούν για τέτοιες μετατροπές. Γι' αυτό συνιστάται να χρησιμοποιηθούν ως βάση για τέτοιου είδους μετατροπές. Παρακάτω παρουσιάζονται μερικοί τέτοιοι τρόποι και κυρίως αυτοί που παρουσιάζουν κάποια δυσκολία και δεν είναι προφανείς.

Σε όλους σχεδόν τους μετεωρολογικούς σταθμούς οι μετρήσεις υγρασίας γίνονται είτε απ' ευθείας σε σχετική υγρασία είτε σε θερμοκρασία ξηρού και υγρού θερμομέτρου. Συνεπώς, για όλες σχεδόν τις περιπτώσεις, η πρωτογενής παράμετρος μέτρησης της υγρασίας θα είναι σε μια απο αυτές τις μορφές. Για λόγους ομοιογένειας θα πρέπει να ληφθεί μέριμνα για την ομογενή παρουσίαση αυτής της παραμέτρου στην υπο κατασκευήν βάση δεδομένων ή για τη διάκριση του είδους της παραμέτρου που χρησιμοποιείται.

Οι τρόποι που αναφέρονται παρακάτω είναι οι πλέον χρησιμοποιούμενοι σε αντικείμενα που σχετίζονται με τη μετεωρολογία.

2.2.1. Υπολογισμός της σχετικής υγρασίας όταν είναι γνωστές οι θερμοκρασίες του ξηρού και υγρού θερμομέτρου

Χρησιμοποιώντας μια απο τις προαναφερθείσες σχέσεις για τον υπολογισμό της τάσης των κορεσμένων υδρατμών και τη θερμοκρασία του ξηρού θερμομέτρου υπολογίζεται η τάση των κορεσμένων υδρατμών e_s (εξ.2.8 - 2.11). Χρησιμοποιώντας την ίδια σχέση αλλά με τη θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου υπολογίζεται η μερική πίεση των υδρατμών e . Ο λόγος e/e_s πολλαπλασιασμένος επι 100 είναι σχετική υγρασία. Όλες οι σχέσεις που δίδονται παραπάνω όταν χρησιμοποιηθούν κατ' αυτόν τον τρόπο υπολογίζουν τη σχετική υγρασία με ακρίβεια γύρω στο 1%.

2.2.2. Υπολογισμός της μερικής πίεσης των υδρατμών γνωρίζοντας τη θερμοκρασία (ξηρού) και τη σχετική υγρασία

Απο τη θερμοκρασία υπολογίζεται η μέγιστη τάση των υδρατμών

e_s (εξ.2.10). Απο την εξίσωση που συνδέει την τάση των υδρατμών με τη σχετική υγρασία (εξ.2.12) υπολογίζεται η μερική πίεση των υδρατμών.

2.2.3. Υπολογισμός της αναλογίας μείγματος όταν είναι γνωστή η σχετική υγρασία, η θερμοκρασία (Ξηρού) και η ατμοσφαιρική πίεση

Ακολουθείται η διαδικασία 2 (προηγούμενη) και κατόπιν χρησιμοποιείται η εξίσωση υπολογισμού της μερικής πίεσης των υδρατμών (εξ.2.7) επιλύοντάς την για την αναλογία μείγματος r .

2.2.4. Υπολογισμός του σημείου δρόσου γνωρίζοντας τη θερμοκρασία (Ξηρού) και τη σχετική υγρασία

Ακολουθώντας τη διαδικασία 2 και χρησιμοποιώντας μια απο τις εξισώσεις που συνδέουν τη μερική πίεση των υδρατμών με τη θερμοκρασία (εξ.2.8 - 2.10) επιλύεται για τη θερμοκρασία, χρησιμοποιώντας την μερική πίεση υδρατμών (e) αντί για την e_s . Αυτή η θερμοκρασία είναι το σημείο δρόσου. Σε περίπτωση χρήσης μιας απο τις παραπάνω εξισώσεις που έχουν περισσότερες απο μια λύσεις θα πρέπει να γίνει δεκτή η πιο ρεαλιστική.

2.3. Υπολογισμός συνθέτων παραμέτρων θερμοκρασίας

2.3.1. Δυνητική θερμοκρασία (potential temperature)

Αναφέρεται και ως δυναμική θερμοκρασία του Ξηρού αέρα. Είναι η θερμοκρασία που αποκτά η αέρια μάζα όταν μεταφέρεται στη σταθερή πίεση των 1000 hPa, και δίνεται απο τη σχέση:

$$\theta = T (1000 / p)^{R/c_p} \quad (2.14)$$

όπου:

T : η θερμοκρασία του Ξηρού θερμομέτρου σε βαθμούς K

p : η ατμοσφαιρική πίεση σε hPa

R : η παγκόσμια σταθερά των αερίων.

c_p : η ειδική θερμότητα του Ξηρού αέρα υπο σταθερή πίεση

$$R/c_p = 2/7$$

2.3.2. Αντίστοιχη θερμοκρασία (virtual temperature)

Ως αντίστοιχη θερμοκρασία του υγρού αέρα ορίζεται η θερμοκρασία του Ξηρού αέρα που έχει την ίδια πίεση και την ίδια πυκνότητα με τον υγρό αέρα, δηλαδή

$$T_v = (1. + 0.61q) T \quad (2.15)$$

2.4. Σημεία που θα πρέπει να προσέξει ο προγραμματιστής

Όλες οι δευτερογενείς παράμετροι που αναφέρθηκαν προηγουμένως πρέπει να χρησιμοποιούνται αυστηρά και για τον υπολογισμό τους θα πρέπει να χρησιμοποιούνται μόνο πρωτογενείς παράμετροι. Δηλαδή δεν θα πρέπει να χρησιμοποιούνται κλιματικές τιμές για τον υπολογισμό μιας από τις παραπάνω δευτερογενείς παραμέτρους. Σαν παράδειγμα αναφέρεται ότι δεν μπορεί να χρησιμοποιηθούν κλιματικές τιμές (πχ μέσες, μέγιστες, ελάχιστες τιμές της θερμοκρασίας ξηρού ή υγρού θερμομέτρου) για τον υπολογισμό της κλιματικής τιμής της σχετικής υγρασίας.

Για τον υπολογισμό κλιματικών τιμών αυτών των παραμέτρων θα πρέπει πρώτα να γίνεται ο υπολογισμός με βάση τις πρωτογενείς τιμές και κατόπιν να υπολογίζονται οι κλιματικές (πχ μέσες τιμές).

3. ΗΛΙΟΦΑΝΕΙΑ ΚΑΙ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

3.1. Κλάσμα ηλιοφάνειας

Ορίζεται ως το πηλίκο της πραγματικής προς την θεωρητική ηλιοφάνεια (n/N).

