

ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

ΤΜΗΜΑ ΑΞΙΟΠΟΙΗΣΗΣ ΦΥΣΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ ΚΑΙ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΜΗΧΑΝΙΚΗΣ

ΤΟΜΕΑΣ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΥΔΑΤΙΚΩΝ ΠΟΡΩΝ

ΕΡΓΑΣΤΗΡΙΟ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ

---

**ΑΝΑΠΤΥΞΗ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΙΚΟΥ ΣΧΗΜΑΤΟΣ  
ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΤΗΣ ΩΡΙΑΙΑΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ  
ΑΝΑΦΟΡΑΣ**

ΔΙΔΑΚΤΟΡΙΚΗ ΔΙΑΤΡΙΒΗ

ΥΠΟΒΛΗΘΕΙΣΑ ΣΤΟ ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ

**ΚΩΝΣΤΑΝΤΙΝΟΥ Δ. ΧΑΤΖΗΘΩΜΑ**

---

ΑΘΗΝΑ 2015

---

### ΣΥΜΒΟΥΛΕΥΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

Επιβλέπων:

**Κερκίδης Πέτρος** Καθηγητής, του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών

Μέλη:

**Γσίρος Ιωάννης** Αναπληρωτής Καθηγητής, του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών

**Αλεξανδρής Σταύρος** Επίκουρος Καθηγητής, του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών

### ΕΞΕΤΑΣΤΙΚΗ ΕΠΙΤΡΟΠΗ

**Παπαμιχαήλ Δημήτριος** Καθηγητής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης

**Πατάκας Άγγελος** Καθηγητής του Πανεπιστημίου Πατρών

**Γεωργίου Πανταζής** Επίκουρος καθηγητής του Αριστοτέλειου Πανεπιστημίου

Θεσσαλονίκης

**Μαμάσης Νίκος** Επίκουρος Καθηγητής του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου

## Περίληψη

Η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς είναι ένα εξαιρετικά σημαντικό μέγεθος για την εκτίμηση των αρδευτικών αναγκών μιας καλλιέργειας και αποτελεί το αντικείμενο του εύλογου ενδιαφέροντος πολυάριθμων ερευνητών όπως φαίνεται από τις σχετικές δημοσιεύσεις. Η μέτρηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς είναι ιδιαίτερα απαιτητική σε εγκαταστάσεις και τεχνογνωσία με αποτέλεσμα να είναι περιορισμένα τα δεδομένα που μπορούμε να αντλήσουμε από μετρήσεις. Η τεχνική πρόοδος τα τελευταία χρόνια σε συστήματα μέτρησης (eddy correlation) έχει συμβάλει στην αύξηση της διαθεσιμότητας δεδομένων χωρίς να δίνει όμως την επιθυμητή ευχέρεια για την παροχή μετρήσεων. Οι μέθοδοι εκτίμησής της, θεωρητικές και εμπειρικές, για διάφορες χρονικές περιόδους (ωριαίες, ημερήσιες, μηνιαίες κλπ) εξακολουθούν να είναι σε ευρύτατη χρήση ώστε να είναι δυνατή η εκτίμησή της για διάφορες κλιματικές συνθήκες και με διάφορες κλιματικές μεταβλητές. Η πιο ολοκληρωμένη θεωρητική μέθοδος για την εκτίμησή της είναι η ASCE PM (2005) η οποία απαιτεί τέσσερις μετεωρολογικές μεταβλητές.

Το πρόβλημα της εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με περιορισμένες κλιματικές μεταβλητές, έχει προσεγγιστεί από πολλούς ερευνητές με διαφορετικούς τρόπους. Στην παρούσα διατριβή προτείνεται ένα νέο εμπειρικό υπολογιστικό σχήμα για την εκτίμηση του ρυθμού της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με τη χρήση δύο μετεωρολογικών μεταβλητών, της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας και της σχετικής υγρασίας. Η μέθοδος είναι εμπειρική και είναι η μοναδική στη βιβλιογραφία που εκτιμά ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με μόνο δύο μετεωρολογικές μεταβλητές. Η εμπειρική εξίσωση εξετάσθηκε με δεδομένα από περιοχές με ημίξηρες κλιματικές συνθήκες (μετ. σταθμός Davis, CA και πειραματικός σταθμός του ΓΠΑ στην Κοπαΐδα, Κεντρική Ελλάδα).

Η νέα μέθοδος λαμβάνει υπ' όψιν τη θεωρητική διάρκεια της ημέρας και το αντίστροφο του φυσικού λογάριθμου της σχετικής υγρασίας σε έναν σύνθετο όρο. Η θεωρητική διάρκεια της ημέρας χρησιμοποιείται για να σταθμίσει τον λόγο της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς προς τη μικρού μήκους κύματος εισερχόμενη ακτινοβολία με τρόπο ώστε μεγαλύτεροι λόγοι να αντιστοιχούν στις μεγαλύτερες τιμές της θεωρητικής διάρκειας της ημέρας, δηλαδή στις θερμότερες περιόδους του έτους. Αυτή η στάθμιση είναι σύμφωνη με τα δεδομένα που εξετάζονται και στο πλαίσιο παλαιότερων μεθόδων που σταθμίζουν

γραμμικά τον λόγο της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς προς την εισερχόμενη μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία με την θερμοκρασία (μέθοδος Jensen Haise, 1963). Το αντίστροφο του φυσικού λογάριθμου της σχετικής υγρασίας συσχετίζεται με το έλλειμμα κορεσμού των υδρατμών της ατμόσφαιρας, που συμμετέχει (μαζί με την ταχύτητα του ανέμου) στον αεροδυναμικό όρο της εξίσωσης Penman Monteith. Η συσχέτισή τους διερευνήθηκε τόσο για τα δεδομένα με τα οποία βαθμονομήθηκε η μέθοδος όσο και με τα δεδομένα με τα οποία επαληθεύθηκε. Διαπιστώθηκε ισχυρή συσχέτιση μεταξύ των δύο ποσοτήτων σε κάθε περίπτωση. Η θεωρητική διάρκεια της ημέρας μαζί με το αντίστροφο του φυσικού λογάριθμου της σχετική υγρασίας συνδυάστηκαν στον σύνθετο όρο της εμπειρικής εξίσωσης. Οι συντελεστές της εξίσωσης υπολογίστηκαν με τη βοήθεια της μεθόδου των ελαχίστων τετραγώνων. Η εμπειρική εξίσωση περιλαμβάνει τρεις μεταβλητές, την μικρού μήκους ακτινοβολία, την σχετική υγρασία, και τον σύνθετο όρο που περιλαμβάνει τις δύο προηγούμενες μεταβλητές και λαμβάνει υπ' όψιν την θεωρητική διάρκεια της ημέρας και το αντίστροφο του φυσικού λογάριθμου της σχετικής υγρασίας. Οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου συγκρίθηκαν με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005) με την βοήθεια στατιστικών δεικτών (Συντελεστής προσδιορισμού, RMSE, slope, Index of Agreement).

Η εμπειρική εξίσωση βαθμονομήθηκε με δεδομένα του σταθμού Davis του δικτύου CIMIS για το έτος 2000 και επαληθεύθηκε με δεδομένα (οκτώ έτη με 66911 ωριαίες τιμές για τις αντίστοιχες μεταβλητές) από τον ίδιο σταθμό. Τα οκτώ έτη για την περίοδο επαλήθευσης επιλέχθηκαν με κριτήριο την μέγιστη και ελάχιστη τιμή για την ετήσια βροχόπτωση, την μέση ετήσια θερμοκρασία, ταχύτητα του ανέμου, και επίσης τα δύο συνεχόμενα έτη από το έτος βαθμονόμησης. Για την επαλήθευση της εμπειρικής μεθόδου στον μετεωρολογικό σταθμό εξατμισοδιαπνοής αναφοράς του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα χρησιμοποιήθηκαν 6593 ωριαίες τιμές από το έτος 2012 (Ιουλιανές ημέρες 92-366). Για το σύνολο των τιμών της περιόδου επαλήθευσης για τον σταθμό Davis (CIMIS, CA) βρέθηκε ότι η εμπειρική μέθοδος συμφωνεί ικανοποιητικά με την ASCE PM, με συνολική εκτίμηση 10700 mm για την πρώτη και 10811 mm για την εμπειρική ή -1.03%. Το RMSE βρέθηκε ίσο με 0.042mm/h με ελάχιστο 0.036 και μέγιστο 0.045. Ο συντελεστής προσδιορισμού βρέθηκε ίσος με 0.97 για όλη την περίοδο, με μέγιστο το 0.97 και ελάχιστο το 0.96. Η κλίση της ευθείας παλινδρόμησης βρέθηκε ίση με 0.98 για

όλη την περίοδο με ελάχιστο το 0.95 και μέγιστο το 1. Ο δείκτης συμφωνίας (d) βρέθηκε για όλη την περίοδο ίσος με 0.991, με μέγιστο το 0.998 και ελάχιστο το 0.989. Οι ωριαίες τιμές των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων για τον σταθμό Davis συγκρίθηκαν και για τις οκτώ καλοκαιρινές περιόδους (DOY 142-246, 16913 ωριαίες τιμές για κάθε μεταβλητή) των ετών της περιόδου επαλήθευσης της σχέσης. Για το σύνολο των θερμών περιόδων των ετών που εξετάστηκαν για την επαλήθευση της εμπειρικής μεθόδου, διαπιστώθηκε ικανοποιητική συμφωνία με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005). Η αθροιστική εκτίμηση της ASCE PM για το σύνολο των θερμών περιόδων των οκτώ ετών που χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της μεθόδου, βρέθηκε ίση με 4616.8 mm ενώ της εμπειρικής μεθόδου βρέθηκε ίση με 4506.1 ή 2.4% μικρότερη. Ο συντελεστής προσδιορισμού ανάμεσα στις εκτιμήσεις των δύο μεθόδων βρέθηκε ίσος με 0.97 για όλη την περίοδο με ελάχιστη τιμή το 0.97 και μέγιστη την 0.98. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) βρέθηκε ίσο με 0.047 mm/h για όλη την περίοδο με ελάχιστη τιμή το 0.040 mm/h και μέγιστη το 0.055 mm/h. Η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ανάμεσα στις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου και στις εκτιμήσεις της ASCE PM βρέθηκε ίση με 0.98 για το σύνολο των θερμών περιόδων με ελάχιστη τιμή την 0.93 και μέγιστη την 1. Ο δείκτης συμφωνίας (Index of Agreement) βρέθηκε ίσος με 0.993 για το σύνολο των περιόδων με ελάχιστη τιμή την 0.990 και μέγιστη την 0.995. Η μέθοδος εξετάστηκε και για τον πειραματικό σταθμό μέτρησης εξατμισοδιαπνοής αναφοράς του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα και βρέθηκε συνολική εκτίμηση της ASCE PM ίση με 1171.3 έναντι 1183.8, ή 1.1% επιπλέον, της εμπειρικής μεθόδου. Ο συντελεστής προσδιορισμού των τιμών των δύο μεθόδων βρέθηκε ίσος με 0.97, το μέσο τετραγωνικό σφάλμα ίσο με 0.043, η κλίση ίση με 0.96 ενώ ο δείκτης συμφωνίας ίσος με 0.992. Η σύμπτωση των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων και στην περίπτωση του πειραματικού σταθμού της Κωπαΐδας είναι ικανοποιητική. Οι εκτιμήσεις και τα δεδομένα και για τους δύο σταθμούς ομαδοποιήθηκαν ανάλογα με την τιμή του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και της ταχύτητας του ανέμου. Για τον σταθμό Davis οι εκτιμήσεις που χαρακτηρίζονταν από τιμές του RMSE μεγαλύτερες από 0.072 mm/h αντιστοιχούσαν στο 2.5% των εκτιμήσεων όταν η ομαδοποίηση έγινε με κριτήριο την τιμή του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας, με οριακή τιμή για το έλλειμμα κορεσμού τα 4 kPa, ενώ η οριακή τιμή για την ταχύτητα του ανέμου (πάνω από την οποία το RMSE ήταν μεγαλύτερο από 0.072

mm/h) ήταν τα 7.5 m/s και αντιστοιχούσαν στο 2.1% των εκτιμήσεων. Όμοια για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών με όριο για την τιμή του RMSE το ίδιο (0.072 mm/h), η οριακή τιμή για το έλλειμμα κορεσμού βρέθηκε ίση με 4.9 kPa, πάνω από την οποία αντιστοιχούσε το 0.7 % των δεδομένων, ενώ για την ταχύτητα του ανέμου το 0.3% των εκτιμήσεων που η ταχύτητα του ανέμου ήταν μεγαλύτερη από 5.7 m/s, ξεπέρασε το όριο του RMSE (0.072mm/h).

Η εμπειρική μέθοδος έχει εφαρμογή σε κλιματικές συνθήκες ημίξηρες, παρόμοιες με αυτές που επαληθεύθηκε. Είναι σε ικανοποιητικό βαθμό ακριβής τόσο για τις ωριαίες εκτιμήσεις του συνόλου του έτους όσο και για τις ωριαίες εκτιμήσεις της θερμής περιόδου. Για το παρατηρούμενο εύρος των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας εκτιμά ικανοποιητικά και όμοια ικανοποιητικά εκτιμά και για το παρατηρούμενο εύρος των τιμών της ταχύτητας του ανέμου. Συνεπώς ο αεροδυναμικός όρος της ASCE PM εκφράζεται επαρκώς από την εμπειρική σχέση.

### **Abstract**

Reference evapotranspiration, being a most important quantity for irrigation, has attracted the intense research effort of numerous scientists. A great number of research papers are being continuously published in this field. Evapotranspiration measurement is costly and requires high quality installation and maintenance, therefore only few measured data are available. Advances in technology have made it easier to acquire measurements (eddy correlation) but the gap between the needed data and the available measurements is still wide. Estimating methods that step in to bridge this gap, providing estimates for various time steps (hourly, daily, monthly, etc.), are still preferred and used by the majority of scientists. These theoretical (ASCE PM) or empirical methods make estimations for various climatic regimes and using various climatic variables. ASCE PM is the most accurate method, suitable for all climatic regimes and requiring four climate variables.

The estimation of reference evapotranspiration with limited climatic data is central to the research in this scientific field. It has been approached by a multitude of researchers in a number of ways. In this thesis, a new empirical relation is being proposed for the estimation of hourly reference grass evapotranspiration, using two meteorological variables namely shortwave solar radiation ( $R_s$ ) and relative humidity (RH). The proposed method is the only method in the literature that estimates hourly values of reference evapotranspiration using only two meteorological variables. The empirical method has been validated with data from semi arid climatic regions (meteorological station of Davis, CA, and the experimental micrometeorological station of the Agricultural University of Athens in Copais, Central Greece).

The new empirical method takes into consideration the theoretical daylight duration and the inverse of the natural logarithm of relative humidity and combines them into a single term. Theoretical daylight duration is utilized in weighting incoming solar radiation. The ratio of reference evapotranspiration to incoming solar radiation is larger in summer than in winter. Therefore, bigger ratios correspond to bigger theoretical daylight durations which occur during the warmer part of the year. Formulations accounting for such a weighing have been proposed in the past (Jensen and Haise 1963). The inverse of the natural logarithm of the relative humidity is correlated with the vapor pressure deficit of

the atmosphere, which contributes to the aerodynamic term of the PM equation. The correlation was investigated for the calibration and the validation period. A strong correlation was found between the two variables. The theoretical daylight duration and the inverse of the natural logarithm of the relative humidity were combined in a single complex term of the empirical equation. The coefficients of the equation were calculated by the least squares method. The empirical equation has three variables, the incoming solar radiation, the relative humidity, and a complex term that includes the first two variables, the theoretical daylight duration and the inverse of the natural logarithm of the relative humidity. The estimations of the empirical equation were compared with the estimations of the ASCE PM (2005) equation with the use of numerous statistical indices (coefficient of determination, Root Mean Square Error, slope, Index of Agreement).

The empirical equation was calibrated with data from the Davis meteorological station of the CIMIS network in CA, USA, from the year 2000, and validated with data from the same station (66911 hourly data for each of the variables). The years for the validation period were selected based on the minimum and maximum values for the precipitation the yearly average wind speed, temperature and the two consecutive years from the calibration year (2000). The empirical equation was also validated with data from the experimental grass reference meteorological station of the Agricultural University of Athens at Copais, Central Greece. For the validation of the equation, 6593 hourly values for each variable were used for the period from Julian day 92 until 366 of 2012. For the whole validation period (66911 hourly values) of Davis station, it was found that the estimations of the empirical equation are in close agreement with the estimations of the ASCE PM (2005) equation. The sum of the hourly values of this period for the ASCE PM equation is equal to 10811 mm, whereas for the empirical equation is equal to 10700 mm or -1.03%. The RMSE for the estimations of the empirical vs the estimations of the ASCE PM was calculated equal to 0.042 mm/h with a minimum value of 0.036 mm/h and a maximum value of 0.045mm/h. The coefficient of determination was found equal to 0.97 for the whole period with a minimum of 0.95 and a maximum value of 1. The slope of the least squares line between the estimations of the empirical formula vs the estimations of the ASCE PM (2005) was found equal to 0.98 for the whole period, with a minimum of 0.95 and a maximum of 1. The Index of Agreement was found equal to



0.991 for the whole period with a minimum of 0.989 and a maximum of 0.998. The estimations of the empirical method and of the ASCE PM for the Davis station were compared for the eight warm periods (DOY 142 until DOY 246, 16913 hourly values), one for each year of the validation period. For the all the warm periods of the validation period, it was found that the empirical method performs satisfactorily when compared with the ASCE PM (2005) method. The cumulative value for the hourly estimations of the ASCE PM (2005) method was found equal to 4616.8 mm while the cumulative value for the hourly estimations of the empirical method was found equal to 4506, which is 2.4% smaller. The coefficient of determination between the estimates of the two methods was found equal to 0.97 for the whole period with a minimum value of 0.97 and a maximum value of 0.98. The RMSE for all the warm periods was found equal to 0.047 mm/h with a minimum value of 0.040 mm/h and a maximum value of 0.055 mm/h. The slope of the least squares line between the estimations of the empirical method and the ASCE PM (2005) method was found equal to 0.98 for the all the eight warm periods with a minimum value of 0.93 and a maximum value of 1. The Index of Agreement was found equal to 0.993 for all the warm periods with a minimum of 0.990 and a maximum of 0.995. The empirical method was also investigated for the experimental grass reference station of the Agricultural University of Athens in the year 2012, DOY 93-366 (6593 hourly values for each variable), and the sum of the hourly estimations of the ASCE PM (2005) was found equal to 1171.3 mm whereas the sum of the hourly estimations of the empirical method was found equal to 1183.8 mm, or 1.1% higher. The coefficient of determination was found equal to 0.97, the RMSE equal to 0.043. the slope of the least squares line between the estimations of the ASCE PM (2005) and the estimations of the empirical method equal to 0.96. The Index of Agreement was found equal to 0.992. Therefore, we can say that the two methods estimate the values of the hourly reference evapotranspiration satisfactorily. The ETo estimation with both methods were grouped according to the magnitudes of vapor pressure deficit and wind speed. RMSE was calculated for each group. Groups from Davis station with  $VPD > 4 \text{ kPa}$  corresponded to 2.5% of the estimations and had  $RMSE > 0.072 \text{ mm/h}$ . For the same station groups with wind speed  $> 7.5 \text{ m/s}$  corresponded to 2.1% of the estimations and had  $RMSE > 0.072 \text{ mm/h}$ . In the same way for the experimental grass reference station of the

Agricultural University of Athens groups with  $VPD > 4.9$  corresponded to 0.7% of the estimations and had  $RMSE > 0.072$  mm/h. Groups with wind speed  $> 5.7$  m/s corresponded to 0.3% of the estimations and had  $RMSE > 0.072$  mm/h.

The empirical method is applicable to semi arid climates. Its hourly estimations were examined for yearly periods and for the warm periods of each year, and were found satisfactory compared with the estimations of the ASCE PM (2005) method. They were also checked for various ranges of vapor pressure deficit of the atmosphere and wind speed and also found to estimate satisfactorily. We can therefore assume that the aerodynamic term of the ASCE PM equation is adequately represented from the empirical relation.