Διάρκεια ηλιοφάνειας ή απλά ηλιοφάνεια (n) καλείται ο συνολικός χρόνος κατά τον οποίο η ηλιακή ακτινοβολία φθάνει άμεσα σε ένα τόπο. Πρόκειται, δηλαδή, για τον χρόνο της ημέρας κατά τον οποίο ο ήλιος είναι ορατός στον συγκεκριμένο τόπο.

Μια ημέρα χαρακτηρίζεται ως ηλιοφανεγή ή ανέφελη όταν καθόλη τη διάρκειά της ο ήλιος δεν καλύπτεται από σύννεφα και ως ανήλιος ή νεφοσκεπή όταν ο ήλιος δεν είναι ορατός καθόλο το μήκος της.

Η ηλιοφάνεια μιας ανέφελης μέρας σε έναν τόπο με ορίζοντα τον θεωρητικό ορίζοντα του τόπου (ανεμπόδιστο προς όλες τις διευθύνσεις) ονομάζεται θεωρητική ή αστρονομική ηλιοφάνεια (N).

Η (n) μετρούμενη με ηλιογράφους είναι πάντα μικρότερη από την (N) διότι:

- α. Ο πραγματικός ορίζοντας πολλές φορές δεν συμπίπτει με τον θεωρητικό (θεωρητική γεωγραφική ηλιοφάνεια).
- β. Οι ηλιογράφοι αρχίζουν να καταγράφουν την ηλιοφάνεια όταν η ενέργεια που δέχονται είναι μεγαλύτερη από κάποια οριακή τιμή.

Στους ηλιογράφους Campbell-Stokes, που κατά κανόνα χρησιμοποιούνται στην Ελλάδα, η καταγραφή αρχίζει όταν το ύψος του ηλίου είναι μεγαλύτερο από 3° - 5° (Κυριαζόπουλος και Λιβαδάς, 1971). Κατά συνέπεια για το κλάσμα ηλιοφάνειας (n/N) ισχύει $0 < (n/N) < 1$.

Η θεωρητική ηλιοφάνεια (N) υπολογίζεται από την σχέση (Thompson et al, 1981):

$$N = 24 - 2t_1 = t_2 - t_1 \quad (3.1)$$

όπου:

$$t_1 = \text{τοπική ώρα ανατολής του ηλίου} \\ = (12/\pi) \arccos(\tan\delta \tan\phi + 0.0145/(\cos\delta \cos\phi)) \quad (3.2)$$

$$t_2 = \text{τοπική ώρα δύσης του ηλίου} = 24 - t_1 \quad (3.3)$$

$$\delta = \text{η απόκλιση του ηλίου} \\ = 0.41 \cos(2\pi(d-172)/365) \quad (3.4)$$

ϕ = το γεωγραφικό πλάτος και

d = η Ιουλιανή ημέρα του έτους (αύξων αριθμός ημέρας του έτους)

Συνεπώς για τον υπολογισμό του κλάσματος ηλιοφάνειας πρέπει να καθορίζονται οι παράμετροι:

1. Πραγματική ηλιοφάνεια (n , ώρες)
2. Γεωγραφικό πλάτος (ϕ , $^\circ$)
3. Ιουλιανή ημέρα (d , 1-365)

Ετσι, εάν θέλουμε να υπολογίσουμε το κλάσμα ηλιοφάνειας για τον σταθμό της Θεσσαλονίκης ($\phi=38.2^\circ$) στις 13 Φεβρουαρίου που η πραγματική ηλιοφάνεια ήταν $n=6,5$ ώρες (6 ώρες και 30 λεπτά),

έχουμε:

$$d=31+13=44$$

$$\delta=0.41\cos[2\pi(44-172)/365]=-0.242 \text{ rad}$$

$$\tan\varphi=0.787$$

$$\tan\delta=-0.247$$

$$\cos\varphi=0.786$$

$$\cos\delta=0.971$$

$$t_1=6.673 \text{ (δηλαδή 6 και 40 λεπτά τοπική ώρα)}$$

$$t_2=24-t_1=17.33 \text{ (δηλαδή 17 και 20 λεπτά τοπική ώρα)}$$

$$N=t_2-t_1=10.66 \text{ (δηλαδή 10 ώρες και 40 λεπτά)}$$

$$\text{Επομένως: } \eta/N=0.61$$

3.2. Ακτινοβολία

3.2.1. Ολική Ηλιακή Ακτινοβολία

Από την ηλιακή ενέργεια που εκπέμπεται υπό μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας μήκους κύματος 0.13-25 μm , η ποσότητα που κατά μέσο όρο φθάνει στο όριο της γήινης ατμόσφαιρας ανά μονάδα χρόνου και ανά μονάδα επιφάνειας τοποθετημένης κάθετα στις ηλιακές ακτίνες και στη μέση απόσταση Γης-ήλιου ονομάζεται "ηλιακή σταθερά" ($I'=1360 \text{ Wm}^{-2}$). Η ενέργεια για μια οποιαδήποτε Ιουλιανή μέρα του έτους (d) δίνεται από την σχέση (Thompson et al., 1981):

$$I_0 = I'*(1+0.035 \cos(2\pi d/365)) \quad (3.5)$$

Κατά μήκος της τροχιάς της, μέχρι την επιφάνεια της γης η ηλιακή ακτινοβολία διαφοροποιείται λόγω διάχυσης, ανάκλασης ή απορρόφησης από την ατμόσφαιρα. Έτσι, μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας, που προσπίπτει στη γήινη επιφάνεια, φθάνει απευθείας από τον ηλιακό δίσκο και καλείται άμεση (R_a), ενώ η υπόλοιπη ακτινοβολία φθάνει έμμεσα μετά από παρεμβολή της ατμόσφαιρας και ονομάζεται διάχυτη (R_d). Αυτό βέβαια που κατά κανόνα ενδιαφέρει για πρακτικούς σκοπούς είναι το άθροισμα των δύο που αποτελεί την ολική ηλιακή ακτινοβολία ($R_s=R_a+R_d$, global radiation).

Στις εξισώσεις ενέργειας των φυσικών συστημάτων, η ηλιακή ενέργεια αποτελεί έναν από τους κυριότερους όρους και η γνώση της τιμής της με όσο το δυνατό μεγαλύτερη ακρίβεια είναι απαραίτητη. Όταν όμως λείπουν ή είναι περιορισμένες μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας, επιχειρείται συνήθως ο υπολογισμός της με χρήση καταγραφών ηλιοφάνειας και εκτιμώμενων τιμών άλλων παραμέτρων.

Η γνωστότερη από τις σχέσεις που συνδέουν την ολική ηλιακή ακτινοβολία με το κλάσμα ηλιοφάνειας σε έναν τόπο είναι η εξίσωση Angstrom:

$$R_s=R_a*(\alpha+\beta*(n/N)) \quad (3.6)$$

όπου:

R_a είναι η θεωρητική ηλιακή ακτινοβολία, δηλαδή η ηλιακή ακτινοβολία που φθάνει στο ανώτατο όριο της ατμόσφαιρας, και υπολογίζεται σε Wm^{-2} από τη σχέση (Thompson et al., 1981)

$$R_d = \frac{I_0((t_2 - t_1) \sin \delta \sin \varphi + (12/\pi) \cos \delta \cos \varphi (\sin(\pi t_1/12) - \sin(\pi t_2/12)))}{(t_2 - t_1)} \quad (3.7)$$

φ είναι το γεωγραφικό πλάτος του τόπου.

Οι συντελεστές Angstrom α και β εξαρτώνται από τον τόπο και την εποχή και υπολογίστηκαν για την Ελλάδα από διάφορους μελετητές. Σχετικά πρόσφατα ο Χαραντώνης (1985) παρέχει τις παρακάτω μέσες τιμές:

- 1) $\alpha=0.25$ και $\beta=0.45$ σε ημερήσια βάση και
- 2) $\alpha=0.23$ και $\beta=0.48$ σε μηνιαία βάση.

Για τον υπολογισμό επομένως της R_S απαιτούνται οι παράμετροι

1. Θεωρητική ηλιοφάνεια (η)
2. Γεωγραφικό πλάτος ($\varphi, ^\circ$)
3. Ιουλιανή ημέρα (d)
4. Συντελεστές α, β

Εναλλακτικά μπορούν να παραλείπονται οι συντελεστές α, β και να θεωρούνται οι τιμές πρώτης επιλογής τους που είναι αυτές που αναφέρθηκαν προηγούμενα. Πρέπει φυσικά να διευκρινίζεται αν οι υπολογισμοί αναφέρονται σε μηνιαία ή εβδομαδιαία βάση.

Ετσι, αν θεωρήσουμε τα δεδομένα του προηγούμενου παραδείγματος έχουμε:

$$\begin{aligned} I_0 &= 1360[1+0.035\cos(2\pi d/365)] = 1394.5 \text{ Wm}^{-2} \\ R_d &= 543 \text{ Wm}^{-2} \\ R_S &= 543(0.25+0.45*0.61) = 284 \text{ Wm}^{-2} \end{aligned}$$

3.2.2. Μακροῦ μήκους κύματος ακτινοβολία

Η διαφορά της ενέργειας που η γη ακτινοβολεί προς το περιβάλλον και αυτής που δέχεται από το περιβάλλον, υπολογίζεται επίσης σε Wm^{-2} από τη σχέση (Thompson et al., 1981)

$$R_{NL} = f(T) \cdot f(e_s) \cdot f(n/N) \quad (3.8)$$

όπου:

$$f(T) = \varepsilon \cdot \sigma \cdot (273.16 + T)^4 \quad (3.9)$$

ε = η ικανότητα εκπομπής της επιφάνειας = 0.95
 $\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8} \text{ Wm}^{-2} \text{ K}^{-4}$

$$f(e_s) = 1.28 [e_s / (273.16 + T)]^{1/7 - 1} \quad (3.10)$$

$$f(n/N) = 0.2 + 0.8 * (n/N) \quad (3.11)$$

T : η μέση θερμοκρασία του αέρα

e_s : η τάση κορεσμένων υδρατμών του αέρα (hPa). Ο τρόπος υπολογισμού της αναφέρεται στη παράγραφο (2.1.6).

Για τον υπολογισμό επομένως της R_{NL} απαιτούνται οι παράμετροι:

1. Μέση θερμοκρασία αέρα ($T, ^\circ\text{C}$)
2. Πραγματική ηλιοφάνεια ($\eta, \text{ώρες}$)

Ετσι, χρησιμοποιώντας τα δεδομένα του προηγούμενου

παραδείγματος θεωρώντας μέση θερμοκρασία $T=10^{\circ}\text{C}$ έχουμε:

$$e_s = 12.27 \text{ hPa} \quad (\text{σύμφωνα με τη σχέση 2.9})$$

$R_{NL} = -58 \text{ Wm}^{-2}$ Η αρνητική τιμή δείχνει ότι έχουμε απώλεια ενέργειας.

3.2.3. Ισοζύγιο ακτινοβολίας

Το ισοζύγιο ακτινοβολίας (η καθαρή πυκνότητα ροής ακτινοβολίας R_N) αποτελεί τη διαφορά των επιμέρους ισοζυγίων μικρού μήκους (R_S) και μεγάλου μήκους (R_{NL}) κύματος ακτινοβολιών.

Ο υπολογισμός του είναι δυνατόν να τυποποιηθεί όταν ως επιφάνεια ανταλλαγής ακτινοβολιών ορισθεί η επιφάνεια γρασιδιού (που θεωρείται συνήθως ως επιφάνεια αναφοράς). Επειδή το R_N χρησιμοποιείται κατά κανόνα στις μεθόδους εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής που έχουν ως βάση το ισοζύγιο ενέργειας, ο τρόπος υπολογισμού του θα περιγραφεί στο σχετικό κεφάλαιο στη μέθοδο Penman.

4. ΒΙΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΔΕΙΚΤΕΣ

4.1. Γενικά

Τα σημαντικότερα κλιματικά στοιχεία που καθορίζουν τον βαθμό ευεξίας του ανθρώπου σε συγκεκριμένο περιβάλλον είναι η θερμοκρασία, η υγρασία, ο άνεμος και η ηλιοφάνεια, επειδή διαφοροποιούν το ισοζύγιο των ανταλλαγών θερμότητας μεταξύ του ανθρώπινου σώματος και του περιβάλλοντος. Για εσωτερικούς χώρους η θερμοκρασία και η υγρασία αποτελούν τους αποκλειστικούς παράγοντες ενώ για εξωτερικούς χώρους πρέπει να λαμβάνονται υπόψη επίσης ο άνεμος και η ηλιοφάνεια.

Όταν ανάμεσα στο περιβάλλον και στον άνθρωπο επέλθει θερμικό ισοζύγιο τέτοιο ώστε η θερμοκρασία του σώματος να διατηρείται στους 36,5 °C και του δέρματος στους 33 °C, τότε δημιουργείται για τον άνθρωπο η αίσθηση της "άνεσης" ενώ διαφορετικά αισθάνεται "δυσφορία" (Μεταξάς, 1970).

Σύμφωνα με την Ένωση Αμερικανών Μηχανικών Κλιματισμού (ASHRAE, 1966) η αίσθηση "άνεσης" ορίζεται ως η ψυχική διάθεση του ανθρώπου που δείχνει ότι τον ικανοποιεί το θερμικό περιβάλλον του ενώ η αίσθηση "δυσφορίας" εκτιμάται από το μέγεθος απόκλισης οποιωνδήποτε φυσιολογικών συστημάτων ή αισθητηρίων εκδήλωσης δυσφορίας από την κατάσταση τους στην άνεση.