## Περιεχόμενα

1.	Εισαγωγικές έννοιες.....	1-1
1.1.	Γενικά.....	1-1
1.2.	Ιδιότητες του νερού.....	1-6
1.3.	Ιδιότητες της ατμόσφαιρας.....	1-8
1.3.1.	Απόλυτη υγρασία ( $\rho_v$ ) ή πυκνότητα υδρατμών.....	1-8
1.3.2.	Ειδική υγρασία ( $q$ ).....	1-8
1.3.3.	Αναλογία μίγματος ( $w$ ).....	1-8
1.3.4.	Γραμμομοριακό ποσοστό των υδρατμών ( $X_i$ ).....	1-9
1.3.5.	Κατά μάζα ποσοστό ( $\omega_i$ ).....	1-9
1.3.6.	Ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερό όγκο ( $c_v$ ).....	1-9
1.3.7.	Ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερή πίεση ( $c_p$ ).....	1-12
1.3.8.	Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης ( $\lambda$ ).....	1-12
1.3.9.	Πίεση της ατμόσφαιρας ( $P$ ).....	1-13
1.3.10.	Πυκνότητα του αέρα ( $\rho$ ).....	1-14
1.3.11.	Ψυχομετρική σταθερά ( $\gamma$ ).....	1-14
1.3.12.	Πίεση κορεσμού υδρατμών ( $e_s$ ).....	1-15
1.3.13.	Κλίση ( $\Delta$ ) της καμπύλης των κορεσμένων υδρατμών.....	1-18
1.3.14.	Σχετική υγρασία ( $RH$ ).....	1-18
1.3.15.	Σημείο σχηματισμού δρόσου ( $T_D$ ).....	1-19
1.3.16.	Θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου, ( $T_w$ ),.....	1-19
1.3.17.	Δομή της ατμόσφαιρας.....	1-20
1.4.	Ισοζύγιο ακτινοβολίας της ατμόσφαιρας.....	1-21
1.4.1.	Ανάλυση του ισοζυγίου της ακτινοβολίας.....	1-23
1.4.2.	Η εξωγήινη ακτινοβολία.....	1-27
1.4.3.	Μικρού μήκους ακτινοβολία.....	1-28
1.4.4.	Μεγάλου μήκους ακτινοβολία.....	1-33
1.4.5.	Η καθαρή ακτινοβολία.....	1-39
1.5.	Ισοζύγιο Ενέργειας.....	1-41
1.5.1.	Πυκνότητα ροής θερμότητας στο έδαφος ( $G$ ).....	1-44
2.	Μέθοδοι εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής.....	2-1
2.1.	Αεροδυναμική μέθοδος.....	2-1
2.2.	Η μέθοδος του ισοζυγίου ενέργειας.....	2-7
2.3.	Συνδυαστικές μέθοδοι.....	2-8
2.3.1.	Η μέθοδος CIMIS Penman.....	2-11
2.3.2.	Η μέθοδος Penman-Monteith (PM).....	2-13
2.3.2.1.	Η αεροδυναμική αντίσταση ( $r_a$ ).....	2-14
2.3.2.2.	Η επιφανειακή αντίσταση ( $r_s$ ).....	2-17
2.3.2.3.	Η επιφάνεια αναφοράς.....	2-18
2.4.	Η τυποποιημένη PM από την ASCE (2005).....	2-20
2.5.	Οι εμπειρικές μέθοδοι.....	2-24

2.5.1.	Η μέθοδος Blaney-Criddle (BC), 1950.....	2-25
2.5.2.	Η μέθοδος Blaney Criddle, FAO 24 (Doorenbos & Pruitt, 1977).....	2-26
2.5.3.	Μέθοδος Hargreaves (1974).....	2-27
2.5.4.	Μέθοδος Hargreaves Samani 1985.....	2-27
2.5.5.	Η μέθοδος Priestley Taylor, 1972.....	2-28
2.5.6.	Η μέθοδος του Turc (1951).....	2-29
2.5.7.	Μέθοδος FAO-24 Radiation.....	2-29
2.5.8.	Η μέθοδος Jensen Haise (1963, 1966).....	2-29
2.5.9.	Μέθοδος Makkink (1957).....	2-31
2.5.10.	Η μέθοδος Thornthwaite (1948).....	2-31
2.5.11.	Η μέθοδος Linacre (1977).....	2-32
2.5.12.	Η εξίσωση του Haude.....	2-33
2.6.	Η μέθοδος Coprais για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.....	2-35
3.	Η νέα εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.....	3-1
3.1.	Η μικρού μήκους ακτινοβολία ( $R_s$ ). .....	3-1
3.2.	Η σχετική υγρασία (RH%). .....	3-2
3.3.	Η διάρκεια της ημέρας (N) .....	3-3
3.4.	Η σχέση ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και σχετικής υγρασίας.....	3-7
3.5.	Η τελική μορφή της εμπειρικής εξίσωσης.....	3-12
4.	Βαθμονόμηση και επαλήθευση της νέας εμπειρικής μεθόδου. ....	4-1
4.1.	Σταθμός Davis του δικτύου CIMIS .....	4-1
4.2.	Ο σταθμός του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην περιοχή Αλιάρτου Κωπαΐδας. ....	4-7
4.3.	Στατιστικοί δείκτες για την επαλήθευση της νέας εμπειρικής μεθόδου. ....	4-10
5.	Αποτελέσματα.....	5-1
5.1.	Άθροισμα των ωριαίων εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου συγκριτικά με το άθροισμα της ASCE PM (2005) για το σύνολο της περιόδου επαλήθευσης (Σταθμός Davis).5-1	
5.2.	Αποτελέσματα για τους μέσους όρους των στατιστικών δεικτών των οκτώ ετών της περιόδου επαλήθευσης (Σταθμός Davis).....	5-4
5.3.	Αποτελέσματα για το κάθε έτος ξεχωριστά (Σταθμός Davis).....	5-5
5.3.1.	Έτος με την μέγιστη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου (1996) .....	5-7
5.3.2.	Έτος με την ελάχιστη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου (2005) .....	5-7
5.3.3.	Έτος με την μέγιστη μέση ετήσια θερμοκρασία (1997) .....	5-8
5.3.4.	Έτος με την ελάχιστη μέση ετήσια θερμοκρασία (2011) .....	5-9
5.3.5.	Έτος με την μέγιστη ετήσια βροχόπτωση (1998).....	5-10
5.3.6.	Έτος με την ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση (1999).....	5-11
5.3.7.	Έτη 2001 και 2002 (δύο συνεχόμενα έτη μετά το έτος βαθμονόμησης της εμπειρικής σχέσης, 2000) .....	5-12
5.4.	Άθροιστική εκτίμηση για την θερινή περίοδο για όλα τα έτη. (Σταθμός Davis)	5-14

5.5.	Αποτελέσματα για τους μέσους όρους των στατιστικών δεικτών των θερινών περιόδων όλων των ετών (Σταθμός Davis).....	5-17
5.6.	Αποτελέσματα για την κάθε θερινή περίοδο (DOY 152 - DOY 243, Ιούνιος-Αύγουστος) ξεχωριστά. (Σταθμός Davis).....	5-17
5.6.1.	Θερινή περίοδος για το έτος με την μέγιστη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου (1996).....	5-17
5.6.2.	Θερινή περίοδος για το έτος με την ελάχιστη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου (2005).....	5-20
5.6.3.	Θερινή περίοδος για το έτος με την μέγιστη μέση ετήσια θερμοκρασία (1997)	5-21
5.6.4.	Θερινή περίοδος για το έτος με την ελάχιστη μέση ετήσια θερμοκρασία (2011)	5-22
5.6.5.	Θερινή περίοδος για το έτος με την μέγιστη ετήσια βροχόπτωση (1998).	5-22
5.6.6.	Θερινή περίοδος για το έτος με την ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση (1999)	5-24
5.6.7.	Θερινή περίοδος για τα έτη 2001 και 2002 (δύο συνεχόμενα έτη μετά το έτος βαθμονόμησης της εμπειρικής σχέσης, 2000).....	5-24
5.7.	Αποτελέσματα για τα δεδομένα του πειραματικού σταθμού του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα.....	5-26
5.8.	Σύγκριση ωριαίων τιμών των δύο μεθόδων.....	5-30
5.9.	Αποτίμηση αποτελεσμάτων για τους δύο μετεωρολογικούς σταθμούς και για όλα τα χρονικά διαστήματα που εξετάστηκαν (ετήσιο, θερινή περίοδος).....	5-32
5.10.	Αποτελέσματα για την διερεύνηση του σφάλματος (RMSE) για τον σταθμό Davis	5-35
5.11.	Αποτελέσματα για την διερεύνηση του σφάλματος (RMSE) για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου στην Κωπαΐδα.....	5-48
5.12.	Περιορισμοί στην εφαρμογή της εμπειρικής σχέσης με βάση την ανάλυση του σφάλματος (RMSE) για το VPD και την $u_2$ τόσο για το Davis, CA όσο και για την Κωπαΐδα	5-55
6.	Συμπεράσματα.....	6-1
7.	Μελλοντική έρευνα.....	7-5
8.	Ευρετήριο εξισώσεων.....	8-1
9.	Ευρετήριο Πινάκων.....	9-1
10.	Ευρετήριο Εικόνων.....	10-3
11.	Ευρετήριο Σχημάτων.....	11-4
12.	Παράρτημα Ι. Βασικές έννοιες και νόμοι για την Ακτινοβολία.....	12-1
12.1.	Γενικά.....	12-1
12.2.	Ο νόμος του Kirchhoff.....	12-2
12.3.	Ο νόμος των Stefan Boltzman.....	12-2

12.4.	Νόμος της μετατόπισης ή νόμος του Wien.....	12-3
12.5.	Ο νόμος του Planck.....	12-5
13.	Παράρτημα II. Η μεταβολή της ροής θερμότητας στο έδαφος με τον χρόνο.....	13-1
13.1.	Διακύμανση της θερμοκρασίας του εδάφους με τον χρόνο. ....	13-1
14.	Βιβλιογραφία .....	14-1

# 1. Εισαγωγικές έννοιες

## 1.1.Γενικά

Με τον όρο εξάτμιση εννοούμε το φαινόμενο της μεταβολής της φάσης του νερού από υγρή σε αέρια και τις ποσότητες του νερού που μετατρέπονται. Η εξάτμιση είναι μέρος του υδρολογικού κύκλου και αποτελεί την δεύτερη σημαντικότερη συνιστώσα του μετά την βροχόπτωση. Εκτιμάται ότι πάνω από τις χερσαίες μάζες της γης ισοδυναμεί με το 60-65% της βροχόπτωσης. Αυτό το ποσοστό δίνει μια τάξη μεγέθους για την ποσοτική σχέση των δύο συνιστωσών, μια σχέση που διαφοροποιείται ανάλογα με το ανάγλυφο, το κλιματικό καθεστώς κ.α. Όταν η εξάτμιση αυτή συμβαίνει εντός των φύλλων των φυτών, οι υδρατμοί εξέρχονται από τα στομάτια τους και ονομάζεται διαπνοή. Είναι προφανές ότι η διαπνοή είναι από φυσικής άποψης ακριβώς ίδια διαδικασία με την εξάτμιση με την μόνη διαφορά ότι υπόκειται στον έλεγχο των βιολογικών διεργασιών που καθορίζουν το άνοιγμα και το κλείσιμο των στοματιών. Είναι πολύ δύσκολο να διακριθεί, ποιο μέρος προέρχεται από εξάτμιση και ποιο από διαπνοή και έτσι τα δύο φαινόμενα εξετάζονται συνολικά και ονομάζονται εξατμισοδιαπνοή.

Η εκτίμηση του ωριαίου ρυθμού εξατμισοδιαπνοής μπορεί να γίνει με απ' ευθείας μέτρηση με συσκευές όπως τα λυσίμετρα. Τα λυσίμετρα είναι ευαίσθητα όργανα με ιδιαίτερα υψηλό κόστος εγκατάστασης και συντήρησης (Makkink, 1957, Allen et al., 1989, Jensen et al., 1990, Hargreaves, 1994, Ventura et al., 1999, Hargreaves and Allen, 2003, Snyder et al., 2005, López -Urrea et al., 2006, Abtew, 2007). Επίσης υπάρχουν λίγοι αγρομετεωρολογικοί σταθμοί στους οποίους λειτουργούν λυσίμετρα κατά συνέπεια υπάρχουν και λίγα δεδομένα διαθέσιμα. Η σωστή λειτουργία ενός λυσίμετρου απαιτεί εξειδικευμένο προσωπικό και διαδικασίες οι οποίες όταν δεν τηρηθούν μπορούν να δώσουν σημαντικά σφάλματα στις μετρήσεις (Allen, et al., 1994 and Allen et al., 2011).

Σε τέτοιες περιπτώσεις η εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς είτε με συνδυαστικές είτε με λιγότερο θεωρητικές μεθόδους μπορεί να δώσει καλύτερα αποτελέσματα.

Οι πιο ακριβείς μέθοδοι, είναι οι θεωρητικές ή συνδυαστικές οι οποίες μπορούν να δώσουν εκτιμήσεις για ένα εύρος χρονικών διαστημάτων μικρών π.χ. ωριαία, ή μεγαλύτερων π.χ. ημερήσια. Αυτές οι μέθοδοι χρειάζονται και τα περισσότερα δεδομένα (μικρού μήκους εισερχόμενη ακτινοβολία  $R_s$ , θερμοκρασία  $T$ , σχετική υγρασία RH, και ταχύτητα του ανέμου  $u_2$ ). Έλλειψη όλων αυτών των δεδομένων κάνει αδύνατη την εφαρμογή των συνδυαστικών μεθόδων και σε τέτοιες περιπτώσεις είτε εκτιμώνται τα δεδομένα που λείπουν και στην συνέχεια εφαρμόζεται κάποια συνδυαστική μέθοδος π.χ. ASCE PM (Amatya et al. , 1995, Porova et al., 2006, Rojas and Sheffield, 2013 and Todorovic et al., 2013), σημειώνοντας ότι δεν υπάρχει αξιόπιστη μέθοδος για να προβλεφθεί η ταχύτητα του ανέμου, Irmak S. et al., (2003a). Η απουσία αξιόπιστης μεθόδου πρόβλεψης της ταχύτητας του ανέμου οφείλεται στο χαοτικό χαρακτήρα της μεταβολής των χαρακτηριστικών της ροής του πάνω από την επιφάνεια του εδάφους. Η ροή του ανέμου πάνω και σε επαφή με μία σταθερή επιφάνεια, η οποία μπορεί να χαρακτηρίζεται από διάφορους βαθμούς αεροδυναμικής τραχύτητας και οι παρατηρούμενες ταχύτητές του, προκαλούν την τυρβώδη κίνηση του αέρα η οποία δεν είναι δυνατόν να προβλεφθεί, παρακάμπτοντας έτσι την ανάγκη της μέτρησής της. Η υιοθέτηση μιας μέσης ταχύτητας που χαρακτηρίζει μια συγκεκριμένη θέση, για την οποία θέλουμε να εκτιμήσουμε την εξατμισοδιαπνοή, μπορεί να είναι μια δυνατότητα όταν δεν υπάρχουν εγκατεστημένα όργανα. Εξισώσεις που δεν συμπεριλαμβάνουν την ταχύτητα του ανέμου μπορεί να θεωρηθεί ότι ενσωματώνουν την επίδραση της στους συντελεστές τους.

Η έλλειψη δεδομένων έχει επίσης οδηγήσει στην ανάπτυξη εμπειρικών μεθόδων (Thornthwaite, 1948, Blaney and Criddle, 1950, Makkink, 1957, Jensen and Haise, 1963, Priestley and Taylor, 1972, Linacre, 1977, Kharrufa, 1985, Irmak S. et al., 2003a and Alexandris et al., 2006) δηλαδή μεθόδων που δεν έχουν θεωρητική βάση όπως οι συνδυαστικές και χρειάζονται λιγότερα δεδομένα για να εκτιμήσουν τον ρυθμό της εξατμισοδιαπνοής. Η αξιοπιστία των εμπειρικών μεθόδων εξαρτάται από τις μετεωρολογικές μεταβλητές που χρησιμοποιούν και από τις κλιματικές συνθήκες κάτω από τις οποίες έγινε η βαθμονόμησή τους. Για παράδειγμα οι εμπειρικές μέθοδοι που



χρησιμοποιούν την ακτινοβολία είναι πιο ακριβείς σε υγρά κλίματα όπου ο αεροδυναμικός όρος είναι λιγότερο σημαντικός Allen et al. (1998). Έχει βρεθεί ότι η εφαρμογή εμπειρικών μεθόδων σε κλιματικές συνθήκες διαφορετικές από αυτές που βαθμονομήθηκαν μειώνει την αξιοπιστία των εκτιμήσεών τους και για αυτό τον λόγο πρέπει να βαθμονομηθούν με μετεωρολογικά δεδομένα της περιοχής που πρόκειται να εφαρμοσθούν (Meyer, 1999 and Irmak et al., 2003b). Οι Azhar and Perera (2011) εξέτασαν για τρεις θέσεις στην ΝΔ Αυστραλία (Aspendale, Griffith, και Tatura) δέκα εξισώσεις εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς και κατέληξαν στο συμπέρασμα ότι οι συνδυαστικές μέθοδοι εκτιμούν γενικά καλύτερα από τις εμπειρικές αλλά με κατάλληλη βαθμονόμηση είναι δυνατόν μια εμπειρική μέθοδος που χρειάζεται λιγότερα δεδομένα να δίνει καλύτερες εκτιμήσεις σε σχέση με τις πιο θεωρητικές – συνδυαστικές μεθόδους.

Οι περισσότερες εμπειρικές μέθοδοι που έχουν προταθεί χρησιμοποιούν μετεωρολογικές μεταβλητές σε μαθηματικούς τύπους σαν γινόμενο παραγόντων για να εκτιμήσουν την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς (Blaney and Criddle, 1950, Turc, 1961 and Hargreaves and Samani, 1985). Οι Alexandris and Kerkides (2003) χρησιμοποιούν στην εμπειρική σχέση που προτείνουν για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σαν ανεξάρτητες μεταβλητές της σχέσης τα γινόμενα ( $R_s * RH$ ), ( $R_s * T$ ). Οι εκθετικές μορφές στις εμπειρικές σχέσεις χρησιμοποιούνται συνήθως με την μορφή εκθετών που λαμβάνουν σταθερές τιμές π.χ. και πάλι οι Alexandris and Kerkides (2003), χρησιμοποιούν τρεις μετεωρολογικές μεταβλητές στην εμπειρική τους σχέση, όπου η θερμοκρασία (T), η σχετική υγρασία (RH) και η μικρού μήκους ακτινοβολία ( $R_s$ ) υψώνονται στο τετράγωνο. Παρόμοιες μαθηματικές σχέσεις συναντώνται και σε άλλες εμπειρικές εξισώσεις (Hamon 1961 and Romanenko, 1961) ενώ εκθετική σχέση με την μορφή της τετραγωνικής ρίζας χρησιμοποιείται στην εμπειρική σχέση των Hargreaves and Samani (1985). Ο Thornthwaite (1948) χρησιμοποιεί στην εμπειρική του σχέση εκθέτες που η τιμή τους εξαρτάται από την τιμή της μέσης μηνιαίας θερμοκρασίας. Οι Pereira and Pruitt (2004) πρότειναν μια τροποποίηση της σχέσης του Thornthwaite (1948) για την εκτίμηση της ημερήσιας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς λαμβάνοντας υπ' όψιν στον υπολογισμό του εκθέτη της σχέσης, τις θεωρητικές ώρες της ηλιοφάνειας ώστε ο εκθέτης να έχει διαφορετικές τιμές για κάθε ημέρα του χρόνου. Η

τιμή του εκθέτη εξαρτάται από την διάρκεια της θεωρητικής ηλιοφάνειας της συγκεκριμένης ημέρας και είναι διαφορετική για κάθε ημέρα του έτους.

Οι εμπειρικές σχέσεις κατά κανόνα εκτιμούν την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς για χρονικά διαστήματα ίσα ή μεγαλύτερη της ημέρας π.χ. για διαστήματα δέκα ημερών, για μηνιαία διαστήματα κλπ. Η παρατήρηση αυτή δείχνει την δυσκολία της εκτίμησης του ρυθμού της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς για μικρότερα π.χ. ωριαία διαστήματα με μεθόδους που δεν στηρίζονται στις θεωρητικές αρχές και τα δεδομένα των συνδυαστικών μεθόδων. Μια εξαίρεση στην παραπάνω παρατήρηση είναι η μέθοδος Copais (Alexandris and Kerkides, 2003) η οποία παρουσιάζεται συνοπτικά σε παρακάτω κεφάλαιο της παρούσας διατριβής.

Ένα τέτοιο εμπειρικό υπολογιστικό σχήμα για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς προτείνεται με την παρούσα διατριβή και απαιτεί δύο μετεωρολογικές μεταβλητές, την μικρού μήκους ακτινοβολία ( $R_s$ ) και την σχετική υγρασία (RH). Η προτεινόμενη μέθοδος λαμβάνει υπ' όψιν την θεωρητική διάρκεια της ημέρας η οποία μπορεί εύκολα να υπολογισθεί και εξαρτάται από τη γεωγραφική θέση του σταθμού. Επίσης στηρίζεται στην σχέση μεταξύ του αντίστροφου του φυσικού λογαρίθμου της σχετικής υγρασίας και του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας.

Στο πρώτο κεφάλαιο της διατριβής παρατίθενται οι απαραίτητοι ορισμοί (ιδιότητες νερού ατμόσφαιρας, ισοζύγια ακτινοβολίας και ενέργειας) για την κατανόηση των βασικών εννοιών που σχετίζονται με την εμπειρική μέθοδο εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.

Στο δεύτερο κεφάλαιο παρουσιάζονται οι μέθοδοι εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής (αεροδυναμική, ισοζυγίου ενέργειας, συνδυαστικές και εμπειρικές).

Στο τρίτο κεφάλαιο παρουσιάζεται η νέα εμπειρική μέθοδος.

Στο τέταρτο κεφάλαιο παρουσιάζονται αναλυτικά οι μέθοδοι και τα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την βαθμονόμηση και την επαλήθευση της μεθόδου.

Στο πέμπτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα αποτελέσματα της εφαρμογής της μεθόδου στα δεδομένα που χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της μεθόδου.

Στο έκτο κεφάλαιο παρουσιάζονται τα συμπεράσματα για την νέα εμπειρική μέθοδο.

Τέλος, στο έβδομο κεφάλαιο, παρουσιάζονται σύντομα οι δυνατές κατευθύνσεις της μελλοντικής έρευνας, με αφετηρία την νέα μέθοδο που παρουσιάζεται στην παρούσα διατριβή.

## 1.2. Ιδιότητες του νερού

Για να συμβεί η διεργασία της εξατμισοδιαπνοής είναι απαραίτητη η παρουσία νερού, ενέργειας, και η απομάκρυνση των υδρατμών από την περιοχή πάνω από την επιφάνεια που εξατμίζει ή διαπνέει. Επειδή η διεργασία αυτή διεξάγεται στην οριακή στρώση αέρα - νερού επηρεάζεται τόσο από τις ιδιότητες του αέρα όσο και από τις ιδιότητες του νερού.

Το νερό είναι ίσως η πιο σημαντική ένωση για τη ζωή στη γη. Αποτελείται από δύο άτομα υδρογόνου και ένα άτομο οξυγόνου. Η απόσταση του πυρήνα του υδρογόνου από τον πυρήνα του οξυγόνου, είναι  $0,957 \text{ \AA}$ . Η γωνία που σχηματίζουν τα άτομα του υδρογόνου με το άτομο του οξυγόνου είναι  $105^\circ 3'$ . Το άτομο του οξυγόνου έχει έξι ηλεκτρόνια στην εξωτερική του στοιβάδα και σχηματίζει δύο ομοιοπολικούς δεσμούς με τα άτομα του υδρογόνου ενώ τα άλλα τέσσερα ηλεκτρόνια του οξυγόνου τείνουν να σχηματίσουν ζεύγη. Ο μεγαλύτερος πυρήνας του οξυγόνου λόγω του φορτίου του έλκει ισχυρότερα τα αρνητικά φορτία των ζευγών των ηλεκτρονίων σε σχέση με τους πυρήνες των ατόμων του υδρογόνου. Αυτό έχει σαν αποτέλεσμα τα φορτία να ανισοκατανέμονται. Μοιάζει σαν μία σφαίρα στην επιφάνεια της οποίας υπάρχουν δύο συγκεντρώσεις θετικού και δύο αρνητικού φορτίου με τέτοιο τρόπο ώστε να καταλαμβάνουν τις κορυφές ενός κανονικού τετραέδρου. Σε αυτή την ανισοκατανομή οφείλεται η συμπεριφορά του μορίου του νερού σαν ηλεκτρικό δίπολο με μία συγκέντρωση θετικού και μία αρνητικού φορτίου. Η έλξη που παρατηρείται ανάμεσα σε δύο ξεχωριστά μόρια νερού λόγω των ετερόνυμων αυτών φορτίων ονομάζεται δεσμός υδρογόνου και εξηγεί τις ιδιαιτερότητες στην συμπεριφορά του μορίου. Ένα τέτοιο παράδειγμα είναι το υψηλό σημείο βρασμού, μια και η ρήξη του δεσμού υδρογόνου απαιτεί ένα πρόσθετο ποσό ενέργειας στα μόρια του. Η μεγάλη θερμοχωρητικότητα, το υψηλό ιξώδες και η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισής του, αποδίδονται στον ίδιο λόγο. Ειδικά για το υψηλό ιξώδες έχει προταθεί η σχέση της μεταβολής του, με την καταστροφή της δομής του νερού στην υγρή φάση. Σύμφωνα με τους Frank και Wien (1957) ομάδες μορίων νερού συγκροτούν συσσωματώματα που δημιουργούνται και καταστρέφονται σε χρονικά διαστήματα της τάξης των  $10^{-10}$  έως  $10^{-11}$  του

δευτερολέπτου. Σε αυτά τα συσσωματώματα δεν συμμετέχουν όλα τα μόρια του νερού. Όσα δεν συμμετέχουν συμπεριφέρονται σαν ελεύθερα συγκρινόμενα με τα μόρια των συσσωματωμάτων. Η κίνηση της μάζας του νερού δυσχεραίνεται από την ύπαρξη των συσσωματωμάτων με αποτέλεσμα το μεγαλύτερο ιξώδες.