Για πρακτικές εφαρμογές η αίσθηση άνεσης ή δυσφορίας μπορεί να εκφραστεί με έναν δείκτη που είναι συνάρτηση των μετεωρολογικών παραμέτρων που προαναφέρθηκαν. Επειδή όμως ο ποσοτικός καθορισμός των μη μετεωρολογικών μεταβλητών είναι δύσκολος, ο υπολογισμός γίνεται συνήθως για ειδικές συνθήκες, όπως για παράδειγμα, η περίπτωση συγκεκριμένης κατηγορίας πληθυσμού σε καθορισμένες συνθήκες εργασίας και ενδυμασίας.

Οι περισσότεροι δείκτες αφορούν υγιείς νέους άνδρες σε ελαφρά εργασία και κανονικά ντυμένους. Οι πλέον χρησιμοποιούμενοι είναι:

1. Η αισθητή θερμοκρασία
2. Ο δείκτης δυσφορίας
3. Η θερμοκρασία δέρματος
4. Η ισχύς απόψυξης
5. Η ισοδύναμη θερμοκρασία απόψυξης λόγω ανέμου

Η αισθητή θερμοκρασία, ο δείκτης δυσφορίας και η θερμοκρασία δέρματος χρησιμοποιούνται ως μέτρα άνεσης ή δυσφορίας κυρίως για την θερμή περίοδο του έτους (Μάιος - Σεπτέμβριος) ενώ για την ψυχρή περίοδο (Νοέμβριος - Μάρτιος) χρησιμοποιούνται η ισχύς απόψυξης και η ισοδύναμη θερμοκρασία απόψυξης λόγω ανέμου.

Η αισθητή θερμοκρασία και ο δείκτης δυσφορίας υπολογίζονται για άτομα σε εσωτερικό κατά κανόνα χώρο που κουράζονται ελάχιστα ενώ η θερμοκρασία δέρματος για άτομα στο ύπαιθρο που είτε αναπαύονται ή εργάζονται και εντατικά.

4.2. Μέθοδοι υπολογισμού βιομετεωρολογικών δεικτών

Όσον αφορά τις μετεωρολογικές παραμέτρους που απαιτούνται για τον υπολογισμό των βιομετεωρολογικών δεικτών ισχύουν τα εξής:

1. Η θερμοκρασία του αέρα (T), η ταχύτητα του ανέμου (U) και η

θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w) είναι οι συνήθως διαθέσιμοι παράμετροι.

2. Το κλάσμα ηλιοφάνειας (n/N) είναι δευτερογενής παράμετρος και μελετάται στην παράγραφο 3.1.

3) Η σχετική υγρασία (RH) είναι υπολογίσιμη παράμετρος και μελετάται στην παράγραφο 2.1.7.

4.2.1. Αισθητή θερμοκρασία (Sensible temperature)

Ορίζεται ως "η θερμοκρασία ήρεμης κορεσμένης ατμόσφαιρας που προκαλεί την ίδια αίσθηση άνεσης ή δυσφορίας με την πραγματική ατμοσφαιρική κατάσταση σε άτομα που κάθονται ή πραγματοποιούν εργασία γραφείου και είναι ντυμένα ελαφρά. Η επίδραση των ακτινοβολιών θεωρείται μηδαμινή ενώ και στις δύο περιπτώσεις θεωρείται ότι επικρατεί πολύ ασθενές ρεύμα αέρα.

Υπάρχουν διάφορες παραλλαγές αναλυτικών εκφράσεων και διαγραμμάτων για τον υπολογισμό της αισθητής θερμοκρασίας (T_E). Η περισσότερο χρησιμοποιούμενη έκφραση είναι αυτή που δόθηκε από τον Missenard (1933):

$$T_E = T - 0.4(T-10)(1-0.01 \cdot RH) \quad (4.1)$$

όπου:

T : θερμοκρασία αέρα ($^{\circ}C$)

RH : Σχετική υγρασία (%)

Ο Landsbery (1968) έδειξε ότι η T_E παριστά ικανοποιητικά τις φυσιολογικές αντιδράσεις του ανθρώπου. Σύμφωνα με τον ίδιο ερευνητή, όταν η T_E κυμαίνεται μεταξύ $25^{\circ}C$ και $40^{\circ}C$ περίπου, η θερμοκρασία του δέρματος αυξάνει σχεδόν ανάλογα με την T_E . Η εσωτερική θερμοκρασία του σώματος αρχίζει να ανέρχεται όταν η αισθητή θερμοκρασία φθάσει την τιμή $30^{\circ}C$ ή $31^{\circ}C$. Η τιμή $T_E=24^{\circ}C$ θεωρείται ως το κατώτερο όριο αίσθησης του καύσωνα και η $T_E=35^{\circ}C$ ως το ανώτερο όριο ανοχής του.

Ο Lee (1958) διαπίστωσε ότι το μεγαλύτερο τμήμα του πληθυσμού αισθάνεται άνεση σε $T_E=22^{\circ}C$ με άνεμο 1 msec^{-1} και σε $T_E=21^{\circ}C$ και άνεμο 0.1 msec^{-1} .

Οι Lee και Henschel (1963) διαπίστωσαν ότι άνεση υπάρχει όταν η T_E έχει τιμή μεταξύ $19^{\circ}C$ και $23^{\circ}C$ και ο άνεμος είναι 1 ms^{-1} .

Όπως φαίνεται από τη σχέση 4.1 για τον υπολογισμό της T_E πρέπει να καθορίζονται οι παράμετροι:

1. θερμοκρασία αέρα, T , ($^{\circ}C$).
2. Σχετική υγρασία, RH , (%).

Εναλλακτικά αντί της σχετικής υγρασίας μπορεί να δίνεται το σημείο δρόσου (T_d). Στη περίπτωση αυτή η σχετική υγρασία υπολογίζεται από τις T , T_d όπως αναπτύσσεται στη παράγραφο 2.1.7.

Ως παράδειγμα, ας θεωρήσουμε ότι η θερμοκρασία είναι $T=30^{\circ}C$ και η σχετική υγρασία $RH=40\%$.

$$\text{Τότε } T_E = 30 - 0.4(30 - 10)(1 - 0.4) = 25.2^{\circ}C.$$

4.2.2. Δείκτης δυσφορίας (Discomfort index)

Επινοήθηκε από τον Thom (1959) κυρίως για να χρησιμοποιηθεί στον υπολογισμό κλιματιστικών αναγκών κτιρίων. Ο δείκτης δυσφορίας (DI) είναι συνάρτηση των θερμοκρασιών του ξηρού (T) και του υγρού (T_w) θερμομέτρου. Όταν οι θερμοκρασίες εκφράζονται σε βαθμούς Κελσίου ο DI δίνεται από τη σχέση:

$$DI = 0.4(T+T_w) + 4.8 \quad (4.2)$$

όπου T, T_w θερμοκρασίες ξηρού και υγρού θερμομέτρου αντίστοιχα σε °C.

Ο δείκτης δυσφορίας είναι γνωστός επίσης ως THI (Temperature - Humidity index).