Μια ακόμη σημαντική ιδιότητα είναι ότι ο όγκος του μειώνεται όταν από στερεό (πάγος) μεταβαίνει στην υγρή κατάσταση. Αυτό εξηγείται από το κρυσταλλικό πλέγμα που σαν στερεό σχηματίζει. Το πλέγμα καταστρέφεται όταν η θερμοκρασία ανεβαίνει και οι κενοί χώροι του πλέγματος καταλαμβάνονται από μόρια νερού μειώνοντας έτσι τον όγκο του. Ένα αποτέλεσμα αυτής της ιδιότητας είναι η μεγαλύτερη πυκνότητα του νερού σε σχέση με τον πάγο. Ο πάγος επιπλέει στο νερό και έτσι τον χειμώνα, όταν οι θερμοκρασίες είναι πολύ χαμηλές, σχηματίζεται ένα επιφανειακό στρώμα που εμποδίζει την πήξη των βαθύτερων στρωμάτων, προστατεύοντας με αυτόν τον τρόπο τις μορφές ζωής που υπάρχουν εκεί.

### **1.3. Ιδιότητες της ατμόσφαιρας**

Η εξάτμιση είναι μια διαδικασία η οποία θα μπορούσε να παρομοιασθεί με μια ανταλλαγή στην οποία μια ποσότητα υδρατμών προς την ατμόσφαιρα ανταλλάσσεται με μια ποσότητα ενέργειας προς την υδάτινη μάζα από την οποία εξατμίζεται. Οι ροές ενέργειας, αλλαγές φάσης και μηχανισμοί πραγματοποίησης αυτής της ανταλλαγής καθορίζονται επομένως και από τις ιδιότητες του αέρα. Η περιεκτικότητά του σε υδρατμούς, οι θερμοδυναμικές του ιδιότητες, η κατακόρυφη δομή του, όλα προσδιορίζουν την τελική κατάσταση. Η περιεκτικότητα του αέρα σε υδρατμούς μπορεί να εκφρασθεί με διάφορους τρόπους. Ακολουθούν οι ορισμοί.

#### **1.3.1. Απόλυτη υγρασία ( $\rho_v$ ) ή πυκνότητα υδρατμών**

Η απόλυτη υγρασία είναι ένα (απόλυτο) μέτρο της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς.

$$\rho_v = \frac{m_v}{V_a} \quad 1-1$$

$m_v$  η μάζα των υδρατμών,  $V_a$  ο όγκος του ατμοσφαιρικού αέρα στον οποίο περιέχονται.

#### **1.3.2. Ειδική υγρασία ( $q$ )**

Ο λόγος της μάζας των υδρατμών προς την ολική μάζα του ατμοσφαιρικού αέρα (μάζα ξηρού αέρα συν μάζα υδρατμών που περιέχει) ονομάζεται **ειδική υγρασία**.

$$q = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v} \cdot \quad 1-2$$

#### **1.3.3. Αναλογία μίγματος ( $w$ )**

Σαν **αναλογία μίγματος** ορίζεται ο λόγος της πυκνότητας των υδρατμών προς την πυκνότητα του ξηρού αέρα. Ο λόγος αυτός είναι ίσος με τον λόγο των αντίστοιχων μαζών των υδρατμών και του ξηρού αέρα αφού εξ ορισμού η πυκνότητα ορίζεται σαν η μάζα στην μονάδα του όγκου. Δίνεται από τον τύπο:

$$w = \frac{\rho_v}{\rho_d} \quad 1-3$$

Επειδή η μάζα των υδρατμών είναι μικρή συγκριτικά με την μάζα του ατμοσφαιρικού αέρα, η αναλογία μίγματος προσεγγίζει την τιμή της ειδικής υγρασίας.

#### 1.3.4. Γραμμομοριακό ποσοστό των υδρατμών ( $X_i$ )

Γραμμομοριακό ποσοστό των υδρατμών στην ατμόσφαιρα είναι ο λόγος των γραμμομορίων (mol) των υδρατμών προς τα συνολικά γραμμομόρια (mol) όλων των συστατικών της ατμόσφαιρας.

$$X_i = \frac{mol_i}{\sum_i mol_i} \quad 1-4$$

Συγκέντρωση C, του συστατικού i, για αέρια μίγματα έχει την μορφή,

$$C_i = \frac{m_i}{V_{ολ}} \quad 1-5$$

#### 1.3.5. Κατά μάζα ποσοστό ( $\omega_i$ )

Κατά μάζα ποσοστό,  $\omega$ , του συστατικού i ορίζεται ο λόγος της μάζας του συστατικού i του μίγματος προς την συνολική μάζα του μίγματος και μπορεί εκφρασθεί και σαν ppm (μέρη στο εκατομμύριο).

$$\omega_i = \frac{m_i}{\sum_i m_i} \quad 1-6$$

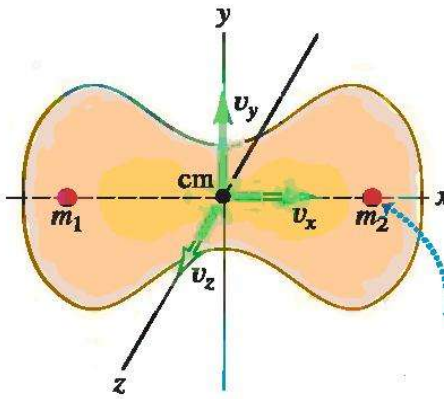
$m_i$  η μάζα του i συστατικού,  $\sum_i m_i$  η συνολική μάζα του μίγματος.

#### 1.3.6. Ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερό όγκο ( $c_v$ )

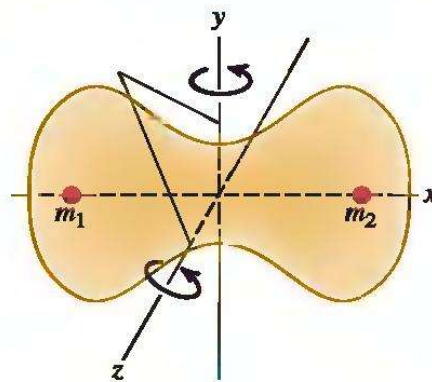
Η ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερό όγκο,  $c_v, kJ/kg/K$ , ορίζεται ως τιμή της απαιτούμενης ενέργειας που πρέπει να αποδοθεί στο σύστημα για να ανέβει κατά ένα βαθμό η θερμοκρασία της μονάδας μάζας του συστήματος, κάτω από συνθήκες σταθερού όγκου. Η αποδιδόμενη ενέργεια μετατρέπεται σε κινητική ενέργεια από τα μόρια του αερίου. Η μεταφορική κινητική ενέργεια των μορίων μέτρο της οποίας είναι η θερμοκρασία του αερίου, μπορεί να απορροφήσει μέρος ή το σύνολο της αποδιδόμενης

ενέργειας, ανάλογα με την φύση της ουσίας. Για μονοατομικές ουσίες, όλη η αποδιδόμενη ενέργεια μετατρέπεται σε μεταφορική κινητική ενέργεια και άρα σε αύξηση της θερμοκρασίας. Για πολυατομικά μόρια απαιτείται μεγαλύτερη ποσότητα ενέργειας για την ίδια αύξηση θερμοκρασίας. Η εξήγηση για το προηγούμενο σύμφωνα με την κινητική θεωρία, δίνεται από το θεώρημα της ισοκατανομής της ενέργειας. Το θεώρημα λέει ότι η κινητική ενέργεια ανά μόριο που αντιστοιχεί σε κάθε συνιστώσα της κίνησης (γραμμική ή γωνιακή) είναι  $\frac{1}{2}kT$ ,  $k$  η σταθερά του Boltzmann,  $T$  η απόλυτη θερμοκρασία. Ο αριθμός των συνιστωσών της κίνησης που απαιτείται για περιγραφή πλήρως η κίνηση του μορίου ορίζει τους βαθμούς ελευθερίας.

Έτσι για την μεταφορική κίνηση του μορίου διακρίνονται τρεις βαθμούς ελευθερίας, 1 για κάθε άξονα του καρτεσιανού συστήματος συντεταγμένων που περιγράφει τον τρισδιάστατο χώρο στον οποίο κινείται το μόριο. Η ενέργεια του μορίου είναι  $\frac{3}{2}kT$ .



**Σχήμα 1** Η μεταφορική κίνηση του μορίου περιγράφεται πλήρως από τους 3 άξονες x,y,z. Ορίζονται συνεπώς 3 βαθμοί ελευθερίας με ενέργεια  $3/2 kT$ . Σχήμα από τον Young et al. (2012) pp.627.

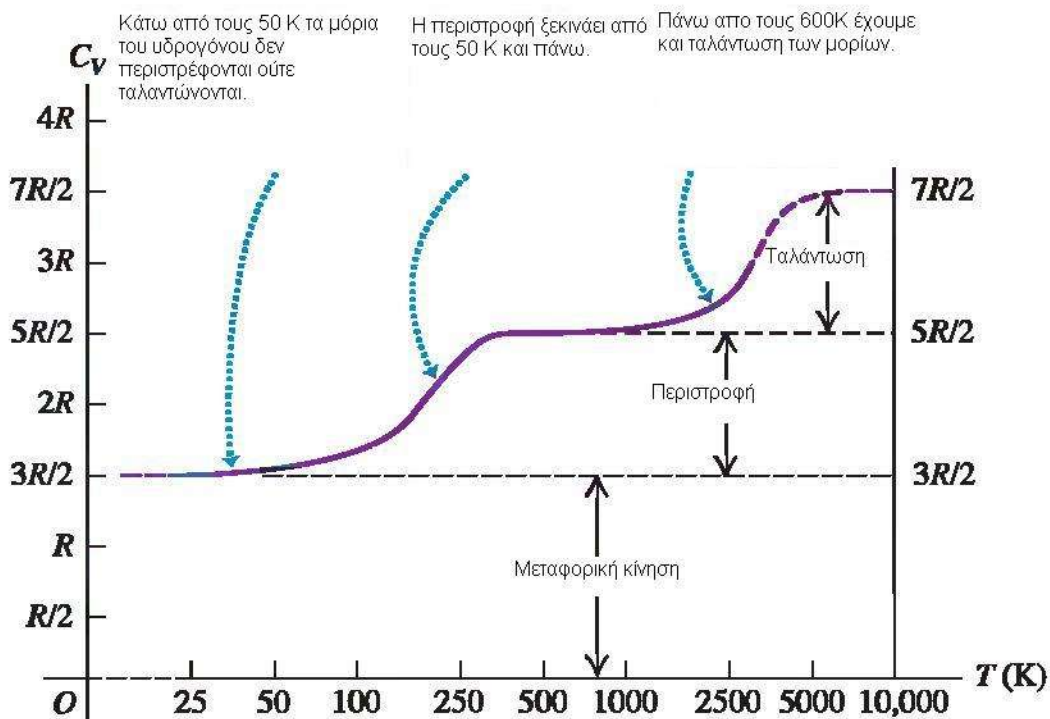


**Σχήμα 2** Η περιστροφική κίνηση του μορίου μπορεί να γίνει σε δύο άξονες κάθετους μεταξύ τους. Η περιστροφή γύρω από τον άξονα των x, δεν λαμβάνεται υπ' όψιν γιατί δεν μεταβάλλεται από τις κοινές μοριακές συγκρούσεις. Σχήμα από τον Young et al. (2012) pp.627.



Επειδή αυτή είναι η μόνη κίνηση που μπορούν να κάνουν τα μονατομικά μόρια, δεν έχει νόημα να εξετασθεί η περιστροφή ή η ταλάντωση σε τέτοια περίπτωση. Τα διατομικά μόρια, μπορούν να περιστρέφονται σε δύο άξονες, κάθετους μεταξύ τους. Η περιστροφή γύρω από τον άξονα του μορίου δεν λαμβάνεται υπ' όψιν γιατί δεν μεταβάλλεται με τις συνήθεις μοριακές συγκρούσεις.

Εάν προστεθούν άλλοι δύο βαθμοί ελευθερίας η ενέργεια του διατομικού μορίου θα είναι  $\frac{5}{2}kT$ . Η ταλάντωση επίσης συνεισφέρει στην θερμοχωρητικότητα. Η εξήγηση της συμπεριφοράς της εμπλέκει έννοιες της κβαντικής μηχανικής. Για τα διατομικά αέρια στις συνήθεις θερμοκρασίες δεν υπάρχει αρκετή ενέργεια για να πραγματοποιηθεί το πρώτο βήμα (κβαντικό άλμα) και έτσι τα μόρια παραμένουν στην ίδια κατάσταση. Επίσης για μόρια με περισσότερα των δύο ατόμων, η περιστροφή προσθέτει τρεις (και όχι δύο) βαθμούς ελευθερίας όταν αυτά δεν είναι στην ίδια ευθεία.



Σχήμα 3 Διάγραμμα της μεταβολής της ειδικής θερμοχωρητικότητας υπό σταθερό όγκο του μοριακού υδρογόνου, R η παγκόσμια σταθερά των αερίων ίση με 8.314 J/(mole K). Σχήμα από τους Young et al. (2012) pp.628

### 1.3.7. Ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερή πίεση ( $c_p$ )

Η ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερή πίεση,  $c_p, kJ/kg/K$ , δηλαδή η ποσότητα της θερμότητας που απαιτείται για να ανέβει η θερμοκρασία της μονάδας της μάζας κατά 1 βαθμό, κάτω από συνθήκες σταθερή πίεσης. Η σημασία της συνθήκης για την σταθερή πίεση είναι ότι οι διαδικασίες στην επιφάνεια της γης μπορεί να θεωρηθεί ότι γίνονται σε συνθήκες σταθερής πίεσης, και ότι περιλαμβάνουν και την απόδοση έργου από το σύστημα προς το περιβάλλον. Η συνθήκη της σταθερής πίεσης σημαίνει ότι το σύστημα αποδίδει με την μορφή έργου μέρος της αποδιδόμενης σε αυτό θερμότητας. Το υπόλοιπο αυξάνει την κινητική ενέργεια των μορίων του κατά τα αναφερθέντα.

Μπορεί να αποδειχθεί ότι οι τιμές των ιδιοτήτων αυτών συνδέονται με την σχέση (σχέση του Mayers),

$$c_p = c_v + R_m = c_v + \frac{R}{M} \quad 1-7$$

Όπου  $R_m$  η ειδική σταθερά των αερίων, διαφορετική για κάθε αέριο, για τον ξηρό αέρα είναι ίση με  $287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ , και

$M$  το μοριακό βάρος του ξηρού αέρα.

### 1.3.8. Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης ( $\lambda$ )

Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης είναι η ποσότητα θερμότητας που απαιτείται για την μετάβαση από την υγρή στην αέρια φάση της μονάδας μάζας του νερού κάτω από σταθερή πίεση και θερμοκρασία. Η απαιτούμενη ενέργεια εξαρτάται από την θερμοκρασία του νερού και από την ατμοσφαιρική πίεση. Στους  $20^\circ\text{C}$ , και σε πίεση ίση με μία ατμόσφαιρα ( $101.3 \text{ kPa}$ ) λαμβάνεται ίση με  $2.45 \text{ MJ/kg}$ . Η μαθηματική σχέση που δίνει την τιμή της για διαφορετικές θερμοκρασίες:

$$\lambda = 2.501 - (2.361 \cdot 10^{-3}) T_a \quad 1-8$$

Όπου,  $\lambda$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης ( $\text{MJ/kg}$ ),  $T_a$  η θερμοκρασία του αέρα,  $^\circ\text{C}$ . Η τιμή της λανθάνουσας θερμότητας εξάτμισης του νερού διαφέρει ελάχιστα στις συνήθεις θερμοκρασίες, Allen et al. (1998). Η εξίσωση [1-8](#) αποδίδεται στον Harrison (1963). Σύμφωνα με τους Burman et al. (1987) επιβεβαιώνεται ο ισχυρισμός του

Harrison (1963) ότι η σχέση [1-8](#) έχει προκύψει με γραμμική προσαρμογή σε δεδομένα από πίνακες του ιδρύματος Smithsonian όπως δημοσιεύθηκαν από τον List (1971). Ο Legates (2005) παρατηρεί ότι η για θερμοκρασίες  $-35 < T_a < 35$  °C, μπορεί να χρησιμοποιηθεί η σχέση [1-8](#), με τον συντελεστή του  $T_a$ , ίσο με 2.37.

### 1.3.9. Πίεση της ατμόσφαιρας (P)

Η τιμή της ατμοσφαιρικής πίεσης είναι απαραίτητη στον υπολογισμό της πυκνότητας του αέρα και άλλων παραμέτρων. Η τυπική τιμή για την πίεση της ατμόσφαιρας σε υψόμετρο  $z=0$ , είναι  $P=101.3$  kPa. Η τιμή αυτή είναι συνάρτηση του υψομέτρου,  $z$ . Το μοντέλο για τον υπολογισμό της ατμοσφαιρικής πίεσης προκύπτει από την καταστατική εξίσωση των ιδανικών αερίων, την υδροστατική εξίσωση και την παραδοχή της σταθερής θερμοβαθμίδας. Η μαθηματική έκφραση για την ατμοσφαιρική πίεση, με βάση τα προηγούμενα, είναι:

$$P = P_0 \left( \frac{T_0 - \alpha(z - z_0)}{T_0} \right)^{\frac{g}{\alpha R}} = 101.3 \left( \frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}, \quad 1-9$$

Όπου  $P$  σε kPa,  $P_0$ , σε kPa, η ατμοσφαιρική πίεση στο υψόμετρο αναφοράς  $z_0$ ,  $T_0$  η θερμοκρασία σε K στο υψόμετρο αναφοράς  $z_0$ ,  $g$ , σε  $m/s^2$ , η επιτάχυνση της βαρύτητας,  $R$  η ειδική σταθερά των αερίων που για τον ξηρό αέρα είναι ίση με  $287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ ,  $\alpha$  η θερμοβαθμίδα,  $P$  η ατμοσφαιρική πίεση σε kPa,  $z$  το υψόμετρο της θέσης σε μέτρα, m. Σαν υψόμετρο αναφοράς λαμβάνεται το  $z_0=0$  m (η στάθμη της θάλασσας) στο οποίο η ατμοσφαιρική πίεση είναι ίση με 101.3 kPa, και η θερμοκρασία αναφοράς λαμβάνεται ίση με 20 °C ή 293.15 K. Η εξίσωση 1-9 υπολογίζει την μέση ετήσια πίεση για το υψόμετρο  $z$ . Οι διαφορές ανάμεσα στις μετρημένες και τις εκτιμώμενες τιμές είναι της τάξης των 10 mb και οδηγούν σε αμελητέα σφάλματα στους υπολογισμούς της εξατμισοδιαπνοής, Burman et al. (1987).

Οι Pruitt & Doorenbos (1977) πρότειναν την σχέση,

$$P = 101.3 - .01152z + 0.544 * 10^{-6} z^2 \quad 1-10$$

η οποία χρησιμοποιείται στην μέθοδο CIMIS Penman για την εκτίμηση της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.

### 1.3.10. Πυκνότητα του αέρα ( $\rho$ )

Η πυκνότητα του αέρα είναι ο λόγος της μάζας του αέρα με όλα του τα συστατικά, προς τον αντίστοιχο όγκο. Οι Κουτσογιάννης και Ξανθόπουλος (1999) δίνουν τον ακόλουθο τύπο για τον υπολογισμό της πυκνότητας του αέρα (προκύπτει από την καταστατική εξίσωση των αερίων):

$$\rho_a = \frac{0,348P}{T + 273}, \quad 1-11$$

όπου P η ατμοσφαιρική πίεση σε hPa και T η θερμοκρασία σε °C. Η συνήθης τιμή για την πυκνότητα του αέρα είναι η 1,2 kg/m<sup>3</sup>.

Οι Smith et al. (1991) δίνουν την σχέση [1-11](#) λαμβάνοντας υπ' όψιν την εικονική θερμοκρασία αντί της μετρούμενης θερμοκρασίας του αέρα.

$$\rho_a = \frac{0,348P}{T_{KV} + 273} \quad 1-12$$

Όπου P η πίεση σε hPa και T<sub>KV</sub> η εικονική θερμοκρασία, virtual temperature, σε °C. Η εικονική θερμοκρασία είναι η υποθετική τιμή της θερμοκρασίας που αντιστοιχεί σε ίσης πυκνότητας ξηρό αέρα. Είναι μεγαλύτερη από την πραγματική γιατί για την ίδια θερμοκρασία ο ξηρός αέρας είναι πιο πυκνός από τον υγρό, κατά συνέπεια μια αύξηση της θερμοκρασίας θα οδηγούσε μέσω της διαστολής στην μείωση της πυκνότητας. Αυτή η αυξημένη θερμοκρασία για τιμές της μερικής πίεσης των υδρατμών e=1-5 [kPa], και ατμοσφαιρική πίεση P=80-100 [kPa] προσεγγίζεται από την σχέση (Smith et al., 1991):

$$T_{KV} = 1,01(T + 273), \quad 1-13$$

Όπου T η μετρημένη θερμοκρασία του αέρα σε °C.

### 1.3.11. Ψυχομετρική σταθερά ( $\gamma$ )

Η ψυχομετρική σταθερά ( $\gamma$ ) μας πληροφορεί για την μεταβολή της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας, όταν αυτή μεταβαίνει αδιαβατικά σε κορεσμένη

κατάσταση, αποδίδοντας μέρος του ενεργειακού της περιεχομένου στις ποσότητες του νερού που εξατμίζεται. Η ποσότητα συνηθίζεται να αποκαλείται σταθερά, αν και δεν είναι σταθερή, από μεγάλο μέρος της επιστημονικής κοινότητας. Ο WMO (1983), p. 5-7 παρατηρεί ότι θα ήταν σωστό να ονομάζεται ψυχομετρικός συντελεστής (psychrometric coefficient) και όχι ψυχομετρική σταθερά (psychrometric constant) αφού ένα τέτοιο όνομα θα ήταν λάθος. Οι Monteith and Unsworth (2013) σχολιάζουν ότι η ποσότητα που ονομάζουμε ψυχομετρική σταθερά (psychrometric constant) δεν είναι καθόλου σταθερά αφού η τιμή της αλλάζει από  $66 \text{ Pa K}^{-1}$  στους  $0^\circ\text{C}$  σε  $67 \text{ Pa K}^{-1}$  στους  $20^\circ\text{C}$ . Στην παρούσα διατριβή υιοθετούμε την ονομασία ψυχομετρική σταθερά επειδή έχει γίνει αποδεκτή από το μεγαλύτερο μέρος της επιστημονικής κοινότητας.

Από την ψυχομετρική εξίσωση

$$e_s(T_w) - e = \frac{Pc_p}{\epsilon \lambda} (T_w - T) \quad 1-14$$

Όπου  $e_s(T_w)$  η πίεση των κορεσμένων υδρατμών στην θερμοκρασία δρόσου  $T_w$ , kPa,  $e$  η πραγματική τάση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα kPa,  $P$  η ατμοσφαιρική πίεση kPa,  $c_p$  η ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερή πίεση MJ/°C/kg,  $\epsilon$  ο λόγος των μοριακών βαρών των υδρατμών και του ξηρού αέρα ίσος με 0.622,  $\lambda$  λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης MJ/K/kg,  $T_w$  η θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου °C,  $T$  η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας °C, προκύπτει η εξίσωση για τον υπολογισμό της ψυχομετρικής σταθεράς.

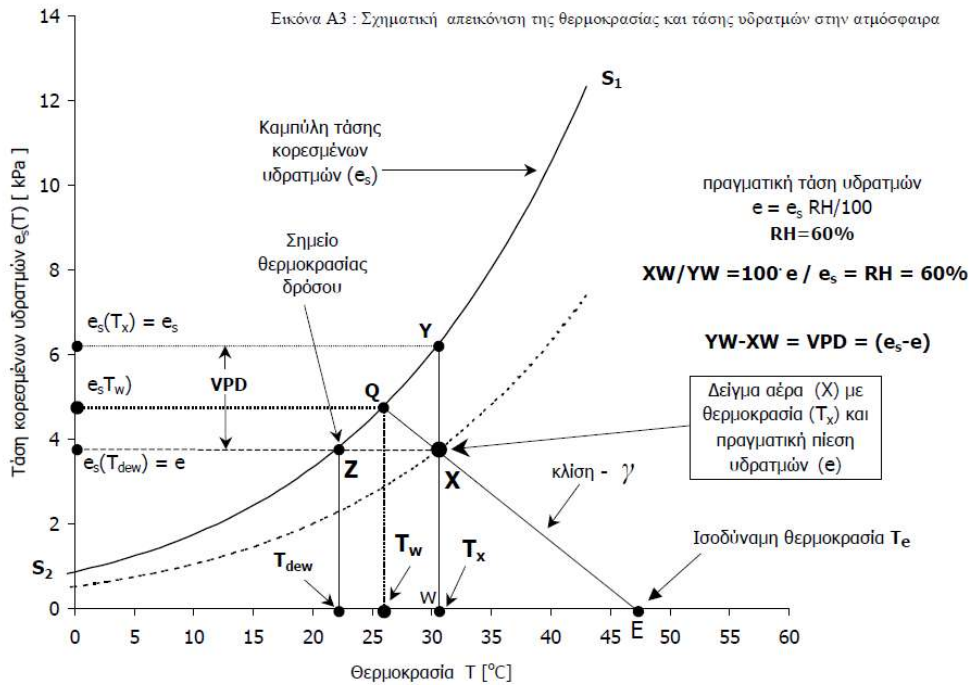
$$\gamma (\text{hPa} / \text{K}) = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda} \quad 1-15$$

$c_p$  η ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερή πίεση,  $P$  η ατμοσφαιρική πίεση,  $\epsilon$  ο λόγος των μοριακών βαρών υδρατμών και ατμόσφαιρας ίσος με 0.622,  $\lambda$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης του νερού.

### 1.3.12. Πίεση κορεσμού υδρατμών ( $e_s$ )

Η πίεση κορεσμού υδρατμών είναι η τιμή της πίεσης των υδρατμών που συγκρατεί η ατμόσφαιρα στην κατάσταση κορεσμού. Εξαρτάται από την θερμοκρασία και την φύση του υγρού, που στην περίπτωση μας είναι καθορισμένο. Η πίεση των υδρατμών οφείλεται στην τυχαία κίνηση των μορίων του νερού στην αέρια φάση

(υδρατμοί) στον χώρο. Καθώς ο αριθμός τους μεγαλώνει αυξάνει και η πίεση που ασκούν. Κάποια από αυτά, κινούμενα τυχαία, προσπίπτουν στην επιφάνεια του νερού από όπου διέφυγαν και επανέρχονται στην υγρή φάση. Όσο μεγαλύτερος είναι ο αριθμός των μορίων της αέριας φάσης τόσο περισσότερες είναι οι τυχαίες κρούσεις και είσοδοι μορίων στην υγρή φάση. Την στιγμή που ο αριθμός των μορίων που εισέρχονται στην υγρή φάση είναι ίσος με τον αριθμό των μορίων που εξέρχονται από αυτή, δηλαδή που εξατμίζονται, επέρχεται η ισορροπία ανάμεσα στις δύο φάσεις. Η ισορροπία αυτή εξαρτάται από την θερμοκρασία όπως μπορούμε να δούμε στο [Σχήμα 4](#). Στην κατάσταση ισορροπίας η πίεση των υδρατμών ονομάζεται πίεση κορεσμού. Το επίπεδο της ισορροπίας, δηλαδή, το εάν εισέρχονται και εξέρχονται περισσότερα ή λιγότερα μόρια εξαρτάται από την θερμοκρασία: όσο μεγαλύτερη η θερμοκρασία τόσο περισσότερα εισέρχονται και εξέρχονται. Υψηλότερα επίπεδα ισορροπίας οδηγούν σε υψηλότερες πιέσεις.



**Σχήμα 4** Διάγραμμα της τάσης των κορεσμένων υδρατμών και της θερμοκρασίας, όπως προκύπτει από την σχέση του Tetens (1930). Από Λιδ, Διατρ. Σ. Αλεξανδρή, 2003, κεφ. 2 σελ. 38.

Η σχέση μεταξύ της θερμοκρασίας και της πίεσης των κορεσμένων υδρατμών περιγράφεται από την διαφορική εξίσωση των Clausius Clapeyron και είναι μια καλή προσέγγιση για τις ατμοσφαιρικές συνθήκες δεδομένου ότι η εξίσωση αφορά σε σύστημα υγρής και αέριας φάσης σε ισορροπία ενώ στην ατμόσφαιρα έχουμε ισορροπία με περισσότερες της μίας ουσίας στην αέρια φάση.

Η εξίσωση έχει την ακόλουθη μαθηματική έκφραση:

$$\frac{\partial e_s}{\partial T} = \frac{0,622 e_s \lambda}{T^2 R_m^{(d)}} \quad 1-16$$

όπου  $e_s$  η πίεση των κορεσμένων υδρατμών στην θερμοκρασία  $T$ ,  $T$  η θερμοκρασία,  $\lambda$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης, και  $R_m^{(d)}$  η ειδική σταθερά των αερίων για τον ξηρό αέρα και 0,622 ο λόγος των μοριακών βαρών των υδρατμών και του ξηρού αέρα. Δεχόμαστε ότι η αέρια φάση συμπεριφέρεται σαν ιδανικό αέριο ότι ο όγκος

της αέριας φάσης είναι πολύ μεγαλύτερος της υγρής και επομένως η διαφορά τους είναι περίπου ίση με τον όγκο της αέριας φάσης. Για να ολοκληρωθεί η [1-16](#) πρέπει είτε να είναι γνωστή η συνάρτηση της  $\lambda$  με την θερμοκρασία είτε να θεωρήσουμε την  $\lambda$  σταθερή για ένα ορισμένο εύρος θερμοκρασιών.

Η εξίσωση που ακολουθεί έχει προταθεί από τον Tetens (1930) και είναι μια εμπειρική προσέγγιση της τιμής της πίεσης των κορεσμένων υδρατμών σε σχέση με την θερμοκρασία:

$$e_s(T_a) = 0,611 \exp\left(\frac{17,27T_a}{T_a + 237,3}\right), \quad 1-17$$

$e_s(T_a)$  η πίεση των κορεσμένων υδρατμών σε θερμοκρασία αέρα ξηρού θερμομέτρου  $T_a$ , σε kPa,  $T_a$  σε °C. Ο τύπος του Tetens (1930) δίνει τιμές της πίεσης των κορεσμένων υδρατμών της ατμόσφαιρας με ακρίβεια 1 Pa για θερμοκρασίες από 4 έως 35 °C, Monteith and Unsworth (2013).

### 1.3.13. Κλίση ( $\Delta$ ) της καμπύλης των κορεσμένων υδρατμών

Η κλίση  $\Delta \left(\frac{\partial e_s}{\partial T}\right)$ , της καμπύλης των κορεσμένων υδρατμών (kPa/K) μας πληροφορεί για την μεταβολή της ικανότητας της ατμόσφαιρας να συγκρατεί υδρατμούς, σαν συνάρτηση της μεταβολής της θερμοκρασίας  $T$ . Η τιμή της μπορεί να υπολογισθεί από την παραγωγή της εξίσωσης ([1-17](#)) ως θερμοκρασία και δίνεται από τον τύπο:

$$\Delta = \frac{4099e_s(T)}{(T + 237,3)^2}, \quad 1-18$$

$e_s(T)$  η πίεση των κορεσμένων υδρατμών σε θερμοκρασία  $T$ .

### 1.3.14. Σχετική υγρασία (RH)

Η σχετική υγρασία (RH) μπορεί να υπολογισθεί από τον λόγο,



$$RH = \frac{e_a}{e_s},$$

1-19

$e_a$  η μερική πίεση των υδρατμών της ατμόσφαιρας, και  $e_s$  η πίεση των κορεσμένων υδρατμών για την ίδια θερμοκρασία. Ο λόγος του γραμμομοριακού ποσοστού των υδρατμών στην ατμόσφαιρα προς το γραμμομοριακό ποσοστό των κορεσμένων υδρατμών στην ατμόσφαιρα στην ίδια θερμοκρασία, είναι αριθμητικά ίσο με την σχετική υγρασία RH. Η σχετική υγρασία της κορεσμένης ατμόσφαιρας είναι 100%, ενώ όταν η τιμή της είναι μικρότερη από 100% τότε η ατμόσφαιρα χαρακτηρίζεται από έλλειμμα κορεσμού  $\delta e$ .

$$\delta e = e_s(T_a) - e_a, \quad 1-20$$

Όπου  $e_s(T_a)$  η τάση των κορεσμένων υδρατμών στην θερμοκρασία  $T_a$ , και  $e_a$  η πραγματική τάση των υδρατμών.

### 1.3.15. Σημείο σχηματισμού δρόσου ( $T_D$ )

Σημείο σχηματισμού δρόσου  $T_D$ , είναι η θερμοκρασία την οποία πρέπει να έχει ο αέρας, κάτω από συνθήκες σταθερής πίεσης ώστε οποιαδήποτε, έστω και οριακή, περαιτέρω πτώση της θερμοκρασίας, να οδηγήσει στην συμπύκνωση των υδρατμών και τον σχηματισμό της δρόσου. Για τις συγκεκριμένες τιμές υγρασίας και πίεσης της ατμόσφαιρας, η θερμοκρασία σχηματισμού δρόσου είναι θερμοκρασία κορεσμού. Όταν ο αέρας δεν είναι κορεσμένος σε υδρατμούς η θερμοκρασία του είναι διαφορετική (πάντα μεγαλύτερη) από την θερμοκρασία δρόσου.

### 1.3.16. Θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου, ( $T_w$ ),

Θερμοκρασία υγρού θερμομέτρου,  $T_w$ , ορίζεται ως η θερμοκρασία αέρα ό οποίος δαπανά την εσωτερική του ενέργεια σε διαδικασία αδιαβατικής εξάτμισης, μέχρις ότου κορεσθεί και φθάσει σε ισορροπία. Αυτή η διαδικασία προκαλεί την πτώση της θερμοκρασίας του αέρα, δηλαδή την μείωση της μεταφορικής κινητικής ενέργειας των μορίων του, η οποία (κινητική ενέργεια) αποδίδεται στα μόρια του νερού που μεταβαίνουν από την υγρή στην αέρια φάση.

### 1.3.17. Δομή της ατμόσφαιρας

Εξίσου σημαντική όμως για την διεργασία της εξατμισοδιαπνοής είναι και η κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας. Η κατακόρυφη δομή της ατμόσφαιρας αναφέρεται στην μεταβολή των ιδιοτήτων της στον κατακόρυφο άξονα, καθώς δηλαδή το σημείο παρατήρησης απομακρύνεται από την επιφάνεια της γης.

Η μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος είναι μια χαρακτηριστική ιδιότητα η οποία έχει μεγάλη σημασία για την συμπεριφορά της ατμόσφαιρας και την εκτίμηση των ροών της. Όταν η θερμοκρασία μεταβάλλεται σύμφωνα με την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (χωρίς δηλαδή να προστίθεται ή να αφαιρείτε ενέργεια από το πακέτο του αέρα), τότε επικρατούν συνθήκες ουδέτερης ισορροπίας στην ατμόσφαιρα και δεν υπάρχουν ανοδικές ή καθοδικές ανωστικές δυνάμεις, που να υποχρεώνουν ένα πακέτο αέρα να κινηθεί προς ή μακριά από το έδαφος. Σε μια τέτοια περίπτωση η τυχαία κίνηση των πακέτων του αέρα είναι αυτή που καθορίζει τις κατακόρυφες ροές. Τότε λέμε ότι η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε **ουδέτερη ισορροπία**. Όταν η ατμόσφαιρα είναι ψυχρότερη σε σχέση με τα ανερχόμενα πακέτα αέρα, τότε αυτά βρίσκονται σε ένα πιο ψυχρό περιβάλλον και έτσι ασκείται σε αυτά ανοδική δύναμη που οφείλεται στην μικρότερη πυκνότητα που τα χαρακτηρίζει σαν θερμότερα που είναι. Αυτή η κατάσταση ονομάζεται **ατμοσφαιρική αστάθεια** και είναι χαρακτηριστική για τις καλοκαιρινές ημέρες και γενικά για τις ημέρες που ο αέρας κοντά στο έδαφος θερμαίνεται πιο έντονα με αποτέλεσμα να ανεβαίνει ψηλότερα καταλαμβάνοντας την θέση ψυχρότερων αερίων μαζών. Στην περίπτωση τέλος που ο αέρας της ατμόσφαιρας ψύχεται με ρυθμό μικρότερο της αδιαβατικής θερμοβαθμίδας τα πακέτα αέρα που ανέρχονται βρίσκονται σε ένα θερμότερο περιβάλλον με αποτέλεσμα να ασκούνται επάνω τους καθοδικές δυνάμεις που τείνουν να τα οδηγήσουν στις αρχικές τους θέσεις. Αυτή η κατάσταση χαρακτηρίζει την **σταθερή δομή της ατμόσφαιρας**. Κατά την διάρκεια της νύχτας το φαινόμενο αυτό είναι ιδιαίτερα έντονο μέχρι του σημείου να παρατηρείται αύξηση της θερμοκρασίας με το ύψος. Η τελευταία αυτή περίπτωση ονομάζεται **θερμοκρασιακή αναστροφή**.

#### 1.4.Ισοζύγιο ακτινοβολίας της ατμόσφαιρας

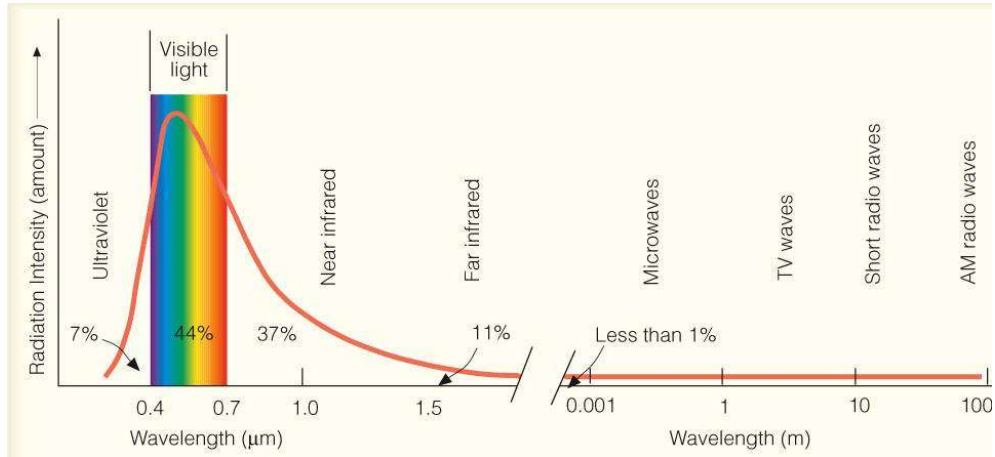
Η ενέργεια που τροφοδοτεί την διεργασία της εξατμισοδιαπνοής ακτινοβολείται από τον ήλιο. Οι βασικές έννοιες και οι νόμοι που καθορίζουν την εκπομπή της ακτινοβολίας προς την γη περιγράφονται στο Παράρτημα Ι. Ο ήλιος είναι μια διάπυρη σφαίρα αερίων, κυρίως υδρογόνου (H) σε ποσοστό 92,1% και ήλιου (He) σε ποσοστό 7,8%, περίπου 1 εκατομμύριο φορές μεγαλύτερης από την γη. Η ενέργειά του προέρχεται από την μετατροπή του υδρογόνου σε ήλιο. Η ακτίνα του είναι  $6,96 \times 10^5$  km, περίπου 110 φορές μεγαλύτερη από αυτή της γης. Η επιφάνειά του ονομάζεται φωτόσφαιρα. Από εκεί ακτινοβολείται το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας. Από μετρήσεις της ακτινοβολίας αυτής ο ήλιος παρομοιάζεται με μέλαν σώμα θερμοκρασίας 6000 K που ακτινοβολεί σε μήκη κύματος 0,3 έως 3  $\mu$ m.

**Πίνακας 1 Τιμές χαρακτηριστικών μεγεθών του ήλιου. Τα μεγέθη έχουν ληφθεί από τους Rakhecha and Singh (2009, p.57).**

Χαρακτηριστικά μεγέθη του ήλιου	
Ακτίνα	$6,960 \times 10^8$ m
Εμβαδόν επιφάνειας	$6,078 \times 10^{18}$ m <sup>2</sup>
Όγκος	$1,412 \times 10^{27}$ m <sup>3</sup>
Μάζα	$1,99 \times 10^{30}$ kgr
Μέση πυκνότητα	1,409 gr/cm <sup>3</sup>
Ενέργεια στην μονάδα του χρόνου	$3,9 \times 10^{20}$ MJ/sec
Ταχύτητα διαφυγής	618 km/ sec
Περίοδος περιστροφής σε σχέση με την γη	27,28 ημέρες

Εκπέμπει  $3,9 \times 10^{20}$  MJ/sec ( $56 \times 10^{26}$  cal/min) και αυτή η ποσότητα μπορεί να εκφραστεί με την ενέργεια η οποία φθάνει σε μοναδιαία επιφάνεια, κάθετη στην διεύθυνση διάδοσης της στην μονάδα του χρόνου, και που βρίσκεται στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας, όταν η γη είναι στον μέσο όρο της (μεταβαλλόμενης ) απόστασής της

από τον ήλιο. Λαμβάνοντας την μέση απόσταση ίση με  $1,5 \times 10^{11}$  m, και επιμερίζοντας την εκπεμπόμενη ενέργεια εξίσου στην επιφάνεια της νοητής σφαίρας επί της οποίας διαδίδεται, βρίσκεται ότι είναι περίπου  $2 \text{ cal /min/cm}^2$ . Η ποσότητα αυτή ονομάζεται **ηλιακή σταθερά (Solar constant,  $G_{sc}$ )**. Οι αποκλίσεις που παρατηρούνται φθάνουν το  $\pm 1,5\%$ . Ο *Frölich (1977)* υπολογίζει την ηλιακή σταθερά σε  $1.373 \text{ W/m}^2$ , και οι (*London and Fröhlich, 1982; Lean, 1989*) δίνουν τιμή  $1.367 \text{ W/m}^2$ .



**Σχήμα 5 Η κατανομή ενέργειας στο φάσμα εκπομπής της ηλιακής ακτινοβολίας.**

Η ακτινοβολία του ήλιου εκπέμπεται κυρίως στο ορατό τμήμα του φάσματος, από 0.3 έως 0.7  $\mu\text{m}$  (βλ. [σχήμα 5](#)). Το μέγιστο της ακτινοβολίας είναι στα περίπου 480 nm. Η *Shaw (1994)* δίνει μέγιστη εκπομπή ηλιακής ακτινοβολίας  $10500 \text{ W/m}^2$ , στα 0.5  $\mu\text{m}$ .

Η **κίνηση της γης γύρω από τον ήλιο** γίνεται σύμφωνα με τον πρώτο νόμο του Kepler. Περιφέρεται γύρω από τον ήλιο σε περίπου 365 ημέρες, και ταυτόχρονα κάθε, περίπου, 24 ώρες πραγματοποιεί μία περιφορά γύρω από τον εαυτό της. Το επίπεδο του ισημερινού της γης σχηματίζει γωνία  $23.5^\circ$  με το επίπεδο της τροχιάς της γης (εκλειπτική). Η γωνία αυτή ονομάζεται **λόξωση της εκλειπτικής**. Η περιφορά της γης γύρω από τον ήλιο καθορίζει την διάρκεια της ημέρας και της νύχτας την εναλλαγή των εποχών, και τις κλιματικές ζώνες. Η μέγιστη απόσταση από τον ήλιο ονομάζεται **αφήλιο**, και είναι ίσο με  $150 \cdot 10^6 \text{ km}$ , και η ελάχιστη απόσταση ονομάζεται **περιήλιο**, και είναι ίση με  $147 \cdot 10^6 \text{ km}$ . Το **μήκος της τροχιάς** είναι  $940 \cdot 10^6 \text{ km}$ , και η **μέση ταχύτητα περιφοράς** είναι  $30 \text{ km/sec}$ .

Η γη έχει μέση θερμοκρασία 15°C. Όπως όλα τα σώματα με θερμοκρασία μεγαλύτερη του απόλυτου μηδενός ακτινοβολεί, σαν ένα μέλαν σώμα θερμοκρασίας 300°K, σε μήκη κύματος 3-50μm. Παρότι η θερμοκρασία της επιφάνειάς της μπορεί να διαφέρει από τόπο σε τόπο και από την μία χρονική στιγμή στην άλλη ο μέσος όρος για την συνολική επιφάνεια στην διάρκεια ενός έτους χαρακτηρίζεται από πολύ μικρές μεταβολές στην διάρκεια του χρόνου (Ahrens, (2000), pp. 40-41). Το γεγονός αυτό υποδηλώνει την ισορροπία ανάμεσα στα ποσά της ακτινοβολίας που δέχεται και σε αυτά που εκπέμπει. Κατ' αυτή την έννοια και για ετήσια χρονική βάση, ορίζεται το **ισοζύγιο ακτινοβολίας της ατμόσφαιρας**.

#### **1.4.1. Ανάλυση του ισοζυγίου της ακτινοβολίας**

Υποθέτοντας ότι στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας εισέρχονται 100 μονάδες ηλιακής ακτινοβολίας (μικρού μήκους κύματος) στην μονάδα του χρόνου, όπως φαίνεται στο [σχήμα 6](#), οι 51 φθάνουν στην επιφάνειά της και απορροφώνται. Οι υπόλοιπες είτε ανακλώνται από τα σύννεφα, την ατμόσφαιρά και την γη (30 μονάδες) είτε απορροφώνται από την ατμόσφαιρα (19 μονάδες). Ταυτόχρονα με την εκπομπή ακτινοβολίας από τον ήλιο, ακτινοβολεί και η γη θεωρούμενη ως μέλαν σώμα. Η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία εκπέμπεται συνεχώς από το σύνολο της επιφάνειας της γης, ενώ ο ήλιος τροφοδοτεί με ενέργεια μόνο κατά την διάρκεια της ημέρας. Η εκπεμπόμενη ακτινοβολία από την γη, είναι 117 μονάδες από τις οποίες 111 απορροφά η ατμόσφαιρα ενώ οι 6 διαφεύγουν.

**Στο ανώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας**, εισέρχονται 100 μονάδες ηλιακής ακτινοβολίας και εξέρχονται 30 μονάδες λόγω ανάκλασης των βραχέων κυμάτων και 70 μονάδες ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος εκ των οποίων 64 προέρχονται από την θερμική εκπομπή της ατμόσφαιρας και 6 από την θερμική εκπομπή της επιφάνειας της γης.