Ο DI ορίσθηκε από τον Thom σκόπιμα ώστε να συμπίπτει αριθμητικά με την αισθητή θερμοκρασία στο εύρος μεταξύ 18 °C και 31 °C.

Για DI < 21 °C μόνο σχετικά μικρός αριθμός ανθρώπων νοιώθει "δυσφορία". Όμως, όταν 21 < DI < 24 το 10% του πληθυσμού αισθάνεται δυσφορία, το 50% έχει το ίδιο αίσθημα όταν 24 < DI < 26 και το 100% όταν DI > 26.

Ο Thom επίσης πρότεινε τον υπολογισμό των βαθμο-ημερών απόψυξης (cooling degree days), δηλαδή την προς τα άνω αποχή (θετική απόκλιση) της μέσης ημερήσιας (24ωρο) τιμής του DI από την τιμή 15.6 °C που καθορίστηκε ως βάση. Το μηνιαίο άθροισμα των βαθμών αυτών είναι ενδεικτικό της ανάγκης κλιματισμού και ανάλογο με την κατανάλωση ενέργειας για την απόψυξη ορισμένου χώρου.

Σημειώνεται ότι, για τον καθορισμό των αναγκών θέρμανσης ενός χώρου πρέπει να παίρνεται υπόψη η αρνητική απόκλιση της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας από την βασική θερμοκρασία των 19 °C. Η θεωρία περί βαθμο-ημερών αναπτύσσεται στο κεφάλαιο περί Αγρομετεωρολογικών παραμέτρων.

Για τον υπολογισμό επομένως του DI πρέπει να καθορίζονται οι παράμετροι:

1. θερμοκρασία αέρα (T, °C).
2. θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου (T_w, °C).

Ως παράδειγμα ας θεωρήσουμε ότι η θερμοκρασία αέρα είναι T = 30 °C και η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου T_w = 20 °C.

Είναι DI = 0.4(30+20) + 4.8 = 24.8 °C.

4.2.3. θερμοκρασία δέρματος (Skin temperature)

Ο Petterssen (1969) πρότεινε τον υπολογισμό της αίσθησης "άνεσης" ή "δυσφορίας" για μεμονωμένα άτομα με χρήση της θερμοκρασίας δέρματος (T_s) που δίνεται από τη σχέση

$$T_s = T + 0.0314 \cdot I \cdot M + (0.24M - 15 + 120(\eta/N)(1-A)) / (2 + 9(0.1 + U))^{1/2} \quad (4.3)$$

όπου:

- U: ταχύτητα του ανέμου (ms⁻¹)
- η/N: κλάσμα ηλιοφάνειας (0 < η/N < 1)
- A: Albedo των ρούχων

M: Ρυθμός μεταβολισμού (W)
I: πάχος ρούχων (cm)

Για ελαφρά ρούχα $I=0.5$ cm ενώ για χοντρά $I=1$ cm. Το albedo μεταβάλλεται από 0 (μαύρα ρούχα) μέχρι 0.7 (άσπρα ρούχα). Για κανονικά ρούχα $A=0.45$.

Ο ρυθμός μεταβολισμού είναι 100 W για άτομα που αναπαύονται, 165 W για ελαφρά εργασία, 420 W για περπάτημα με μέτριο ρυθμό και 830 W ή περισσότερο για κοπιαστική εργασία.

Αίσθηση άνεσης έχει κάποιος όταν η θερμοκρασία δέρματος βρίσκεται μεταξύ 31 και 35 °C με αρίστη εκείνη των 33 °C. Τιμές μεγαλύτερες των 35 °C δημιουργούν αίσθηση "δυσφορίας".

Η μορφή αυτή βιοκλιματικού δείκτη χρησιμοποιείται για ξηρό δέρμα με τη θερμοκρασία του ξηρού θερμομέτρου (T). Στην περίπτωση υδρωμένου δέρματος αντί της T θα έπρεπε να χρησιμοποιείται η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου (T_w), αν και η μέθοδος καθίσταται μάλλον επισφαλής με την είσοδο στο προσκήνιο και του παράγοντα της εξάτμισης.

Για τον υπολογισμό επομένως της T_s πρέπει να καθορίζονται οι παράμετροι

1. Θερμοκρασία αέρα, T (°C)
2. Ταχύτητα ανέμου, U (ms⁻¹)
3. Κλάσμα ηλιοφάνειας, η/N
4. Albedo των ρούχων, A
5. Ρυθμός μεταβολισμού, M (W)
6. Πάχος ρούχων, I (cm)

Εναλλακτικά μπορούν να παραλείπονται οι τιμές των παραμέτρων A, M, I οπότε θα θεωρούνται οι τιμές τους πρώτης επιλογής που είναι

$$\begin{aligned} A &= 0.45 \\ M &= 165 \text{ W} \\ I &= 0.5 \text{ cm} \end{aligned}$$

Οι τιμές αυτές αντιστοιχούν σε άτομο που εκτελεί ελαφρά εργασία, είναι ντυμένο ελαφρά και με σχετικά ανοικτόχρωμα ρούχα.

Ως παράδειγμα εστω ότι η θερμοκρασία αέρα είναι T=25 °C, η ταχύτητα του ανέμου U=3 ms⁻¹, το κλάσμα ηλιοφάνειας η/N=0.9, το albedo των ρούχων A=0.5, το πάχος των ρούχων I=0.5 cm και ο ρυθμός μεταβολισμού M=165 W.

$$\text{Είναι } T_s = 32.5 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

4.2.4. Ισχύς απόψυξης - ισοδύναμη θερμοκρασία απόψυξης λόγω ανέμου

4.2.4.1. Ισχύς απόψυξης (Cooling power)

Επειδή η T_E διαφέρει πάρα πολύ από άτομο σε άτομο, η αίσθηση του θερμικού περιβάλλοντος επιχειρήθηκε να εκφραστεί με την ισχύ απόψυξης, που αποτελεί αντικειμενικότερο μέτρο της αίσθησης αυτής και είναι ο ρυθμός απώλειας θερμότητας από την επιφάνεια ανθρώπινου σώματος που διατηρείται στην θερμοκρασία του αίματος (36,5 °C), όταν εκτεθεί στον ελεύθερο αέρα. Μετρείται σε mcalcm⁻²s⁻¹ και διακρίνεται σε απώλεια θερμότητας από ξηρή ή από

υγρή επιφάνεια.

Η ισχύς απόψυξης (CP) εκφράζει έτσι την ικανότητα του αέρα να αυξάνει την απώλεια θερμότητας από το σώμα (Ζαμπάκας, 1981). Η ψύξη του σώματος που οφείλεται στην χαμηλή θερμοκρασία του αέρα και στον άνεμο ονομάζεται ξηρή ισχύς απόψυξης της ατμόσφαιρας ή ψύξη λόγω ανέμου (wind chill). Όσο ψυχρότερος είναι ο αέρας και ισχυρότερος ο άνεμος τόσο μεγαλύτερη είναι η ξηρή CP.