**Η ατμόσφαιρα** με την σειρά της εκπέμπει 64 μονάδες μακριά από την γη και 96 στην επιφάνεια της. Το αποτέλεσμα είναι να υπάρχει ένα **έλλειμμα 30 μονάδων** στην ατμόσφαιρα αφού απορροφά συνολικά 130 μονάδες, 19 από την ηλιακή ακτινοβολία και 111 από την μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία της γης, και χάνει 160.

Στην επιφάνεια της γης αντίθετα, συμβαίνει απορρόφηση 151 μονάδων και απώλεια 121 μονάδων. Άρα δημιουργείται **πλεόνασμα 30 μονάδων**. Η καθαρή μικρού μήκους ακτινοβολία είναι ίση με 51 μονάδες και αναλύεται στην ολική εισερχόμενη μικρού μήκους (51+4 μονάδες) μείον την ανακλώμενη μικρού μήκους (4 μονάδες). Η καθαρή μεγάλου μήκους ακτινοβολία (στην επιφάνεια της γης) είναι ίση με -21 μονάδες όση δηλαδή η διαφορά της εισερχόμενης, δηλαδή της εκπεμπόμενης από την ατμόσφαιρα προς την γη (96 μονάδες) μείον την εξερχόμενη, δηλαδή την ολική εκπεμπόμενη από την επιφάνεια της γης θερμική ακτινοβολία (117 μονάδες). **Το πλεόνασμα των 30 μονάδων είναι η καθαρή ακτινοβολία ( $R_n$ ) στην επιφάνεια της γης.**

Σαν **καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια της γης** ορίζεται η διαφορά της συνολικής εισερχόμενης ακτινοβολίας (μικρού και μεγάλου μήκους) μείον την ολική εξερχόμενη (επίσης μικρού και μεγάλου μήκους). Όταν η εισερχόμενη είναι περισσότερη υπάρχει πλεόνασμα, και το ισοζύγιο είναι θετικό. Όταν η εξερχόμενη είναι περισσότερη υπάρχει έλλειμμα και το ισοζύγιο είναι αρνητικό.

Η ανάλυση του ισοζυγίου της ακτινοβολίας συνοψίζεται στον Πίνακα 2.

**Πίνακας 2 Το ισοζύγιο ακτινοβολίας της επιφάνειας της γης.**

<b>Ακτινοβολία</b>	Μικρού μήκους	Μεγάλου μήκους	Σύνολο
Εισερχόμενη	51+4( $R_s$ )	96( $R_{ld}$ )	151
Εξερχόμενη	4( $aR_s$ )	117( $R_{lu}$ )	121
Διαφορά	51( $R_{ns}$ )	-21( $R_{nl}$ )	30( $R_n$ )

**Σύμβαση:** Δεχόμαστε ότι η ακτινοβολία που εισέρχεται στο σύστημα (εισερχόμενη μικρού μήκους 51+4=55 μονάδες και θερμική ακτινοβολία της ατμόσφαιρας προς την γη, 96 μονάδες) έχει θετικό πρόσημο και η ακτινοβολία που εξέρχεται από το σύστημα (ανακλώμενη μικρού μήκους, 4 μονάδες και θερμική εκπομπή της επιφάνειας της γης, 117 μονάδες) έχει αρνητικό πρόσημο.

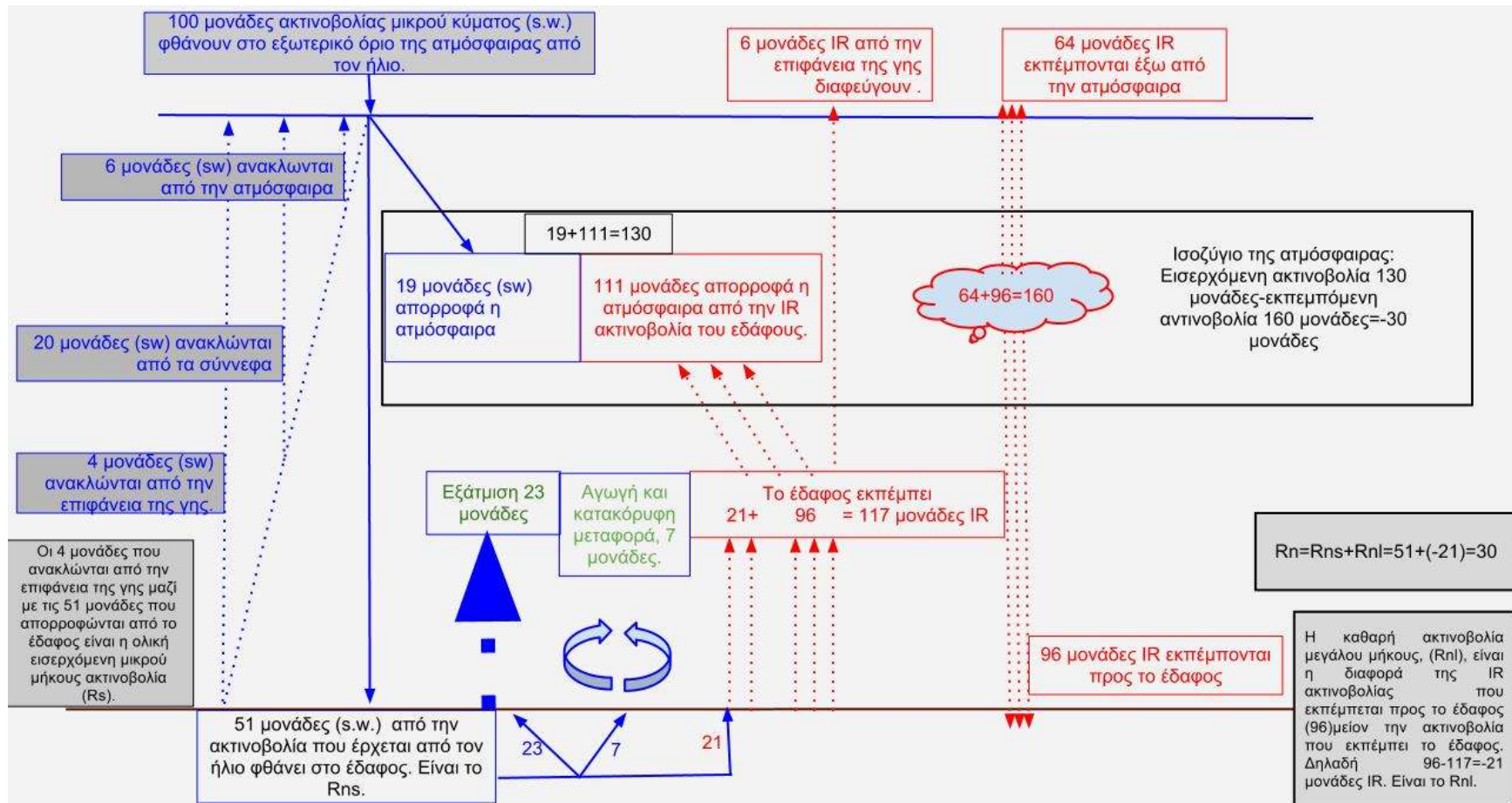
Στον πίνακα που ακολουθεί φαίνονται οι διάφορες εκτιμήσεις των συνιστωσών του ισοζυγίου της μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας όπως παρουσιάζονται από τους αναφερόμενους συγγραφείς.

**Πίνακας 3 Ανάλυση του ισοζυγίου της μικρού μήκους ακτινοβολίας του ήλιου, σύμφωνα με τους αναφερόμενους συγγραφείς. Για όλες τις περιπτώσεις δεχόμαστε ότι 100 μονάδες ενέργειας εισέρχονται στην ατμόσφαιρα.**

Συγγραφέας	Ακτινοβολία που φεύγει έξω από την ατμόσφαιρα	Απορρόφηση από την ατμόσφαιρα	Απορρόφηση από την επιφάνεια της γης
Ahrens(2000) pp. 40-42	30	19	51
Shaw(1994) pp 11-12	42 <sup>1</sup>	15	43
Chow (1988) pp. 49	30	19	51
Rakhecha & Singh (2009), pp 64	35	20	45
Τσακίρης (1995) σελ. 97	30	19	51
Πουλοβασίλης (1986) σελ 68	33	17	50

Η γενική εικόνα που περιγράφηκε προηγουμένως διαφοροποιείται εάν αντί να εξετασθεί το συνολικό ισοζύγιο της ακτινοβολίας διακριθεί το ισοζύγιο στην διάρκεια της ημέρας και το ισοζύγιο στην διάρκεια της νύχτας. Η μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία του ήλιου προσπίπτει μόνο κατά την διάρκεια της ημέρας, και το ισοζύγιο της ημέρας είναι θετικό ενώ κατά την διάρκεια της νύχτας που η γη συνεχίζει να εκπέμπει μεγάλου μήκους θερμική ακτινοβολία χωρίς να δέχεται την μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία του ήλιου, είναι αρνητικό.

<sup>1</sup> Η Shaw (1994) διακρίνει την μέση αντιπροσωπευτική τιμή για την ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία (33 μονάδες), από το μέρος της ακτινοβολίας που επίσης διαφεύγει έξω από το όριο της ατμόσφαιρας, λόγω της σκέδασης. Το τελευταίο το εκτιμά στις 9 μονάδες. Το σύνολο της ακτινοβολίας που διαφεύγει έξω από το όριο της ατμόσφαιρας διαμορφώνεται επομένως στις 42 μονάδες.



Σχήμα 6 Το μέσο ενεργειακό ισοζύγιο της γης. Τα αναγραφόμενα μεγέθη εκφράζουν την σχέση των συνιστωσών του. Οι τιμές έχουν ληφθεί από τον Ahrens (2000) p. 41-43.



#### 1.4.2. Η εξωγήινη ακτινοβολία.

Η πυκνότητα ροής ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας (*extraterrestrial radiation,  $R_a$* ) ονομάζεται εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία και διαφέρει ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και την ημέρα του έτους, σε αντίθεση με την ηλιακή σταθερά ( $G_{sc}$ ), που είναι απλή συνάρτηση του ρυθμού εκπομπής ενέργειας του ήλιου και αναφέρεται πάντα σε επιφάνεια κάθετη προς την διεύθυνση διάδοσης των ηλιακών ακτινών και σε απόσταση ίση με την μέση απόσταση γης-ήλιου. Για τον υπολογισμό της εξωγήινης ηλιακής ακτινοβολίας μπορούν να χρησιμοποιηθούν είτε πίνακες είτε μαθηματικοί τύποι. Μετριέται σε  $Wm^{-2}$ , και μπορεί η χρονική βάση υπολογισμού της να είναι και ημερήσια, με μονάδες  $MJ/m^2/d$ .

**Μαθηματικός υπολογισμός της πυκνότητας ροής εξωγήινης ηλιακής ακτινοβολίας  $R_a$ .**

$$R_a = \frac{G_{sc} t_d d_r}{\pi} (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s), \quad 1-21$$

όπου,

$G_{sc}$  η ηλιακή σταθερά (*solar constant*) περίπου  $1367Wm^{-2}$ , ή  $0,082 MJ/m^2/min$

$t_d=86400sec$ , η μέση διάρκεια της ημέρας σε sec,

$$d_r = 1 + 0,034 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J - 0,05\right), \quad 1-22$$

$d_r$  η εκκεντρότητα (*eccentricity*) δηλαδή, το τετράγωνο του λόγου της μέσης απόστασης ηλίου γης, προς την απόσταση ηλίου γης κατά την μέρα J,

J η Ιουλιανή μέρα (*Julian Day*) με τιμή 1 την 1<sup>η</sup> Ιανουαρίου και 365 την 31<sup>η</sup> Δεκεμβρίου, και που μπορεί να υπολογισθεί από τον τύπο

$$J = \text{int}\left(275\frac{M}{9} - 30 + D\right) - 2, \quad 1-23$$

M ο αριθμός του μήνα, D η μέρα του μήνα. Για την περίπτωση δίσεκτου έτους προσθέτω 1 ημέρα όταν  $M > 2$ . Από τον τύπο υπολογισμού της εκκεντρότητας προκύπτει ότι η απόσταση της γης από τον ήλιο μεταβάλλεται το πολύ κατά 3,4%, σε σχέση με την μέση τιμή της δηλαδή προσεγγίζει αρκετά μια τέλεια κυκλική τροχιά. Η διαφορά αυτή σε κάποιες περιπτώσεις μπορεί και να αγνοηθεί (*Brutsaert (2005) pp. 61*).

$$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta), \quad 1-24$$

η γωνία ώρας δύσης του ήλιου (*sunset hour angle*) σε rad, για  $\varphi > 1,161$  rad, δηλ.  $> 66,5^\circ$ , δεν ορίζεται (δεν δύει ο ήλιος). Η γωνία ώρας του ήλιου είναι ίση με μηδέν,  $\omega = 0$ , όταν ο ήλιος βρίσκεται στον επίπεδο του μεσημβρινού που περνάει από την θέση παρατήρησης.

$\varphi$  το γεωγραφικό πλάτος.

$$\delta = -0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right), \quad 1-25$$

η ηλιακή απόκλιση (*solar declination*), η γωνία που σχηματίζει το επίπεδο του ισημερινού με την ευθεία που ενώνει το κέντρο της γης με το κέντρο του ήλιου, δηλ. το γεωγραφικό πλάτος στο οποίο οι ακτίνες του ήλιου πέφτουν κάθετα το μεσημέρι.

### 1.4.3. Μικρού μήκους ακτινοβολία.

Η πυκνότητα ροής ολικής εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας (*solar radiation, global radiation, shortwave radiation*),  $R_s$ , ονομάζεται η πυκνότητα ροής μικρού μήκους ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια της γης. Διαφέρει από την ροή ακτινοβολίας που φθάνει στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας ( $R_a$ ) επειδή υφίσταται σκέδαση, απορρόφηση από την ατμόσφαιρα, και ανάκλαση στα νέφη και στα σωματίδια της ατμόσφαιρας. Μετριέται σε  $\text{MJ/day/m}^2$  ή  $\text{Wm}^{-2}$ . Η μικρού μήκους εισερχόμενη στην ατμόσφαιρα ηλιακή ακτινοβολία διακρίνεται σε διαχεόμενη ακτινοβολία, δηλαδή στην ποσότητα εκείνη της ακτινοβολούμενης ενέργειας που φθάνει

στην επιφάνεια της γης, αφού προηγουμένως έχει υποστεί σκέδαση από τα μικροσωματίδια της ατμόσφαιρας, και κατευθύνθηκε στην συνέχεια προς την επιφάνεια της, και στην απ ευθείας ακτινοβολία η οποία χωρίς να έχει υποστεί σκέδαση, προσπίπτει στην επιφάνεια της γης προερχόμενη απ ευθείας από τον ήλιο. Ο *Ångstrom (1924)* διαπίστωσε στηριγμένος σε μετρήσεις που πραγματοποιήθηκαν στο Μετεωρολογικό και Υδρογραφικό Γραφείο της Σουηδίας (*Swedish Meteorological-Hydrographical Office*) στην Στοκχόλμη, από τον Ιούνιο του 1922, έως τον Ιούλιο του 1923, την σημασία του μέρους της ηλιακής ακτινοβολίας που υφίσταται σκέδαση και στην συνέχεια διαχέεται στην ατμόσφαιρα<sup>2</sup>. Ο *Maidment (1992) p. 4-6*, δίνει για την διαχεόμενη ακτινοβολία ένα ποσοστό που κυμαίνεται από 15-25% της ολικής προσπίπτουσας μικρού μήκους, όταν ο καιρός είναι αίθριος και στο 100% όταν επικρατεί πλήρης νεφοκάλυψη.

Η μέτρηση της μικρού μήκους εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας γίνεται με εξειδικευμένα όργανα (πυρανόμετρα) σε αγρομετεωρολογικούς σταθμούς. Έτσι οι μετρήσεις είναι άμεσα διαθέσιμες. Σε περιπτώσεις όπου τέτοιες μετρήσεις δεν υπάρχουν ή δεν είναι διαθέσιμες, μπορεί να γίνει εκτίμηση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας με εμπειρικό τρόπο, στηριζόμενοι δηλαδή σε δεδομένα και όχι σε φυσικούς νόμους. Μια τέτοια σχέση πρότεινε ο *Prescott (1940)* για την εκτίμηση των μέσων ημερήσιων τιμών της ολικής ημερήσιας εισερχόμενης μικρού μήκους ακτινοβολίας.

$$R_s = R_a [\alpha_s + b_s (n/N)], \quad 1-26$$

$R_s$ , η μέση ημερήσια τιμή της εισερχόμενης μικρού μήκους ηλιακής ακτινοβολίας,

$R_a$ : η εξωγήινη ηλιακή ακτινοβολία,

$n/N$  : κλάσμα ηλιοφάνειας,

<sup>2</sup> Στην ίδια εργασία ο *Ångstrom*, προτείνει μία νέα εμπειρική σχέση ανάμεσα στην ολική εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία σε πλήρως ανέφελος συνθήκες ( $R_{s0}$ ), την οποία ονομάζει  $Q_0$ , στο κλάσμα ηλιοφάνειας, και στην μετρούμενη ολική εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία ( $R_s$ ), την οποία ονομάζει  $Q_N$ . Η μαθηματική έκφραση είναι:  $Q_N = Q_0 (0,25 + 0,75S)$ ,  $S = \frac{n}{N}$ ,  $S$ : το κλάσμα ηλιοφάνειας, δηλ. της πραγματικής διάρκειας της ηλιοφάνειας ( $n$ ) επί της τιμής της ημερήσιας θεωρητικής διάρκειας της ( $N$ ). Για  $n=N$  οι δύο τιμές ταυτίζονται. Σε μια πιο γενική μορφή μπορούμε να διατυπωθεί σαν:  $Q_n = Q_0 (\alpha_s + b_s S)$ , όπου οι συντελεστές  $\alpha_s$ ,  $b_s$ , ονομάζονται συντελεστές *Ångstrom*, και

n: οι ώρες πραγματικής ηλιοφάνειας,

N: η ημερήσια θεωρητική ηλιοφάνεια (*Daylight hours*),

$$N = \frac{24}{\pi} \omega_s = 7,64 \omega_s, \quad 1-27$$

$\omega_s$ , η γωνία ώρας δύσης το ήλιου (*sunset hour angle*).

$\alpha_s$ ,  $b_s$ , σταθερές που εξαρτώνται από το γεωγραφικό πλάτος, την εποχή, την κατάσταση της ατμόσφαιρας. Προτεινόμενες τιμές για τις σταθερές (*Brutsaert, (2005), pp.61, Maidment (1993), pp. 4-6*) οι  $\alpha=0,25$  και  $b=0,50$ . Οι *Glover, McCulloch (1958)*, πρότειναν για γεωγραφικά πλάτη από  $0^\circ-60^\circ$ , την σχέση:

$$\alpha_s = 0,29 \cos \varphi \quad 1-28$$

Όπου  $\varphi$ , το γεωγραφικό πλάτος.

Έτσι η σχέση του *Prescott (1940)* για το γεωγραφικό πλάτος που βρίσκεται η Ελλάδα, γίνεται:

$$R_s = R_a [0,22 + 0,52(n/N)] \quad 1-29$$

Οι τιμές των  $\alpha_s$ ,  $b_s$ , μπορούν να κυμαίνονται ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος, τον μήνα του έτους, τις ατμοσφαιρικές συνθήκες (σχετική υγρασία, αιωρούμενα σωματίδια κλπ.), και από το κλάσμα της ηλιοφάνειας. Ο *Αλεξανδρής (2003)* δίνει τιμές για τις σταθερές  $\alpha_s$ ,  $b_s$  και για την *Κωπαΐδα* ίσες με,  $\alpha_s=0.237$  και  $b_s=0.498$ . Ο ίδιος συγγραφέας (*Αλεξανδρής, 2003*) προτείνει τιμές των σταθερών της σχέσης σε μηνιαία βάση. Ο *Flocas (1980)* για την ίδια περιοχή (*Κωπαΐδα*) δίνει τιμές ίσες με  $\alpha_s=0.19$  και  $b_s=0.53$ . Ο ίδιος συγγραφέας (*Flocas, 1980*) δίνει τιμές για τις σταθερές  $\alpha_s$ ,  $b_s$  για διάφορες περιοχές της Ελλάδας.

Για την σχέση [1-29](#) και για  $n=0$  δηλαδή για πλήρη νεφοκάλυψη, θα έχω,

$$R_s = R_a \left[ \alpha_s + b_s \frac{n}{N} \right] = R_a \left[ \alpha_s + b_s \frac{0}{N} \right] = R_a \alpha_s \quad 1-30$$

Η ποσότητα  $R_a \alpha_s$ , αντιστοιχεί στην ποσότητα της διαχεόμενης ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια της γης, όταν υπάρχει πλήρης νεφοκάλυψη, συμβολίζεται δε

με  $R_{sc}$ . Το ποσοστό της εξωγήινης ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια της γης σε μία τέτοια περίπτωση είναι περίπου 25% (Αλεξανδρής, 2003, σελ. 47).

Για  $n=N$ , θα είναι

$$R_{so} = R_a (\alpha_s + b_s) \qquad 1-31$$

ή περίπου το 0,75 της εξωγήινης ακτινοβολίας. Είναι η ποσότητα της μικρού μήκους ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια της γης, σε συνθήκες ολικής αιθρίας. Συμβολίζεται με  $R_{so}$ .

Από την ολική εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία ( $R_s$ ), ένα μέρος ανακλάται από την επιφάνεια της γης ενώ το υπόλοιπο φθάνει σε αυτή και απορροφάται. Ο λόγος της εισερχόμενης προς την ανακλώμενη ονομάζεται **λευκαύγεια, (albedo)**, και συμβολίζεται με το γράμμα  $\alpha$ . Το μέρος που ανακλάται εξαρτάται από την επιφάνεια, από την γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτινών, και από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Στην βιβλιογραφία συναντώνται ενιαίες τιμές για κάθε επιφάνεια, χωρίς την διάκριση για γωνία πρόσπτωσης ή μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Οι τιμές αυτές είναι ημερήσιες και αναφέρονται σε όλο το φάσμα της ακτινοβολίας για την συγκεκριμένη επιφάνεια. Για παράδειγμα υψηλή βλάστηση έχει μικρότερο συντελεστή σε σχέση με την χαμηλή.

**Πίνακας 4 Προσεγγιστικές μέσες τιμές λευκάνυγας (albedo), για διάφορες επιφάνειες. Οι τιμές έχουν ληφθεί από τον Brutsaert, 2005, σελ. 64.**

Είδος επιφάνειας	albedo
Υγρό. σκούρο έδαφος. οργωμένο έδαφος	0.05-0.15
Γκρι εδάφη.	0.15-0.25
Ξηρά εδάφη. έρημος	0.20-0.35
Λευκά εδάφη.	0.30-0.40
Γκαζόν. πράσινο. χαμηλή βλάστηση	0.15-0.25
Ξερά χόρτα. θερισμένο χωράφι	0.15-0.20
Ξεροί βοσκότοποι. Σαβάνα	0.20-0.30
Δάσος Κωνοφόρων	0,10-0,15
Δάσος φυλλοβόλων	0,15-0,25
Δάσος με χιόνι που λιώνει	0,20-0,30
Φρέσκο, καθαρό χιόνι	0,60-0,75
Φρέσκο ξηρό χιόνι	0,80-0,90

Η ποσότητα

$(1-\alpha)R_s$ , που δεν ανακλάται μακριά από το έδαφος ονομάζεται καθαρή μικρού μήκους ακτινοβολία και συμβολίζεται με  $R_{ns}$ , MJ/m<sup>2</sup>/day, ή W/m<sup>2</sup>.

$$R_{ns} = R_s (1 - \alpha) \quad \mathbf{1-32}$$

Και με αντικατάσταση σύμφωνα με την  $R_s = R_a \left[ \alpha_s + b_s \left( \frac{n}{N} \right) \right]$ ,

1-26, θα είναι,

$$R_{ns} = R_s (1 - \alpha) = R_a \left( \alpha_s + b_s \frac{n}{N} \right) (1 - \alpha) \quad \mathbf{1-33}$$

#### 1.4.4. Μεγάλου μήκους ακτινοβολία.

Η γη και η ατμόσφαιρα, ταυτόχρονα με την ακτινοβολία που δέχονται από τον ήλιο, εκπέμπουν και απορροφούν ακτινοβολία. Αυτή, σύμφωνα με τον νόμο του Wien, χαρακτηρίζεται από μεγαλύτερα, σε σχέση με τον ήλιο, μήκη κύματος, και γι' αυτό ονομάζεται μεγάλου μήκους. Παρατηρείται τόσο στην διάρκεια της ημέρας όσο και στην διάρκεια της νύχτας, όταν δηλαδή η γη δεν δέχεται ηλιακή ακτινοβολία. Χαρακτηρίζεται από μήκη κύματος 3-50μm, (Αλεξανδρή, 2003, σελ. 47) ενώ άλλοι συγγραφείς προτείνουν τα 4-100 μm (Brutsaert, 2005 pp.63). Για κάθε πρακτικό σκοπό το εύρος της μικρού μήκους δεν συμπίπτει με το εύρος της μεγάλου μήκους ακτινοβολίας.

Εκπεμπόμενη μεγάλου μήκους ακτινοβολία,  $R_{lu}$ , είναι η ακτινοβολία που προέρχεται από την επιφάνεια της γης. Εισερχόμενη μεγάλου μήκους ακτινοβολία,  $R_{ld}$ , είναι αυτή που εκπέμπει η ατμόσφαιρα προς την επιφάνεια της γης. Εξαρτάται από την θερμοκρασία και την περιεκτικότητά της σε υδρατμούς. Θερμή και υγρή ατμόσφαιρα μπορεί να εκπέμπει στο έδαφος περισσότερη ακτινοβολία από αυτή που δέχεται. Αντίστροφα ξηρή και ψυχρή ατμόσφαιρα εκπέμπει λιγότερη ακτινοβολία από όση δέχεται.

Ο νόμος των Stefan Boltzmann μας δίνει την σχέση της θερμοκρασίας ενός ιδανικού (μαύρου) σώματος με την ολική εκπεμπόμενη από αυτό ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας ανά μονάδα χρόνου. Η θερμική ακτινοβολία της ατμόσφαιρας (εισερχόμενη μεγάλου μήκους) και του εδάφους (εξερχόμενη μεγάλου μήκους) υπολογίζεται με εφαρμογή του νόμου αυτού. Η διαφορά τους είναι η **καθαρή μεγάλου μήκους ακτινοβολία,  $R_{nl}$** .

$$R_{nl} = R_{ld} - R_{lu} \approx f(\varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4) \approx f(\varepsilon_a - \varepsilon_s) \sigma \frac{T_{max}^4 + T_{min}^4}{2} \quad 1-34$$

$R_{nl}$  : η καθαρή μεγάλου μήκους ακτινοβολία [ $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ]

$R_{ld}$  : η εκπεμπόμενη από την ατμόσφαιρα μεγάλου μήκους ακτινοβολία,  
[ $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ]

$R_{lu}$  : η εκπεμπόμενη από το έδαφος μεγάλου μήκους ακτινοβολία [ $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ ]

$f$  : ο συντελεστής νέφωσης, αδιάστατος

$\varepsilon_a$  : συντελεστή εκπομπής της ατμόσφαιρας, αδιάστατος

$\varepsilon_s$  : συντελεστή εκπομπής του εδάφους, αδιάστατος

$\sigma$  : η σταθερά των Stefan Boltzmann, ίση με  $4,90 \times 10^{-9}$ , [ $\text{MJm}^{-2}\text{K}^{-4}\text{d}^{-1}$ ]

$T_{\max}$  : η μέγιστη ημερήσια θερμοκρασία, K

$T_{\min}$  : η ελάχιστη ημερήσια θερμοκρασία, K

Ο υπολογισμός της εκπεμπόμενης από το έδαφος θερμικής ακτινοβολίας, μπορεί να γίνει με την χρήση του τύπου των Stefan Boltzmann,

$$R_{lu} = \varepsilon_s \sigma T_s^4, \quad 1-35$$

$\varepsilon_s$  : συντελεστή εκπομπής του εδάφους, αδιάστατος

$\sigma$  : η σταθερά των Stefan Boltzmann, ίση με  $4,90 \times 10^{-9}$ , [ $\text{MJm}^{-2}\text{K}^{-4}\text{d}^{-1}$ ]

$T_s$  : η θερμοκρασία του εδάφους K.

Η τιμή του συντελεστή εκπομπής του εδάφους, προσεγγίζει την μονάδα.

**Πίνακας 5 Οι τιμές του συντελεστή εκπομπής για διάφορες επιφάνειες έχουν ληφθεί από τον Brutsaert, (2005), pp. 64.**

Επιφάνεια	Συντελεστής Εκπομπής
Έδαφος	0.95-0.97
Έδαφος (οργανικό)	0.97-0.98
Χαμηλή βλάστηση	0.97-0.98
Έδαφος καλυμμένο με δένδρα	0.96-0.97
Χιόνι (παλιό)	0.97
Χιόνι φρέσκο	0.97



Η τιμή της θερμοκρασίας του εδάφους δεν είναι πάντα διαθέσιμη, και στις πρακτικές εφαρμογές μπορεί να ληφθεί ίση με την τιμή της θερμοκρασίας του αέρα.

Η **εκπεμπόμενη από την ατμόσφαιρα θερμική ακτινοβολία** ( $R_{id}$ ), εξαρτάται από την θερμοκρασία της, την ύπαρξη ή όχι νέφωσης και την περιεκτικότητά της σε υδρατμούς, ή αλλιώς την μερική πίεση των υδρατμών,  $e_a$ , σε αυτή. Όταν δεν υπάρχουν δεδομένα χρησιμοποιούνται απλούστεροι εμπειρικοί τύποι:

**Εμπειρική σχέση για τον υπολογισμό της εισερχόμενης μεγάλου μήκους ακτινοβολίας, Brutsaert, (2005)**

$$R_{id} = R_{idc} \left(1 + \alpha m_c^b\right) \quad 1-36$$

$R_{id}$  : η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία που η ατμόσφαιρα εκπέμπει προς το έδαφος,  $W/m^2$

$m_c$  : το κλάσμα της νέφωσης, τέτοιο ώστε  $m_c + \frac{n}{N} = 1$ .

$\alpha$  : σταθερά, η τιμή της εξαρτάται από το είδος της νέφωσης,  $\alpha=0,0496$ ,  $b=2$ , τιμές από Sugita and Brutsaert (1993).

$R_{idc}$  : η μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία της ανέφελης ατμόσφαιρας προς το έδαφος,  $W/m^2$

$$R_{idc} = \varepsilon_{ac} \sigma T_a^4 \quad 1-37$$

$\varepsilon_{ac}$  : η εκπεμπτικότητα του αίθριου ουρανού

$$\varepsilon_{ac} = a \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^b, \quad 1-38$$

$e_a$ , η πραγματική πίεση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα

$T_a$ , η θερμοκρασία του αέρα

$a$ ,  $b$ , σταθερές (διαφορετικές από αυτές της εξίσωσης [1-36](#)). Οι τιμές από την βιβλιογραφία (Brutsaert 2005 pp 65) δίνονται  $a=1,24$  και  $b=1/7$ .

$$\text{Η εξίσωση 1-36} (R_{ld} = R_{ldc} (1 + \alpha m_c^b)) \quad 1-36)$$

παίρνει επομένως την μορφή,

$$R_{ld} = R_{ldc} (1 + \alpha m_c^b) = \varepsilon_{ac} \sigma T_a^4 (1 + \alpha m_c^b) = a \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^b \sigma T_a^4 (1 + \alpha m_c^b) \Rightarrow$$

$$R_{ld} = a \left( \frac{e_a}{T_a} \right)^b \sigma T_a^4 (1 + \alpha m_c^b) \quad 1-39$$

**Εμπειρική σχέση για την εκτίμηση της καθαρής μεγάλου μήκους ακτινοβολίας, Maidment (1992)**

Θέτοντας στην εξίσωση 1-34,

$$(R_{nl} = R_{ld} - R_{lu} \approx f (\varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4) \approx f (\varepsilon_a - \varepsilon_s) \sigma \frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2} \quad 1-34)$$

$$\varepsilon' = \varepsilon_a - \varepsilon_s \quad 1-40$$

Όπου  $\varepsilon'$  η καθαρή εκπεμπτικότητα, παίρνει την μορφή:

$$R_{nl} = f \varepsilon' \sigma T^4 \quad 1-41$$

Όπου  $T$ , σε °C, η θερμοκρασία του αέρα.

Μπορώ με την χρήση εμπειρικών σχέσεων να υπολογίσω τα μεγέθη στην παραπάνω εξίσωση, όταν δεν υπάρχουν διαθέσιμες μετρήσεις για την καθαρή μεγάλου μήκους ακτινοβολία.

**Ο συντελεστή νέφωσης  $f$** , δίνεται από την σχέση:

$$f = \alpha_c \frac{R_s}{R_{so}} + b_c, \quad 1-42$$

όπου

$R_s$ : η μικρού μήκους εισερχόμενη ακτινοβολία,

$R_{so}$ : η μικρού μήκους εισερχόμενη ακτινοβολία σε συνθήκες ολικής αιθρίας,

$\alpha_c, b_c$  σταθερές. Ο Maidment (1992) δίνει  $\alpha_c = 1,35; b_c = -0,35$  για ξηρό κλίμα (και είναι οι τιμές που χρησιμοποιεί το δίκτυο CIMIS στην διαδικασία υπολογισμού της  $R_n$ ) και  $\alpha_c = 1,00; b_c = 0,00$  για υγρό κλίμα. Οι τιμές των σταθερών δίνουν άθροισμα  $\alpha_c + b_c = 1$ ,

$$\text{Από τις } \underline{1-26} \quad (R_s = R_a [\alpha_s + b_s (n/N)]), \quad 1-26$$

$$\text{και } \underline{1-31} \quad (R_{so} = R_a (\alpha_s + b_s)) \quad 1-31), \text{ παίρνω}$$

τις σχέσεις για τις ποσότητες  $R_s, R_{so}$ . Αντικαθιστώντας στην 1-42 ( $f = \alpha_c \frac{R_s}{R_{so}} + b_c$ ,

1-42) θα έχω:

$$f = \alpha_c \frac{\alpha_s}{\alpha_s + b_s} + \alpha_c \frac{b_s}{\alpha_s + b_s} \frac{n}{N} + b_c \quad 1-43$$

Με αντικατάσταση των τιμών  $\alpha_c = 1,35; b_c = -0,35; \alpha_s = 0,25; b_s = 0,50$  καταλήγω στην σχέση:

$$f = 0,9 \frac{n}{N} + 0,1 \quad 1-44$$

**Η καθαρή εκπεμπτικότητα,  $\varepsilon'$** , όταν οι μετρήσεις της σχετικής υγρασίας είναι διαθέσιμες, τότε μπορεί να εκτιμηθεί από την εμπειρική σχέση,

$$\varepsilon' = (\varepsilon_a - \varepsilon_{vs}) = -(\varepsilon_{vs} - \varepsilon_a) \approx -(\alpha_1 + b_1 \sqrt{e_a}) \quad 1-45$$

$\alpha_1, b_1$ , εμπειρικοί συντελεστές. Ο Maidment (1992) δίνει τιμές για τον συντελεστή  $\alpha_1$  από 0,34-0,44 και για τον  $b_1$  από -0,14 έως -0,25. **Στον υπολογισμό της καθαρής ακτινοβολίας στο δίκτυο CIMIS σαν τιμές των συντελεστών στην εξίσωση 1-42, λαμβάνονται οι  $\alpha_1 = -0.34$  και  $b_1 = 0.14$  με την  $e_a$  σε kPa.**

Αντικαθιστώντας τις εμπειρικές σχέσεις για τον συντελεστή νέφωσης και την καθαρή

$$\text{εκπεμπτικότητα η } R_{nl} = R_{ld} - R_{lu} \approx f(\varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4) \approx f(\varepsilon_a - \varepsilon_s) \sigma \frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2}$$

1-34, παίρνει την μορφή,

$$R_{nl} = -(\alpha_1 + b_1 \sqrt{e_a}) \left( \alpha_c \frac{\alpha_s}{\alpha_s + b_s} + \alpha_c \frac{b_s}{\alpha_s + b_s} \frac{n}{N} + b_c \right) \sigma \frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2} \quad 1-46$$

και αντικαθιστώντας τι τιμές

$\alpha_c = 1,35; b_c = -0,35; a_s = 0,25; b_s = 0,50; a_1 = 0,34; b_1 = -0,14$  η σχέση γίνεται:

$$R_{nl} = 2,45 \cdot 10^{-9} \left( 0,1 + \frac{n}{N} 0,9 \right) \left( 0,35 - 0,14 \sqrt{e_a} \right) \frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2} \quad \mathbf{1-47}$$

#### 1.4.5. Η καθαρή ακτινοβολία.

Η **καθαρή ακτινοβολία**,  $R_n$ , προκύπτει εάν από την ολική εισερχόμενη αφαιρέσω την ολική εξερχόμενη ακτινοβολία ή ισοδύναμα εάν στην καθαρή μικρού μήκους προσθέσω την καθαρή μεγάλου μήκους ακτινοβολία. Μετρείται με κατάλληλα όργανα είτε εκτιμάται χρησιμοποιώντας μαθηματικά μοντέλα. Πολυάριθμους ερευνητές έχει απασχολήσει τόσο η αξιοπιστία των μετρήσεων της καθαρής ακτινοβολίας όσο και των εκτιμήσεων. Σε ότι αφορά στις μετρήσεις τα όργανα που χρησιμοποιούνται είναι απαιτητικά σε συντήρηση ακριβά και σε σύγκριση με άλλες μετεωρολογικές μεταβλητές είναι πιο δύσκολη η συλλογή αξιόπιστων μετρήσεων. Πολυμερισμός των θόλων των οργάνων αλλαγή των οπτικών ιδιοτήτων, κάνουν επιτακτική την συχνή επίβλεψη και βαθμονόμησή τους. Τα εμπειρικά μοντέλα από την άλλη μεριά που χρησιμοποιούνται για να εκτιμήσουν τις συνιστώσες του (καθαρή μικρού μήκους ακτινοβολία και καθαρή μεγάλου μήκους ακτινοβολία) έχουν παραδοχές και περιορισμούς που αναφέρονται στα προηγούμενα κεφάλαια. Ενδεικτικά αναφέρονται μερικές από τις παραδοχές που χρησιμοποιούνται για να εκτιμηθεί η καθαρή ακτινοβολία, π.χ. ο λόγος της μικρού μήκους εισερχόμενης ακτινοβολίας προς την ακτινοβολία ολικής αιθρίας ( $R_s/R_{so}$ ) λαμβάνεται σαν μέτρο της νέφωσης, κάτι που δεν πληροφορεί για την νέφωση την νύχτα η οποία επίσης είναι απαραίτητη για την εκτίμηση της μεγάλου μήκους ακτινοβολίας, η χρήση της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς για την εκτίμηση της καθαρής εκπνευτικότητας της επιφάνειας, η υιοθέτηση ενιαίας τιμής για τον συντελεστή ανάκλασης της επιφάνειας, παραδοχής που αγνοεί την εξάρτηση του συντελεστή από την γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτινών. Ο εμπειρισμός που χαρακτηρίζει την εκτίμηση της καθαρής ακτινοβολίας, έχει διερευνηθεί και έχουν διαπιστωθεί αποκλίσεις από τις μετρημένες τιμές της μέχρι 8,6% για τα ημερήσια αθροίσματα των ωριαίων τιμών ενώ για τις ημερήσιες τιμές οι διαφορές ήταν της τάξης του 2,1% (Blonquist et al., 2010). Συνέπεια του προηγούμενου ήταν ότι και οι τιμές της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς ήταν (επίσης) μεγαλύτερες, όταν υπολογίσθηκαν με τις εκτιμώμενες τιμές της καθαρής ακτινοβολίας σε σχέση με τις τιμές της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς που υπολογίσθηκαν με τις μετρημένες τιμές της καθαρής ακτινοβολίας. Η δε υπερεκτίμηση της

εξατμισοδιαπνοής ήταν της τάξης του 6% όταν αθροίζονταν οι ωριαίες εκτιμήσεις σε ημερήσια βάση και της τάξης του 1% όταν υπολογίζονταν απ ευθείας οι ημερήσιες τιμές. Παρόμοιες παρατηρήσεις για τα μαθηματικά μοντέλα που εκτιμούν την καθαρή ακτινοβολία έχουν γίνει και από άλλους ερευνητές (Allen et al., 1994). Από τα προηγούμενα διαπιστώνεται αφενός η σημασία της καθαρής ακτινοβολίας στην εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς αλλά και το πλεονέκτημα εμπειρικών μεθόδων που χρησιμοποιούν απ ευθείας την μικρού μήκους εισερχόμενη ακτινοβολία παρακάμπτοντας με αυτόν τον τρόπο τον εμπειρισμό της εκτίμησης της καθαρής ακτινοβολίας.

Η γενική εξίσωση που δίνει την καθαρή ακτινοβολία είναι,

$$R_n = R_{ns} + R_{nl} \quad 1-48$$

$R_n$ , η καθαρή ακτινοβολία, MJ/m<sup>2</sup>/day,

$R_{ns}$ , η καθαρή μικρού μήκους ακτινοβολία, MJ/m<sup>2</sup>/day,

$R_{nl}$ , η καθαρή μεγάλου μήκους ακτινοβολία, MJ/m<sup>2</sup>/day,

Ισοδύναμη με την παραπάνω μετά από αντικατάσταση με τις εξισώσεις, [1-33](#)

$$(R_{ns} = R_s (1 - \alpha) = R_a \left( a_s + b_s \frac{n}{N} \right) (1 - \alpha)$$

$$1-33 \quad R_s = R_a \left[ \alpha_s + b_s \frac{n}{N} \right] = R_a \left[ \alpha_s + b_s \frac{0}{N} \right] = R_a \alpha_s \quad 1-30), \quad 1-41$$

$(R_{nl} = f \varepsilon' \sigma T^4 \quad 1-41)$  είναι η έκφραση,

$$R_n = R_a (1 - \alpha) \left( \alpha_s + b_s \frac{n}{N} \right) - f \varepsilon' \sigma T^4 \quad 1-49$$

, για την περίπτωση που δεν υπάρχουν μετρήσεις της μικρού μήκους ακτινοβολίας,

διαφορετικά, η ποσότητα  $\left( \alpha_s + b_s \frac{n}{N} \right)$  αντικαθίσταται με την μέτρηση της  $R_s$ .

### 1.5. Ισοζύγιο Ενέργειας

Το ισοζύγιο ενέργειας ορίζεται από το πλεόνασμα των 30 μονάδων αυτό δηλαδή που ονομάζεται  **$R_n$ , καθαρή ακτινοβολία**. Από την καθαρή ακτινοβολία οι 7 μονάδες δαπανώνται για την θέρμανση του υπερκείμενου αέρα. Ο αέρας είναι κακός αγωγός της θερμότητας, όταν όμως έρθει σε επαφή με την γη και θερμανθεί, γίνεται ελαφρύτερος από τις ψυχρότερες μάζες που τον περιβάλλουν κι έτσι ανέρχεται με αποτέλεσμα στην θέση του να βρεθούν πιο πυκνά και ψυχρά τμήματα της ατμόσφαιρας. Αυτά με την σειρά τους θερμαίνονται και ανέρχονται. Η ενέργεια (θερμότητα) που δαπανάται για την αύξηση της θερμοκρασίας του αέρα ονομάζεται **αισθητή θερμότητα**. Οι υπόλοιπες 23 μονάδες της καθαρής ακτινοβολίας, δαπανώνται για τις διεργασίες της εξάτμισης και της διαπνοής. Είναι η **λανθάνουσα θερμότητα** και αποτελεί την κινητήριο δύναμη του υδρολογικού κύκλου. Προσφέρεται στην υγρή φάση του νερού για να διασπάσει τους δεσμούς υδρογόνου και να μεταβεί στην αέριο φάση, χωρίς δηλαδή μεταβολή της θερμοκρασίας. Γι' αυτό τον λόγο λέμε ότι λανθάνει, ότι δηλαδή, δεν γίνεται αντιληπτή με την μορφή της μεταβολής της θερμοκρασίας και ονομάζεται λανθάνουσα. Η σύμβαση για τις ροές αυτές είναι ότι θετικό πρόσημο στην καθαρή ακτινοβολία σημαίνει ότι προσφέρεται ενέργεια στην επιφάνεια που εξατμίζει και θετικό πρόσημο στην ροή αισθητής θερμότητας στην ροή λανθάνουσας θερμότητας και στην ροή θερμότητας προς το έδαφος σημαίνει ότι αφαιρείται ενέργεια από την επιφάνεια που εξατμίζει.

Στην πραγματικότητα ο επιμερισμός του πλεονάσματος δεν αφορά μόνο στην αισθητή και στην λανθάνουσα θερμότητα. Οι δύο αυτές μορφές ενέργειας είναι το μεγαλύτερο μέρος της καθαρής ακτινοβολίας, οι κυριότερες, και πιο σημαντικές για το ισοζύγιο μιας περιοχής.

Στην ολοκληρωμένη του μορφή το ισοζύγιο της ενέργειας θα μπορούσε να περιγραφεί, με την ακόλουθη εξίσωση (Tanner, 1960):

$$R_n = \lambda E + H + G + S + P_m + A_d \quad 1-50$$

$\lambda$ : η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης του νερού, MJ kg<sup>-1</sup>,

$E$ : η πυκνότητα ροής των υδρατμών προς την ατμόσφαιρα kg m<sup>-2</sup>, day<sup>-1</sup>,

H: η πυκνότητα ροής αισθητής θερμότητας,  $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ,

G: η πυκνότητα ροής θερμότητας προς το έδαφος,  $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ,

S: η ενέργεια που αποθηκεύεται στον όγκο αναφοράς,  $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , ο όρος είναι σημαντικός για δασικές εκτάσεις.