Το "καταθερμόμετρο" είναι το όργανο που μετράει ισχύ απόψυξης ξηρής επιφάνειας. Επειδή όμως μετρήσεις με το όργανο αυτό είναι σπάνιες, διατυπώθηκαν κατά καιρούς εμπειρικές σχέσεις για τον υπολογισμό της CP που κατά κανόνα έχουν την μορφή:

$$CP = (A+B*U^{1/2})*(36.5-T) \quad (4.4)$$

όπου:

U : Ταχύτητα του ανέμου (ms^{-1})
T : θερμοκρασία αέρα ($^{\circ}C$)

A, B: σταθερές εξαρτώμενες από την ταχύτητα του ανέμου και έχουν τιμές η μιν πρώτη μεταξύ 0.1 και 0.4 και η δεύτερη μεταξύ 0.4 και 0.5.

Εχει προταθεί ότι όταν $U < 1 ms^{-1}$ τότε $A=0.20$ και $B=0.40$, ενώ όταν $U > 1 ms^{-1}$ οι τιμές των σταθερών είναι $A=0.13$ και $B=0.47$. Με το υψόμετρο η θερμοκρασία ελαττώνεται και η ταχύτητα του ανέμου αυξάνει και συνεπώς θα έπρεπε να αυξάνει και η CP. Η μικρότερη όμως πίεση και πυκνότητα του αέρα, που επίσης παρατηρείται με την αύξηση του υψομέτρου συντελεί στον περιορισμό απομάκρυνσης θερμότητας και επομένως μικρή ελάττωση της CP. Προκειμένου να συγκριθούν λοιπόν οι CP διαφόρων σταθμών πρέπει να γίνεται αναγωγή στην επιφάνεια της θάλασσας.

Επομένως για τον υπολογισμό της CP απαιτούνται οι παράμετροι:

1. θερμοκρασία ανέμου, T ($^{\circ}C$)
2. Ταχύτητα ανέμου, U (ms^{-1})
3. Οι συντελεστές A,B

Εναλλακτικά πρέπει να δίνεται η δυνατότητα να μην καθορίζονται οι τιμές των A,B από τον χρήστη. Στην περίπτωση αυτή θα θεωρούνται οι τιμές πρώτης επιλογής που θα είναι

1. Εάν $U < 1ms^{-1}$ $A=0.20$, $B=0.40$
2. Εάν $U > 1ms^{-1}$ $A=0.13$, $B=0.47$

Ως παράδειγμα έστω ότι η θερμοκρασία του αέρα είναι $T=8^{\circ}C$ και η ταχύτητα ανέμου $U=5ms^{-1}$, ενώ δεν καθορίζονται οι συντελεστές A,B.

$$\text{Είναι } CP = (0.13 + 0.47(5^{1/2}))(36.5-8)=31.6 \text{ mcalcm}^{-2}\text{s}^{-1}$$

4.2.4.2. Ισοδύναμη θερμοκρασία απόψυξης λόγω ανέμου (Wind chill equivalent temperature)

Οι Siple και Passel (1945) θεώρησαν ότι η απώλεια θερμότητας από γυμνό ανθρώπινο δέρμα σε θερμοκρασία $33^{\circ}C$, παρέχεται από έναν παράγοντα απόψυξης λόγω ανέμου (K) μέσω μιας σχέσης ανάλογης προς

την (4.4):

$$K(U,T) = (10 * U^{1/2} + 10.5 - U) * (33 - T) \quad (4.5)$$

όπου:

T : θερμοκρασία αέρα (°C)

U : ταχύτητα ανέμου (ms⁻¹)

Από την σχέση αυτή είναι δυνατός ο υπολογισμός της ισοδύναμης θερμοκρασίας απόψυξης λόγω ανέμου (T_{WC}) θεωρώντας ότι

$$K(U,T) = K(2.2, T_{WC}) \quad (4.6)$$

Ορίζεται δηλαδή η T_{WC} ως η θερμοκρασία που πρέπει να έχει η ατμόσφαιρα με ταχύτητα ανέμου 2.2ms⁻¹ ώστε να έχει την ίδια ισχύ απόψυξης με την πραγματική κατάσταση. Συνδυάζοντας τις (4.5) και (4.6) η T_{WC} δίνεται από τη σχέση

$$T_{WC} = ((10U^{1/2} + 10.5 - U)(T - 33) + 763.37) / (23.13) \quad (4.6)$$

Ο Steadman (1971) επινόησε μέθοδο υπολογισμού της T_{WC} με τη βοήθεια γραφημάτων που εφαρμόζεται για ενδεδυμένα άτομα.

Για τον υπολογισμό επομένως της T_{WC} απαιτείται ο καθορισμός των παραμέτρων

1. θερμοκρασία αέρα, T (°C)
2. Ταχύτητα ανέμου, U (ms⁻¹)

Ως παράδειγμα, έστω ότι η θερμοκρασία αέρα είναι T=5 °C και η ταχύτητα του ανέμου U=5ms⁻¹.

$$\text{Είναι } T_{WC} = ((10 * 5^{0.5} + 10.5 - 5)(5 - 33) + 763.37) / 23.13 = -0.65 \text{ } ^\circ\text{C}.$$

5. ΑΓΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ

5.1. Θερμικός χρόνος (Thermal time)

5.1.1. Γενικά

Ανάμεσα στις πολύ υψηλές ή πολύ χαμηλές τιμές θερμοκρασίας που μπορούν να προκαλέσουν ζημιές στα φυτά, οι περισσότερες φυτικές διεργασίες εξαρτώνται έντονα από τη θερμοκρασία. Υπάρχουν διάφορες μορφές απόκρισης των πολύπλοκων βιολογικών διεργασιών στη θερμοκρασία. Μερικές αναφορές προτείνουν εκθετικές ή ημικεθτικές αποκρίσεις (McCree, 1974; Peacock, 1975) ενώ άλλες δείχνουν μια δυναμική σχέση ανάμεσα στη θερμοκρασία και στους ρυθμούς αύξησης ή διαφοροποίησης (Watts, 1972).

Πιστεύεται σήμερα ότι η σχέση μεταξύ ρυθμών φυτικής αύξησης ή ανάπτυξης και θερμοκρασίας είναι πρακτικά γραμμική για μεγάλο τμήμα του θερμοκρασιακού εύρους που συνήθως βιώνουν τα φυτά (Gallagher, 1976; Liakatas, 1978). Σημαντική απόκλιση από τη γραμμικότητα μπορεί να παρατηρηθεί σε χαμηλές θερμοκρασίες ενώ πάνω από την άριστη για το είδος και το στάδιο ανάπτυξης των φυτών θερμοκρασία, οι ρυθμοί μειώνονται γρήγορα με την αύξηση της θερμοκρασίας. Παρά το γεγονός ότι δεν υπάρχει θεωρητική βάση για μια γραμμική απόκριση, ένα γραμμικό μοντέλο έχει μεγάλη πρακτική αξία διότι επιτρέπει μια απλή σχέση ανάμεσα στο μέσο ρυθμό και στη μέση θερμοκρασία κατά τη διάρκεια μιας χρονικής περιόδου, υποθέτοντας ότι η θερμοκρασία δεν γίνεται ούτε μικρότερη από τη βασική θερμοκρασία (T_0) ούτε μεγαλύτερη από την άριστη θερμοκρασία (T_{op}). Αυτό αποτελεί τη βάση του θερμικού χρόνου, δηλαδή των αθροισμάτων των βαθμοημερών που χρησιμοποιούνται ευρέως στη γεωργική μετεωρολογία αλλά και στην κλιματολογία.