$P_m$ : η πυκνότητα ροής ενέργειας που απαιτείται για τις βιοχημικές διεργασίες της καλλιέργειας,  $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ , τυπική τιμή 2% της καθαρής ακτινοβολίας  $R_n$ ,

$A_d$ : η πυκνότητα ροής ενέργειας που σχετίζεται με την κίνηση του αέρα κατά την οριζόντια διεύθυνση  $\text{MJ m}^{-2} \text{ day}^{-1}$ ,

Αγνοώντας τους υπόλοιπους όρους του ισοζυγίου ενέργειας (ενέργεια που αποθηκεύεται στον όγκο αναφοράς, πυκνότητα ροής ενέργειας που απαιτείται για τις βιοχημικές διεργασίες της καλλιέργειας και πυκνότητα ροής ενέργειας που σχετίζεται με την κίνηση του αέρα κατά την οριζόντια διεύθυνση) η εξίσωση απλοποιείται. Ο Tanner (1960) παρατηρεί ότι η ενέργεια που αποθηκεύεται στον όγκο αναφοράς περιγράφεται από την θερμοκρασία της καλλιέργειας, την θερμοκρασία του υγρού αέρα και την πραγματική περιεκτικότητα σε υδρατμούς του αέρα σε αυτόν τον όγκο. Η ποσότητα αυτή είναι αμελητέα εκτός από μικρά χρονικά διαστήματα κατά την ανατολή ή την δύση του ήλιου οπότε η ποσότητα  $\frac{\partial T}{\partial t}$  είναι σημαντική. Ο συγγραφέας εκτιμά ότι για την ανατολή

του ήλιου και για καλλιέργεια alfalfa η πυκνότητα ροής ενέργειας που αποθηκεύεται στην καλλιέργεια αντιστοιχεί σε 0,025 mm/h με την καθαρή ακτινοβολία να αντιστοιχεί σε -0,037 mm/h και την ροή θερμότητας προς το έδαφος σε -0,041 mm/h. Σύμφωνα με τον ίδιο συγγραφέα, η πυκνότητα ροής της ενέργειας που αποθηκεύεται στον όγκο αναφοράς την νύχτα ήταν 2% της καθαρής ακτινοβολίας και 6% της πυκνότητας ροής θερμότητας προς το έδαφος. Την ημέρα το ποσοστό της πυκνότητας ροής της ενέργειας που αποθηκεύεται στον όγκο αναφοράς είναι αμελητέο. Για τον πυκνότητα ροής ενέργειας που απαιτείται για τις βιοχημικές διεργασίες στην καλλιέργεια δηλαδή τον μεταβολισμό( $P_m$ ) ο ίδιος συγγραφέας παρατηρεί ότι πρόκειται για αμελητέο μέγεθος ενώ σύμφωνα με μελέτες σε στάδιο έντονης ανάπτυξης για το καλαμπόκι μπορεί να φθάσει το 6% της καθαρής ακτινοβολίας. Η πυκνότητα ροής ενέργειας που σχετίζεται με την



κίνηση του αέρα στις οριζόντιες διευθύνσεις για αρκετά μεγάλες και ομοιογενείς επιφάνειες είναι αμελητέες και δεν λαμβάνονται υπ όψιν.

Με βάση τα παραπάνω το ενεργειακό ισοζύγιο των κατακόρυφων ροών μπορεί να ορισθεί ως εξής:

$$R_n = \lambda E + H + G \quad 1-51$$

Ισοδύναμα η προηγούμενη εξίσωση εκφράζεται με την μορφή:

$$R_n - G = \lambda E + H \quad 1-52$$

Το ισοζύγιο ενέργειας με την παραπάνω εξίσωση απαντάται στις εκφράσεις των διαφόρων μεθόδων εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής. Η φυσική της ερμηνεία είναι ότι η καθαρή ακτινοβολία στην επιφάνεια του εδάφους όταν από αυτή αφαιρεθεί η ροή θερμότητας προς το έδαφος, τροφοδοτεί τις ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Η ποσότητα  $R_n - G$ , ονομάζεται και διαθέσιμη ενέργεια (*available energy*). Η μορφή αυτή του ισοζυγίου ενέργειας εξετάζει μόνο τις κατακόρυφες ροές και η καθαρή ροή στις οριζόντιες διευθύνσεις δεν λαμβάνεται υπ' όψιν. Για αυτό τον λόγο η εξίσωση ισχύει για εκτεταμένες ομοιογενείς επιφάνειες, π.χ. για εκτεταμένες επιφάνειες με γρασίδι ή alfalfa.

Όταν η πυκνότητα ροής θερμότητας προς το έδαφος είναι πολύ μικρή, όταν δηλαδή η απ' ευθείας ηλιακή ακτινοβολία δεν φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους, π.χ. όταν καλλιεργείται και η καλλιέργεια σκιάζει πλήρως το έδαφος, τότε η ροή θερμότητας προς το έδαφος υπολογισμένη για το κατάλληλο χρονικό διάστημα (πχ ημερήσιο) μπορεί να αγνοηθεί και να απλοποιηθεί ακόμη περισσότερο η εξίσωση του ισοζυγίου ενέργειας, παίρνοντας την μορφή,

$$R_n = \lambda E + H \quad 1-53$$

### 1.5.1. Πυκνότητα ροής θερμότητας στο έδαφος (G).

Στο ισοζύγιο ενέργειας, η πυκνότητα ροής θερμότητας στο έδαφος, σε πολλές περιπτώσεις, είναι μια σημαντική συνιστώσα η οποία πρέπει να ληφθεί υπ' όψιν και να εκτιμηθεί ποσοτικά. Στο γυμνό έδαφος, η επιφάνεια δέχεται απ' ευθείας την ηλιακή ακτινοβολία και η θερμοκρασία της αυξάνει για αυτό τον λόγο. Οι διαφορετικές θερμοκρασίες που χαρακτηρίζουν τα διάφορα βάθη του εδάφους, σε σχέση με την επιφάνεια είναι η αιτία της ροής της θερμότητας. Όσο μεγαλύτερες είναι οι διαφορές στην θερμοκρασία τόσο μεγαλύτερη είναι η ροή. Η μεταβολή της θερμοκρασίας με το βάθος αποδίδεται με το μερικό διαφορικό  $\left(\frac{\partial T}{\partial z}\right)$ , δηλαδή την κλίση της θερμοκρασίας με το βάθος. Το μερικό διαφορικό έχει την έννοια ότι η θερμότητα είναι δυνατόν να διαδοθεί και κατά μήκος των αξόνων, x, y, αλλά στην περίπτωση της διάδοσης μέσα στο έδαφος, εφαρμόζεται ο νόμος του Fourier που περιγράφει την διάδοση της θερμότητας σε μία διάσταση, εδώ, την κατακόρυφη. Η μαθηματική έκφραση του νόμου είναι:

$$Q = -C_l A \frac{\partial T}{\partial z}, \quad 1-54$$

όπου Q η ροή θερμότητας W,  $C_l$  η θερμική αγωγιμότητα MJ m<sup>-1</sup> day<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> ή W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>, A η κάθετη στην διεύθυνση διάδοσης της θερμότητας επιφάνεια διαμέσου της οποίας παρατηρείται η ροή θερμότητας, σε m<sup>2</sup>, T η θερμοκρασία K, z το βάθος m.

Θέτοντας  $G = \frac{Q}{A}$ , η σχέση γίνεται (Brutsaert 1982 pp 145, Αλεξανδρής 2003):

$$G = -C_l \left(\frac{\partial T}{\partial z}\right) \quad 1-55$$

Η ευκολία με την οποία η θερμότητα ρέει από το ένα σημείο στο άλλο για δεδομένη κλίση θερμοκρασίας, περιγράφεται από την θερμική αγωγιμότητα,  $C_l$ , MJ m<sup>-1</sup> day<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup> ή W m<sup>-1</sup> K<sup>-1</sup>. Είναι με άλλα λόγια ο συντελεστής αναλογίας, διαφορετικός για κάθε μέσο, που συνδέει την παρατηρούμενη πυκνότητα ροής θερμικής ενέργειας με την

παρατηρούμενη κλίση της θερμοκρασίας. Αριθμητικά ταυτίζεται με το ποσό της ενέργειας που ρέει σε μοναδιαίου πάχους μέσο, στην μονάδα του χρόνου, εξαιτίας μοναδιαίας κλίσης θερμοκρασίας μέσα από μία μοναδιαία επιφάνεια, κάθετη στην διεύθυνση προς την οποία παρατηρείται η κλίση αυτή. Έτσι θερμική αγωγιμότητα ίση με  $4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$  για το κορεσμένο έδαφος, σημαίνει ότι για έδαφος πάχους 1 μέτρου παρατηρώ ροή ενέργειας ίση με 4 W από επιφάνεια  $1 \text{ m}^2$  όταν η διαφορά θερμοκρασίας είναι ίση με 1 K. Γίνεται η παραδοχή ότι η θερμική αγωγιμότητα παραμένει σταθερή για το παρατηρούμενο εύρος θερμοκρασιών.

**Πίνακας 6 Ενδεικτικές τιμές θερμικής αγωγιμότητας διαφόρων εδαφών.**

Τύπος εδάφους	Τιμή θερμικής αγωγιμότητας ( $\text{Wm}^{-1} \text{ K}^{-1}$ )
Όλο το εύρος εδαφών	0.25-4.00
Κορεσμένο έδαφος	0.60-4.00
Αμμώδες ξηρό	0.15-0.25
Αμμώδες υγρό	0.25-2.00
Αμμώδες κορεσμένο	2.00-4.00
Αργιλώδες ξηρό έως υγρό	0.15-2.00
Αργιλώδες κορεσμένο	0.60-2.50
Έδαφος με οργανική ουσία	0.15-2.00
Βραχώδες υπόβαθρο	2.00-7.00

Το αρνητικό πρόσημο στην παραπάνω σχέση σημαίνει ότι η θερμότητα διαδίδεται αντίθετα προς την φορά αύξησης της θερμοκρασίας. Όταν η θερμοκρασία μειώνεται από την επιφάνεια του εδάφους στα βαθύτερα, η κλίση της είναι θετική.

Η κινητική κατάσταση των σωματιδίων που αποτελούν την εδαφική στρώση μεταβάλλεται όταν αυτά απορροφούν θερμότητα, αυξάνοντας με αυτόν τον τρόπο την θερμοκρασία τους. Τα σωματίδια αυτά με την σειρά τους, μεταβάλλουν την κινητική κατάσταση των διπλανών τους σωματιδίων λόγω των ηλεκτροστατικών δυνάμεων με τις οποίες συνδέονται μεταξύ τους. Για δεδομένη ροή ενέργειας παρατηρούνται

διαφορετικές συμπεριφορές της εδαφικής στρώσης σε ότι αφορά στο ποσό της ενέργειας που αποθηκεύει η στρώση, και στο ρυθμό διάδοσης της σε αυτή.

Το ποσό της ενέργειας  $Q$ , που απαιτείται (ή απελευθερώνεται) για την αύξηση (ή μείωση) κατά 1 βαθμό της θερμοκρασίας της μονάδας (όγκου ή μάζας) της εδαφικής στρώσης, ονομάζεται ειδική θερμοχωρητικότητα, (κατά όγκο,  $C_v$  ή κατά μάζα,  $C_m$ ). Η ειδική θερμοχωρητικότητα επομένως σχετίζεται με το μέρος εκείνο της ενέργειας που το σωματίο απορροφά, αυξάνοντας την θερμοκρασία του. Οι τιμές του δίνονται από τις σχέσεις,

$$C_v = \frac{Q}{V\Delta T}, \quad 1-56$$

$C_v$ , η ειδική θερμοχωρητικότητα κατ' όγκο,  $\frac{J}{m^3 \text{ } ^\circ K$

$V$ , ο όγκος,  $m^3$ ,

$\Delta T$ , η μεταβολή της θερμοκρασίας,  $K$ .

$$C_m = \frac{Q}{m\Delta T} \quad 1-57$$

$C_m$ , η ειδική θερμοχωρητικότητα κατά μάζα,  $\frac{J}{Kg \text{ } ^\circ K$

$m$ , η μάζα της εδαφικής στρώσης

$\Delta T$ , η παρατηρούμενη μεταβολή της θερμοκρασίας.

Η ειδική θερμοχωρητικότητα κατ' όγκο, μπορεί να εκφρασθεί σαν συνάρτηση της ειδικής θερμοχωρητικότητας κατά μάζα ( $C_m$ ), σύμφωνα με τον τύπο,

$$C_v = \rho_o C_m \quad 1-58$$

$C_v$ , ειδική θερμοχωρητικότητα του εδάφους κατ' όγκο,  $J \text{ } ^\circ K m^{-3}$

$C_m$ , ειδική θερμοχωρητικότητα του εδάφους κατά μάζα,  $J \text{ } ^\circ K Kg^{-1}$

$\rho_o$  η φαινόμενη πυκνότητα του εδάφους,  $Kg/m^3$

Είναι επίσης δυνατόν να εκφρασθεί και σαν άθροισμα της ειδικής θερμοχωρητικότητας κατ' όγκο του κάθε ενός συστατικού του εδάφους ξεχωριστά. Ο Brutsaert (1982) pp. 145, δίνει την παρακάτω σχέση για την ειδική θερμοχωρητικότητα κατ' όγκο σαν άθροισμα της ειδικής θερμοχωρητικότητας του καθ ενός συστατικού ξεχωριστά :

$$C_v = \sum c_i \rho_i f_i = c_d \rho_b f_d + c_w \rho_w f_w + c_a \rho_a f_a + c_c \rho_c f_c \quad 1-59$$

όπου,  $c_{v,i}$ , η ειδική θερμοχωρητικότητα κατ' όγκο του  $i^{\text{th}}$  συστατικού,

$f_i$ , το κατ' όγκο ποσοστό του  $i^{\text{th}}$  συστατικού,

$c_{d,w,a,c}$ , η ειδική θερμοχωρητικότητα κατά μάζα των στερεών συστατικών, του νερού, του αέρα και των οργανικών συστατικών του εδάφους,

$$\frac{J}{(kg \text{ } ^\circ K)},$$

$\rho_b$ , η φαινόμενη πυκνότητα του ξηρού εδάφους (*bulk density*),  $\frac{kg}{m^3}$ ,

$\rho_{w,a,c}$ , η πυκνότητα του νερού του αέρα και των οργανικών συστατικών του εδάφους  $\frac{kg}{m^3}$

$c_{d,w,a,c}$ , η ειδική θερμοχωρητικότητα, κατά μάζα των στερεών συστατικών, του νερού, του αέρα και των οργανικών συστατικών του εδάφους,

$$\frac{J}{(kg \text{ } ^\circ K)}$$

Από την εξίσωση 1-56, και αγνοώντας τον αέρα και τα οργανικά συστατικά του εδάφους, θα έχω:

$$C_v = c_d \rho_b + c_w \rho_b \theta_m = c_d \rho_b + \frac{\rho_w}{\rho_w} (c_w \rho_b \theta_m) = c_d \rho_b + c_w \rho_w \left( \rho_b \frac{\theta_m}{\rho_w} \right) =$$

$$c_d \rho_b + c_w \rho_w \left( \frac{m_{solid} m_w V_w}{V_{total} m_w m_{solid}} \right) = c_d \rho_b + c_w \rho_w \frac{V_w}{V_{total}} = c_d \rho_b + c_w \rho_w \theta_v$$

Όπου  $\theta_m$ , η κατά μάζα περιεκτικότητα του εδάφους σε νερό, οριζόμενη σαν το πηλίκο της περιεχόμενης μάζας νερού προς την μάζα των στερεών συστατικών του εδάφους.

Ο Αλεξανδρής (2010), δίνει σαν αντιπροσωπευτική τιμή για την ειδική θερμοχωρητικότητα του εδάφους την  $c_d = 837.J/(K^{-1}kg)$ , και για την ειδική θερμοχωρητικότητα κατ' όγκο του νερού την τιμή  $(\rho_w c_w)$  η  $4.19 \times 10^6 Jm^{-1}K^{-1}$ . Συνεπώς προσεγγιστικά η τιμή είναι,

$$C_v = 837\rho_b + 4.19 \times 10^6 Jkg^{-1}K^{-1} \quad \mathbf{1-60}$$

Οι μηχανισμοί μετάδοσης της θερμότητας στο έδαφος είναι η αγωγή η μεταφορά (κίνηση του νερού στην εδαφική στρώση) η διάχυση των υδρατμών και η συμπύκνωση. Καθώς η θερμότητα διαδίδεται στην εδαφική στρώση, παρατηρείται βαθμιαία η μεταβολή της θερμοκρασίας της σε όλο και μεγαλύτερα βάθη. Ο ρυθμός διάδοσης αυτής της μεταβολής, σχετίζεται με την διαχυτότητα (D) του μέσου. Περιγράφει δηλαδή τον μηχανισμό διάδοσης της θερμότητας εξαιτίας των κινήσεων σε επίπεδο στοιχειωδών σωματιδίων. Ορίζεται σαν ο λόγος της θερμικής αγωγιμότητας προς την ειδική θερμοχωρητικότητα κατ' όγκο.

$$D = \frac{C_l}{C_v} = \frac{C_l}{\rho_o C_m}, \quad \mathbf{1-61}$$

$C_l$ , θερμική αγωγιμότητα του εδάφους,  $W^{\circ}Km^{-1}$

$C_v$ , ειδική θερμοχωρητικότητα του εδάφους κατ' όγκο,  $JKm^{-3}$

$C_m$ , ειδική θερμοχωρητικότητα του εδάφους κατά μάζα,  $JK Kg^{-1}$

$\rho_o$  η φαινόμενη πυκνότητα του εδάφους,  $kg/m^3$

Τόσο η ειδική θερμοχωρητικότητα κατ' όγκο  $C_v$ , όσο και η θερμική αγωγιμότητα  $C_l$ , αυξάνονται καθώς αυξάνεται η εδαφική υγρασία. Ο λόγος τους, η διαχυτότητα D, αρχικά αυξάνεται με την αύξηση της εδαφικής υγρασίας, μέχρι μια μέγιστη τιμή, μετά

από την οποία ελαττώνεται. Η θερμική αγωγιμότητα για την ίδια εδαφική υγρασία μειώνεται από τα χονδρόκοκκα προς τα λεπτόκοκκα, εξαιτίας της αύξησης του πορώδους και συνεπώς της αύξησης του περιεχόμενου αέρα, ο οποίος είναι κακός αγωγός της θερμότητας.

Εάν θεωρηθεί εδαφικός όγκος αναφοράς με διαστάσεις  $\Delta x$ ,  $\Delta y$ ,  $\Delta z$ , τότε σύμφωνα με το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα η ροή της εισερχόμενης θερμότητας ( $G_i$ ), μείον την ροή της εξερχόμενης θερμότητας ( $G_o$ ) θα πρέπει να είναι ίση με τον ρυθμό μεταβολής της αποθηκευμένης θερμότητας ( $\Delta S$ ). Τα προηγούμενα ισχύουν για ομογενή όγκο αναφοράς στον οποίο η θερμική αγωγιμότητα δεν μεταβάλλεται για το εύρος μεταβολής της θερμοκρασίας, και στον οποίο η διάδοση της θερμοκρασίας είναι μονοδιάστατη κατά την διεύθυνση του άξονα  $z$ .

Για την μονοδιάστατη ροή, θα ισχύει,

$$G_i = -C_l \frac{\partial T}{\partial z} \Delta x \Delta y, \text{ η ροή θερμότητας που εισέρχεται από την επιφάνεια } \Delta x \Delta y,$$

στο βάθος  $z$ .

$$G_o = \left( -C_l \frac{\partial T}{\partial z} \Delta x \Delta y + \frac{\partial}{\partial z} \left( -C_l \frac{\partial T}{\partial z} \Delta x \Delta y \right) \Delta z \right) = -C_l \frac{\partial T}{\partial z} \Delta x \Delta y + \frac{\partial}{\partial z} \left( -C_l \frac{\partial T}{\partial z} \right) \Delta x \Delta y \Delta z$$

,η εξερχόμενη ροή θερμότητας από την επιφάνεια  $\Delta x \Delta y$ , στο βάθος  $z + \Delta z$ . Δεχόμαστε ότι η  $C_l$  είναι σταθερή με το βάθος  $z$ .

Ο ρυθμός μεταβολής της αποθηκευμένης θερμότητας ( $\Delta S$ ), στον όγκο αναφοράς,

$$\Delta S = C_v \frac{\partial T}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z = \rho_o C_m \frac{\partial T}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z$$

Εφαρμόζοντας το πρώτο θερμοδυναμικό αξίωμα, για τις παραπάνω σχέσεις, θα έχω:

$$G_i - G_o = \Delta S \Rightarrow -C_l \frac{\partial T}{\partial z} \Delta x \Delta y - \left( -C_l \frac{\partial T}{\partial z} \Delta x \Delta y + \frac{\partial}{\partial z} \left( -C_l \frac{\partial T}{\partial z} \right) \Delta z \Delta x \Delta y \right) = \rho_o C_m \frac{\partial T}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z \Rightarrow$$

$$C_l \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \Delta x \Delta y \Delta z = C_v \frac{\partial T}{\partial t} \Delta x \Delta y \Delta z \Rightarrow \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{C_l}{C_v} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \Rightarrow$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$$

1-62

Η εξίσωση 1-62 ισχύει με την προϋπόθεση ότι  $C_v, C_l$  είναι αμετάβλητα με τον χρόνο. Η παραπάνω εξίσωση δηλώνει την φυσική σημασία της διάχυσης, δηλαδή την σχέση του ρυθμού μεταβολής της θερμοκρασίας μέσα σε μία εδαφική στρώση με την παρατηρούμενη κλίση της θερμοκρασίας με το βάθος όταν η ροή θερμότητας στο έδαφος είναι μονοδιάστατη και περιορίζεται στην κατακόρυφη διεύθυνση. Ένα ενδεικτικό ποσοστό 30% της πυκνότητας ροής καθαρής ακτινοβολίας, απορροφάται από το έδαφος, σύμφωνα με τους Maidment (1992), και Fuchs and Hadas (1972). Το μέγεθός της εξαρτάται από την προσπίπτουσα ακτινοβολία και την αγωγιμότητα του εδάφους. Αυτή η διεργασία, στην περίπτωση ύπαρξης καλλιέργειας πάνω από το έδαφος, περιορίζεται επειδή δεν φθάνει όλη η διαθέσιμη ακτινοβολία στην επιφάνειά του. Η ροή θερμότητας στο έδαφος θεωρείται θετική όταν το έδαφος θερμαίνεται. Η θερμοκρασία του εδάφους εξαρτάται από την θερμοκρασία του αέρα και παρουσιάζει υστέρηση σε σχέση με αυτή (βλ. Παράρτημα II). Κατά την διάρκεια της ημέρας ένα μέρος της καθαρής ακτινοβολίας δαπανάται με την μορφή ροής θερμότητας στο έδαφος. Κατά την διάρκεια της νύχτας αντιστρέφεται και η επιφάνεια του εδάφους, με την μεγάλη μήκους ακτινοβολία προς την ατμόσφαιρα, ψύχεται.