5.1.2. Θεωρία θερμικού χρόνου

Το σύστημα των βαθμο-ημερών (D °C) βρίσκει ίσως την καλύτερη εφαρμογή του στη χαρτογράφηση ζωνών καλλιέργειας (Robertson 1973) αλλά χρησιμοποιείται και για την πρόγνωση της ημερομηνίας ωρίμανσης των φυτών (Robertson, 1968) ή ως μεταβλητή στη μελέτη της σταδιακής ανάπτυξης των φυτών. Δεν έχει όμως (γνωστή τουλάχιστον) σχέση με τη φυσιολογική λειτουργία των φυτών (Landsberg, 1975).

Υποθέτοντας ότι για τη θερμοκρασία δεδομένης στιγμής (T) ισχύει $T_0 < T < T_{op}$ ο ρυθμός φυτικής αύξησης ή ανάπτυξης (x) είναι:

$$dx/dt = A*(T - T_0) \quad (5.1)$$

όπου A = σταθερά.

Με ολοκλήρωση στο χρόνο t η (5.1) παρέχει τον μέσο ρυθμό της διεργασίας

$$x/t = A*(T - T_0) \quad (5.2)$$

Το A αποτελεί, έτσι, την κλίση της ευθείας παλινδρόμησής του (x/t) έναντι του T και το T_0 το σημείο τομής της με τον άξονα της θερμοκρασίας. Η ποσότητα (x/A) έχει τις μονάδες του γινομένου t επί T και είναι ο θερμικός χρόνος σε D °C (ή h °C) που απαιτούνται για την ολοκλήρωση του σταδίου x . Για συγκεκριμένο στάδιο ανάπτυξης (π.χ. φύτευμα) $x=1$ και ο θερμικός χρόνος

αντιπροσωπεύεται από το $(1/A)$. Η θερμική απαίτηση κάθε φυτικού είδους για την ολοκλήρωση συγκεκριμένου σταδίου ανάπτυξης είναι περίπου σταθερή (εξαρτώμενη κάπως από το υγρασιακό καθεστώς του εδάφους) και μπορεί να αναζητηθεί στη βιβλιογραφία ή να καθοριστεί πειραματικά.

5.1.3. Υπολογισμός βαθμο-ημερών

Όταν ο απαιτούμενος αριθμός βαθμοημερών για κάποιο στάδιο φυτικής ανάπτυξης $(1/A)$ είναι γνωστός και ταυτόχρονα είναι μετρήσιμη ή προγνώσιμη η μέση θερμοκρασία του σταδίου (T) σε ένα τόπο, είναι δυνατόν να υπολογιστεί ή προβλεφθεί η διάρκεια του σταδίου (t) . Όταν το t αναφέρεται στο τελευταίο στάδιο ανάπτυξης ή σε όλο τον κύκλο ζωής των φυτών, είναι δυνατή η εκτίμηση της ημερομηνίας ωρίμανσης. Ακόμη και μόνη η διαφορά $(T-T_0)$, πάντως, έχει ιδιαίτερη σημασία διότι παρέχει μέτρο της διαθέσιμης στα φυτά ενέργειας για αύξηση και ανάπτυξη. Για τις φθινοπωρινές καλλιέργειες $T_0 \approx 5^\circ\text{C}$ ενώ για τις εαρινές $T_0 \approx 10^\circ\text{C}$. Όταν $T > T_{op}$ η διαφορά $(T-T_{op})$ αποτελεί μέτρο της αρνητικής επίδρασης των πολύ υψηλών θερμοκρασιών στα φυτά.

Για φθινοπωρινές καλλιέργειες $T_{op}=27^\circ\text{C}$ και $T_{op}=35^\circ\text{C}$ για εαρινές καλλιέργειες.

Οι βαθμοημέρες ανάπτυξης μιας φυτοκαλλιέργειας μπορούν επομένως να υπολογιστούν για ένα συγκεκριμένο χρονικό διάστημα από την σχέση:

$$DT = t \cdot (T - T_0)$$

όπου:

DT: Βαθμοημέρες (Days $^\circ\text{C}$)

T: Μέση ημερήσια θερμοκρασία για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα ($^\circ\text{C}$)

t: Ο αριθμός ημερών του χρονικού διαστήματος

T_0 : βασική θερμοκρασία ανάπτυξης της φυτικής καλλιέργειας ($^\circ\text{C}$)

Η θεωρία περί βαθμο-ημερών βρίσκει εφαρμογή πέρα από φυτικούς και σε ζωικούς οργανισμούς, κυρίως για την εκτίμηση των αναγκών θέρμανσης των χώρων διαβίωσής τους με βάση την αρνητική διαφορά $(T-T_{op})$. Στην περίπτωση των αγροτικών ζώων, το T_{op} παίρνει τιμές μεταξύ 19 και 21°C ανάλογα με την ευαισθησία τους που εξαρτάται από το είδος και την ηλικία.

Για τον υπολογισμό επομένως των βαθμοημερών μιας φυτοκαλλιέργειας απαιτούνται οι παράμετροι

1. Μέση ημερήσια θερμοκρασία για το συγκεκριμένο χρονικό διάστημα $(T, ^\circ\text{C})$
2. Διάρκεια του χρονικού διαστήματος σε ημέρες
3. Βασική θερμοκρασία ανάπτυξης της φυτοκαλλιέργειας T_0

Εναλλακτικά μπορεί να μην καθορίζεται η T_0 . Στην περίπτωση αυτή θα θεωρείται η πρώτη επιλογή που για φθινοπωρινές καλλιέργειες θα είναι $T_0 = 5^\circ\text{C}$ ενώ για εαρινές $T_0 = 10^\circ\text{C}$. Είναι επομένως απαραίτητο να καθορίζεται ο τύπος της φυτοκαλλιέργειας.

Σαν παράδειγμα, έστω ένα χρονικό διάστημα $t = 30$ ημερών στο

οποίο η μέση ημερήσια θερμοκρασία είναι $T = 15 \text{ }^\circ\text{C}$ και πρόκειται για φθινοπωρινή καλλιέργεια. Τότε το DT είναι:

$$DT = 30(15-5) = 300 \text{ Days } ^\circ\text{C}.$$

5.2. Εξατμισοδιαπνοή (Evapotranspiration)

Η εξατμισοδιαπνοή αποτελεί βασική παράμετρο στη μελέτη του κλίματος, στην υδρολογική έρευνα, στην εκτίμηση των αναγκών σε νερό της ξηρικής και της αρδευόμενης γεωργίας και σε μοντέλα εκτίμησης φυτικής παραγωγής.

Η σημαντικότητα και η απαιτούμενη ανάλυση της παραμέτρου υπαγορεύουν την αφιέρωση ξεχωριστής αναφοράς. (Δευτερογενείς μετεωρολογικές παράμετροι :εξατμισοδιαπνοή)

5.3. Αποδοτικότητα υετού (Precipitation efficiency)

Ο λόγος του υετού (P) ως προς την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς (E_{To} , βλ. μελέτη περί εξατμισοδιαπνοής) παρέχει την αποδοτικότητα υετού (P/E_{To}) και ταυτόχρονα δείκτη ξηρότητας ορισμένης περιόδου ή ερημικότητας του κλίματος μίας περιοχής όταν $(P/E_{To}) < 1$ και δείκτη υγρότητας όταν $(P/E_{To}) > 1$. Η αποδοτικότητα υετού υπολογίζεται σε δεκαήμερη, μηνιαία ή και εποχιακή βάση επιλέγοντας τις αντίστοιχες τιμές υετού (πρωτογενούς παραμέτρου) και εξατμισοδιαπνοής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ**ΥΓΡΑΣΙΑ - ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ**

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

McRae, G.J., 1980: A simple procedure for calculating atmospheric water vapor concentration. *J. Air Pollution Control Assoc.*, 30, 394.

Wigley, T.M.L., 1974: Comments on "A simple but accurate formula for the saturation vapor pressure over liquid water", 3, *J. Appl. Meteor.*, 13, 608.

World Meteorological Organization (WMO), 1966: International Meteorological Tables. Edited by S. Letestu. WMO-No. 188.TP.94

ΗΛΙΟΦΑΝΕΙΑ - ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

Κυριαζόπουλος, Β. και Λιβαδάς, Γ.: Πρακτική Μετεωρολογία. (Α.Π.Θ 1971 pp 95-115)

N.Tompson, I.A. Barrie, M. Ayles, 1981: The meteorological office rainfall and evaporation calculation system, MORECS, July, *Hydrological Memorandum No. 45*.

Χαραντωνής Θ.Α., 1985. Εκτίμηση της ηλιακής ακτινοβολίας στον Ελληνικό χώρο με την χρησιμοποίηση δορυφορικών φωτογραφιών. Διδακτορική διατριβή, Γεωλογικό τμήμα Α.Π.Θ.

ΒΙΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΟΙ ΔΕΙΚΤΕΣ

Ζαμπάκας Ι., 1981. Γενική Κλιματολογία, Αθήνα, σελ. 322-330.

Μεταξάς Δ., 1970. Βιομετεωρολογικοί δείκτες και κλιματισμός στην Ελλάδα κατά το θέρος, *Τεχνικά χρονικά*, σελ. 321-332.

American Society of Heating, Refrigerating and Air Conditioning Engineers, 1966. Thermal comfort conditions Ashrae stand, New York, 55-56.

Buttner, K. 1938, *Physikalische Bioklimatologie*, Akademische Verlagsgesellschaft M.B.H Leipzig pp 97-99.

Grittiths, J.F., 1976. *Climate and Environment*, Paul Elek, London, pp. 77-78.

Landsberg H.E., 1968. The assesment fo human bioclimate: a review.

Missenard, A., 1933. *Etude physiologique es techique de la ventilation*, Leon Eyrolles, Paris.

Segal, M. and R. A. Pielke, 1981. Numerical Model simulation of human biometeorological heat load conditions. - Summer day case study for the Chesapeake Bay area, *J. Applied Meteorology*, vol 20, No. 7.

Petterssen, S., 1969. *Introduction to Meteorology*, MC. Graw-Hill, 397 pp.

Thom, E.K., 1959. The discomfort index. *Weatherwise*, vol 12, 57-60.

ΑΓΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΚΕΣ ΠΑΡΑΜΕΤΡΟΙ

Fitzpatrick, E.A. 1973. A comparison of simple climatological parameters for estimating phasic development of wheat in W. Australia. In: Plant Responses to Climatic Factors. Uppsala Symp. (Ed. R.O. Slatyer), UNESCO, Paris, 389-397.

Gallagher, J.N. 1976. The growth of cereals in relation to weather. Ph.D. Thesis, University of Nottingham.

Landsberg, J.J. 1975. Temperature effects and plant response. In: Progress in Biometeorology. (Ed. L.P. Smith), Swets and Zeitlinger, Amsterdam, 86-107.

Liakatas, A. 1978. Thermal microclimate of plastic mulches and responses of maize. Ph.D. Thesis, University of Nottingham.

Mc Cree, K.J. 1974. Equations for the rate of dark respiration of white clover and grain sorghum as function of dry weight, photosynthetic rate and temperature. Crop Sci., 14, 509-514.

Peacock, J.M. 1975. Temperature and leaf growth in *Lolium perenne*. I. the thermal microclimate: its measurement and relation to crop growth. J. Appl. Ecol., 12, 99-114.

Robertson, G.W., 1968. A biometeorological time scale for cereal crops involving day and night temperature and photoperiod. Int. J. Biomet., 12, 191-223.

Robertson G.W., 1973. Development of simplified agroclimatic procedures for assessing temperature effects on crop development. In: Plant responses to climatic factors. Uppsala Symp. 1970. (Ed. R.O. Slatyer), UNESCO, Paris, 327-343.

ΣΥΜΒΟΛΙΣΜΟΙ

e	τάση υδρατμών
e_s	μεγίστη τάση υδρατμών
p	ατμοσφαιρική πίεση
T_d	σημείο δρόσου
T_w	θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου
T	θερμοκρασία ξηρού θερμομέτρου
U	ταχύτητα ανέμου
η	πραγματική ηλιοφάνεια
N	θεωρητική ηλιοφάνεια
t_1	ώρα ανατολής του ήλιου
t_2	ώρα δύσης του ήλιου
δ	απόκλιση του ήλιου
ϕ	γεωγραφικό πλάτος
I'	ηλιακή σταθερά
R_δ	διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία
$R_{a\mu}$	αμεση ηλιακή ακτινοβολία
R_s	ολική ηλιακή ακτινοβολία
R_a	θεωρητική ολική ηλιακή ακτινοβολία
R_{NL}	μακρού μήκους κύματος ακτινοβολία
DI	δείκτης δυσφορίας
T_E	αισθητή θερμοκρασία
T_S	θερμοκρασία δέρματος
CP	ισχύς απόψυξης
T_{WC}	ισοδύναμη θερμοκρασία απόψυξης λόγω ανέμου
DT	βαθμοημέρες
P	υετός