Η πυκνότητα ροής θερμότητας στο έδαφος μπορεί να μετρηθεί με την βοήθεια κατάλληλων οργάνων και διαδικασιών αλλά και να εκτιμηθεί. Για την εκτίμησή της έχουν προταθεί διάφορα μοντέλα. Για το αρδευόμενο γρασίδι έχει εκτιμηθεί ότι η πυκνότητα ροής θερμότητας κυμαίνεται από 10-20% της καθαρής ακτινοβολίας, Nickerson and Smiley (1975), De Bruin and Holstag, (1982). Ο Allen et al. (1998) έχει προτείνει το ακόλουθο μοντέλο για την ροή θερμότητας στο έδαφος,

$$G = c_s \frac{T_i + T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z \quad 1-63$$

Όπου

$G$ , η ροή θερμότητας στο έδαφος, MJ/m<sup>2</sup>/day

$c_s$ , η θερμοχωρητικότητα του εδάφους

$T_i$ , η θερμοκρασία του αέρα την χρονική στιγμή  $i$ , °C



$T_{i-1}$ , η θερμοκρασία του αέρα την χρονική στιγμή  $i-1$ , °C

$\Delta t$ , το χρονικό βήμα, day

$\Delta z$ , το βάθος επίδρασης (effective soil depth)

Για την παραπάνω σχέση, το χρονικό βήμα ( $\Delta t$ ) για την εκτίμηση της ροής θερμότητας προσδιορίζει το βάθος επίδρασης των μεταβολών της θερμοκρασίας. Η θερμοκρασία του εδάφους εμφανίζει μια υστέρηση, σε σχέση με την θερμοκρασία του αέρα. Έτσι το βάθος επίδρασης ( $\Delta z$ ) της θερμοκρασίας για χρονικά διαστήματα μερικών ημερών είναι της τάξης των 10-20 εκ. Για τιμές του  $\Delta z$  της τάξης των 10-20 εκ θα πρέπει το χρονικό διάστημα  $\Delta t$  για το οποίο λαμβάνουμε τις θερμοκρασίες  $T_i$  και  $T_{i-1}$  θα πρέπει να είναι ίσο ή μεγαλύτερο από μία ημέρα. Για χρονικά διαστήματα μεγαλύτερα, της τάξης των μηνών, το βάθος επίδρασης μπορεί να φθάσει τα 2 μέτρα. Η θερμοχωρητικότητα του εδάφους εξαρτάται από την σύστασή του και την περιεκτικότητά του σε νερό.

Ο Choudhury et al. (1987) πρότειναν ένα μαθηματικό μοντέλο για την ροή θερμότητας στο έδαφος που λαμβάνει υπ' όψιν τον δείκτη φυλλικής επιφάνειας ( $LAI$ ) και την καθαρή ακτινοβολία. Το μοντέλο αυτό περιγράφει την πυκνότητα ροής θερμότητας στο έδαφος καθώς η καλλιέργεια που αναπτύσσεται (γι' αυτό τον λόγο χρησιμοποιεί το  $LAI$ ) και άρα μεταβάλλεται η ροή ενέργειας που φθάνει σε αυτό. Οι τιμές της ροής θερμότητας στο έδαφος εκτιμήθηκαν από μοντέλο ισοζυγίου ενέργειας για το οποίο οι υπόλοιποι όροι ήταν γνωστοί. Ο τύπος που δίνεται για την εκτίμησή της είναι:

$$G = 0.4R_n \exp(-0.5LAI) \quad 1-64$$

Όπου  $G$  η ροή θερμότητας στο έδαφος,

$R_n$  η καθαρή ακτινοβολία

$LAI$  ο δείκτης φυλλικής επιφάνειας.

Την παραπάνω εξίσωση υιοθετεί ο FAO 56 για την εκτίμηση της ροής θερμότητας στο έδαφος. Για τιμή  $LAI = 2.7$  η εξίσωση 1-61 δίνει  $G$  ίσο με  $0.1R_n$ . Η τιμή του  $LAI = 2.7$  είναι μια τυπική τιμή για το γρασίδι αναφοράς, και η σχέση που προκύπτει ανάμεσα στην ροή θερμότητας στο έδαφος και την καθαρή ακτινοβολία χρησιμοποιείται

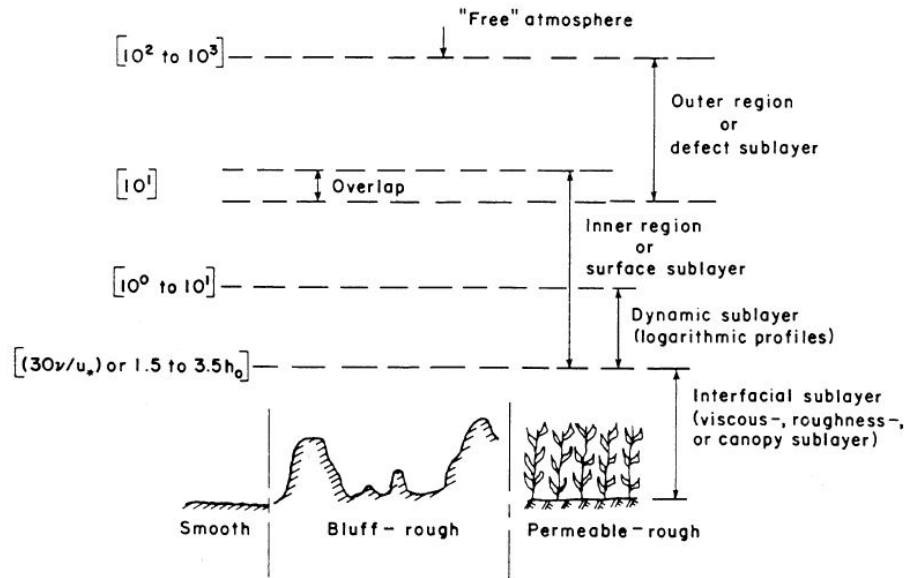
στην εξίσωση FAO 56 PM και ASCE PM(2005). Η σχέση αυτή χρησιμοποιείται για ωριαίες εκτιμήσεις και όχι για 24ώρες, γιατί η εναλλαγή θετικών και αρνητικών ροών κατά την διάρκεια του 24ώρου κάνει την συνολική ροή θερμότητας προς το έδαφος αμελητέα, ενώ η εκτίμηση της εξίσωσης για το ίδιο διάστημα είναι διαφορετική. Η ίδια σχέση συνιστάται για τον ποιοτικό έλεγχο των οργάνων μέτρησης της ροής θερμότητας προς το έδαφος. Θα πρέπει επίσης να τονισθεί ότι η σχέση δεν λαμβάνει υπ' όψιν της την εδαφική υγρασία το χρώμα του εδάφους την απόσταση των φυτών στην καλλιέργεια και την γωνία πρόσπτωσης των ακτινών του ήλιου. Για το γυμνό έδαφος η εξίσωση 1-64 δίνει τιμή ίση με  $0.4R_n$ , που συμφωνεί με παλαιότερες δημοσιευμένες μελέτες. Οι Idso et al. (1975) δίνουν για γυμνό έδαφος τιμές 0,22-0,57 για τον λόγο  $\frac{G}{R_n}$

## 2. Μέθοδοι εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής

Επειδή η εξατμισοδιαπνοή είναι δύσκολο και πολυδάπανο να μετρηθεί, π.χ με λυσίμετρα, συχνότατα δε, εκτιμάται. Η εξατμισοδιαπνοή μπορεί να θεωρηθεί σαν μια ροή μάζας προς την ατμόσφαιρα, σαν μια ροή λανθάνουσας θερμότητας προς την ατμόσφαιρα. Στην πραγματικότητα καμία μέθοδος δεν διαχωρίζει με απόλυτο τρόπο τις δύο προσεγγίσεις (ροή μάζας προς την ατμόσφαιρα, ροή λανθάνουσας ενέργειας) αφού αποτελούν μια ενιαία διεργασία. Η συνδυαστική μέθοδος χρησιμοποιεί τις δύο προηγούμενες και είναι θεωρητικά πληρέστερη σε σχέση με αυτές. Προτάθηκε αρχικά από τον Penman (1948). Μια τρίτη μέθοδος είναι η μέθοδος του ισοζυγίου μάζας, δηλαδή η εκτίμηση της ποσότητας του νερού που εξατμίζεται σε μια λεκάνη όταν είναι γνωστοί όλοι οι υπόλοιποι όροι του υδατικού ισοζυγίου της λεκάνης.

### 2.1. Αεροδυναμική μέθοδος

Οι μέθοδοι που εκτιμούν την ροή των υδρατμών κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, ονομάζονται αεροδυναμικές μέθοδοι ή μέθοδοι μεταφοράς μάζας. Στο κατώτερο τμήμα της ατμόσφαιρας (βλ. Εικόνα 1) που επηρεάζεται από τις ιδιότητες της επιφάνειας της γης και ονομάζεται οριακή στρώση της ατμόσφαιρας (Atmospheric Boundary Layer, ABL), παρατηρούνται σημαντικές ροές ορμής, αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας. Ανάλογα με τις συνθήκες που επικρατούν σε αυτή στην διάρκεια της ημέρας, φθάνει σε πάχος, κατά μέσο όρο, ~1 km (εύρος 0.2-5 km), ενώ κατά την διάρκεια της νύχτας φθάνει σε πάχος, κατά μέσο όρο, ~100 m (εύρος από 20-500 m). Στο κατώτερο (~ 1/10) τμήμα της οριακής στρώσης παρατηρούνται πρακτικά σταθερές κατακόρυφες ροές ορμής, αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας (Arya, 1988). Η στρώση αυτή ονομάζεται ατμοσφαιρική επιφανειακή στρώση (Atmospheric Surface Layer, ASL). Χαρακτηρίζεται από την αμελητέα επίδραση της δύναμης Coriolis, ενώ οι κατακόρυφες μεταβολές των ιδιοτήτων της ατμόσφαιρας (π.χ. θερμοκρασία, ταχύτητα του ανέμου) είναι ιδιαίτερα έντονες σε σχέση με τις μεταβολές που παρατηρούνται κατά την οριζόντια διεύθυνση όταν πρόκειται για εκτεταμένες και ομοιόμορφες επιφάνειες και γι' αυτό τον λόγο τις αγνοούμε.



**Εικόνα 1** Η εικόνα είναι από τον Brutsaert (1982), σελ. 54 και δείχνει σε προσαρμοσμένη κλίμακα τις διακρίσεις των ατμοσφαιρικών στρώσεων στην οριακή στρώση της ατμόσφαιρας, με την κλίμακα σε μέτρα (m).  $h_0$ , είναι το αντιπροσωπευτικό ύψος των εμποδίων στην επιφάνεια του εδάφους (πχ για την επιφάνεια αναφοράς είναι 0.12m),  $\nu$  το κινηματικό ιξώδες,  $u_*'$  η ταχύτητα τριβής.

Οι δύο τελευταίες παραδοχές γίνονται αποδεκτές από την βιβλιογραφία γιατί απλοποιούν σημαντικά την μελέτη των ροών προς και από μια τέτοια επιφάνεια. Κοντά στην επιφάνεια και για πολύ μικρό πάχος η ροή του αέρα θεωρείται στρωτή και σε αυτή την πολύ λεπτή στρώση ο κυριότερος μηχανισμός μεταφοράς είναι η μοριακή διάχυση. Πάνω από αυτή την πολύ λεπτή στρώση οι κυριότερες ροές είναι οι τυρβώδεις ροές που χαρακτηρίζονται από τυχαίες κινήσεις πακέτων αερίων μαζών. Οι διαφορικές εξισώσεις που περιγράφουν την αρχή της διατήρησης της μάζας ενέργειας και ορμής για την τυρβώδη κίνηση δεν επιλύονται αναλυτικά και γι αυτό τον λόγο οι ροές σε αυτή την στρώση είτε μετρούνται (eddy covariance) είτε εκτιμώνται με ημιεμπειρικές μεθόδους.

#### Μέθοδος Eddy covariance.

Η μέθοδος μετράει τις τυρβώδεις ροές της αισθητής, λανθάνουσας θερμότητας, του  $CO_2$ , της ορμής κλπ. Ο άνεμος καθώς πνέει μοιάζει με ένα σύνολο από δίνες (eddies) οι οποίες κινούνται οριζόντια ακολουθώντας την κύρια διεύθυνση της ροής του (βλέπε Εικόνα 2). Οι δίνες χαρακτηρίζονται από τρεις συνιστώσες της κίνησης, οι οποίες και μετρώνται με συχνότητα 5-10 Hz και υπολογίζεται ο μέσος όρος των μετρήσεων για

διαστήματα 15-20 min και όχι μεγαλύτερα της 1 ώρας (Brutsaert, 2005). Η ακρίβεια και η ταχύτητα των μετρήσεων κάνουν απαιτητικές τις τεχνικές προδιαγραφές του συστήματος, τα οποία μόνο τα τελευταία χρόνια έχουν αρχίσει να έχουν πιο διαδεδομένη εφαρμογή.



**Εικόνα 2 Η κύρια οριζόντια κίνηση του ανέμου χαρακτηρίζεται από τυχαίες κινήσεις (δίνες) οι οποίες χαρακτηρίζονται από διάφορα μεγέθη.**

Η βασική εξίσωση στην οποία στηρίζονται οι μετρήσεις της ροής λανθάνουσας θερμότητας με την μέθοδο αυτή είναι:

$$E = \rho \overline{q'w'} \quad 2-1$$

Όπου  $\rho$  η πυκνότητα της ατμόσφαιρας την οποία θεωρούμε σταθερή,

$q'$  η απόκλιση της τιμής της ειδικής υγρασίας από τον μέσο όρο για το θεωρούμενο χρονικό διάστημα.

$w'$  η απόκλιση της τιμής της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας από τον μέσο όρο για το θεωρούμενο χρονικό διάστημα,

$\overline{q'w'}$ , ο μέσος όρος του γινομένου των δύο προηγούμενων ποσοτήτων για το θεωρούμενο χρονικό διάστημα, ο στατιστικός όρος για αυτή την ποσότητα είναι η συνδιακύμανση της ειδικής υγρασίας και της κατακόρυφης συνιστώσας της ταχύτητας του ανέμου.

Σε κάθε στιγμή πακέτα αέρα ανέρχονται και κατέρχονται στην θέση μέτρησης, αν επομένως είναι γνωστή η περιεκτικότητά τους σε υδρατμούς και την ταχύτητά τους μπορεί να υπολογισθεί η καθαρή κατακόρυφη ροή των υδρατμών. Για τον υπολογισμό της κατακόρυφης ροής γίνεται η υπόθεση ότι η μέση κατακόρυφη συνιστώσα του ανέμου είναι μηδενική για ομοιογενή και οριζόντια επιφάνεια και επίσης ότι η πυκνότητα του αέρα είναι σταθερή. Επειδή οι μετρήσεις είναι άμεσες δεν χρειάζεται κάποια υπόθεση σχετικά με τους συντελεστές στροβιλώδους μεταφοράς.

#### Ημιεμπειρικές μέθοδοι

Θεωρούμε ότι τυρβώδης ροή μιας ιδιότητας π.χ. της ορμής, είναι ανάλογη της κλίσης της συγκέντρωσης της ιδιότητας αυτής κατά μήκος της διεύθυνσης ροής. Ο συντελεστής αναλογίας ονομάζεται συντελεστής τυρβώδους διάχυσης ή συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς της ορμής.

Η σταθερή παροχή ορμής από τις στρώσεις με την μεγαλύτερη ταχύτητα προς τις στρώσεις με την μικρότερη ταχύτητα αντιστοιχεί στην εφαρμογή μιας δύναμης πάνω στην στρώση αυτή με φορά την φορά της κίνησης του αέρα (διατμητική τάση), και μπορεί να εκφραστεί με την ακόλουθη μαθηματική σχέση,

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad 2-2$$

Όπου  $\tau$  η διατμητική τάση (που είναι και η έκφραση της πυκνότητας ροής της ορμής προς τις κατώτερες στρώσεις της ατμόσφαιρας),  $\rho$  η πυκνότητα του αέρα,  $K_M$  ο συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς της ορμής,  $u$  η ταχύτητα και  $z$  το ύψος. Η κλίση της συγκέντρωσης ορμής σε αυτή την μαθηματική έκφραση είναι ανάλογη με την πυκνότητα ροής της ιδιότητας που εξετάζεται και είναι μια μορφή του πρώτου νόμου του Fick. Το φαινόμενο που περιγράφει στην προκειμένη περίπτωση είναι η διάχυση της ορμής και αναφέρεται στην τυρβώδη διάχυση. Παρόμοιες εξισώσεις ισχύουν και για τις πυκνότητες ροής της αισθητής και της λανθάνουσας θερμότητας.

$$H = -\rho c_p K_J \frac{\partial T}{\partial z} \quad 2-3$$

$$\lambda E = -\rho K_V \frac{\partial q}{\partial z} \quad 2-4$$

Όπου  $H$ , η πυκνότητα ροής της αισθητής θερμότητας,  $\lambda E$  η πυκνότητα ροής της λανθάνουσας θερμότητας,  $\rho$  ( $\text{kg/m}^3$ ) η πυκνότητα του αέρα  $c_p$ , η ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερή πίεση ( $\text{J/kg}^\circ\text{C}$ ),  $q$ , η συγκέντρωση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα ( $\text{kg/m}^3$ ),  $K_J$ , ο συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς της αισθητής θερμότητας και  $K_v$ , ο συντελεστής στροβιλώδους μεταφοράς της λανθάνουσας θερμότητας.

Στην περίπτωση που στην ατμόσφαιρα επικρατούν συνθήκες ουδέτερης ισορροπίας ισχύουν επιπλέον και τα εξής,

$$K_V = K_J = K_M \quad 2-5$$

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln \left( \frac{z-d}{z_o} \right) \quad 2-6$$

$\bar{u}$ , η μέση ταχύτητα του ανέμου στο ύψος  $z$ ,  $u_*$  είναι ταχύτητα τριβής και είναι ένα μέτρο της διατμητικής τάσης,  $k$ , η σταθερά του von Karman ίση με 0,4,  $d$  είναι η μετατόπιση του μηδενικού επιπέδου και πρόκειται για ποσότητα που εισάγεται στον υπολογισμό του  $z$ , εξαιτίας της αβεβαιότητας για το ύψος του σημείου παρατήρησης λόγω των ανωμαλιών στην επιφάνεια του εδάφους,  $z_o$ , το μήκος τραχύτητας είναι μια παράμετρος με διαστάσεις μήκους η οποία εξαρτάται από τις συνθήκες που επικρατούν στο χαμηλότερο ύψος στο οποίο έχει ισχύ η εξίσωση 2-5 και είναι μέτρο της αεροδυναμικής τραχύτητας της επιφάνειας.

Συνοπτικά οι εξισώσεις 2-5 και 2-6 πληροφορούν ότι σε συνθήκες ουδέτερης ισορροπίας οι συντελεστές στροβιλώδους μεταφοράς είναι ίσοι μεταξύ τους, και η μεταβολή της μέσης ταχύτητας του ανέμου με το ύψος ακολουθεί λογαριθμική σχέση.

Με βάση τα παραπάνω και με τους κατάλληλους μετασχηματισμούς (για αναλυτική περιγραφή βλ. Κερκίδης, 2005, σελ. 13-18) εξάγονται μαθηματικές σχέσεις που επιτρέπουν να εκτιμηθούν οι ροές της αισθητής και της λανθάνουσας θερμότητας.

$$H = - \frac{\rho c_p k^2 (\bar{u}_2 - \bar{u}_1) (T_2 - T_1)}{\left[ \ln \left( \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) \right]^2} \quad 2-7$$

$$E = - \frac{\rho \varepsilon k^2 (\bar{u}_2 - \bar{u}_1)(e_2 - e_1)}{P \left[ \ln \left( \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) \right]^2} \quad 2-8$$

Οι προηγούμενες σχέσεις απαιτούν την μέτρηση της ιδιότητας σε δύο επίπεδα ώστε να μπορεί να καθορισθεί η κλίση της ιδιότητας με το ύψος.

Σημειώνεται ότι οι παραπάνω σχέσεις δεν είναι θεωρητικά τεκμηριωμένες αλλά στηρίζονται σε εμπειρικά δεδομένα και στην παραδοχή ότι οι μαθηματικές σχέσεις που χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν την μοριακή διάχυση έχουν εφαρμογή και στην περιγραφή της τυρβώδους διάχυσης. Σύμφωνα με αυτή την υπόθεση θα παρατηρηθεί ροή από ένα σημείο με υψηλότερη συγκέντρωση της θεωρούμενης ιδιότητας προς ένα άλλο με μικρότερη. Η υπόθεση αυτή είναι συχνά σωστή αν και όχι πάντα. Πρέπει επίσης να σημειωθεί ότι οι συντελεστές στροβιλώδους μεταφοράς είναι συνήθως τάξεις μεγέθους μεγαλύτεροι από τους αντίστοιχους συντελεστές της μοριακής διάχυσης, πράγμα που υποδηλώνει ότι ο κύριος μηχανισμός μεταφοράς είναι η τυρβώδης διάχυση και όχι η μοριακή στην στρώση της ατμόσφαιρας που εξετάζεται. Για ροές στην ατμοσφαιρική επιφανειακή στρώση, οι συντελεστές στροβιλώδους μεταφοράς χαρακτηρίζουν την ροή και όχι το ρευστό, π.χ. δεν μπορούν να εκφραστούν σαν συνάρτηση της πυκνότητας ή της θερμοκρασίας του ρευστού, και μπορούν για το ίδιο ρευστό να διαφέρουν από ένα σημείο σε ένα άλλο και από μία χρονική στιγμή σε μία άλλη για ροές κοντά σε επιφάνειες π.χ. για τις ροές στην επιφανειακή στρώση της ατμόσφαιρας. Με τον συντελεστή μοριακής διάχυσης έχουν τις ίδιες μονάδες.



## **2.2. Η μέθοδος του ισοζυγίου ενέργειας**

Η γενική αρχή στην μέθοδο αυτή είναι η εκτίμηση ενός όρου του ισοζυγίου όταν είναι γνωστοί οι υπόλοιποι. Η μέτρηση της διαθέσιμης ενέργειας είναι δυνατή με την χρήση των κατάλληλων οργάνων ενώ η εκτίμηση της ροής θερμότητας προς το έδαφος είναι επίσης δυνατή. Η μέτρηση μιας ακόμη συνιστώσας, της ροής αισθητής θερμότητας μπορεί να οδηγήσει στην εκτίμηση της ροής λανθάνουσας θερμότητας.

Η χρήση του λόγου Bowen (Bowen, 1926) δηλαδή του λόγου της αισθητής προς την λανθάνουσα θερμότητα είναι ο πλέον συνηθισμένος τρόπος που χρησιμοποιείται για την εκτίμηση της ροής λανθάνουσας θερμότητας σε συνδυασμό με τις μετρήσεις των  $R_n$ ,  $G$ .

Η μαθηματική έκφραση του λόγου του Bowen είναι:

$$B = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad 2-9$$

Όπου  $B$  ο λόγος του Bowen,  $T_{1,2}$ , οι θερμοκρασίες στα ύψη 1 & 2 αντίστοιχα,  $e_{1,2}$ , οι μερικές πιέσεις των υδρατμών στα ύψη 1 & 2 αντίστοιχα,  $\gamma$  η ψυχομετρική σταθερά ίση με 0,67 mbar/C σε πίεση ίση με μία ατμόσφαιρα (101.3 kPa).

Η εξίσωση 2-8 σε συνδυασμό με την εξίσωση του ενεργειακού ισοζυγίου μας δίνει την:

$$E = \frac{R_n - G}{\lambda(1 + B)} \quad 2-10$$

Όπου,  $\lambda$  η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης του νερού MJ/kg/°C.

Μετρώντας θερμοκρασία και μερική πίεση υδρατμών σε δύο επίπεδα και έχοντας παράλληλα μετρήσεις για την διαθέσιμη ενέργεια μπορεί να εκτιμηθεί η ροή λανθάνουσας θερμότητας προς την ατμόσφαιρα.

Οι μελέτες έχουν δείξει ότι για ξηρές και ημίξηρες συνθήκες και σε συνθήκες οριζόντιας μεταφοράς θερμότητας η μέθοδος γενικά εκτιμά καλύτερα στην ημερήσια διάρκεια του 24ώρου ενώ σε συνθήκες ευστάθειας τα σφάλματα είναι μεγαλύτερα ( $50 \text{ W/m}^2$ ) απ' ό τι σε συνθήκες αστάθειας ( $36 \text{ W/m}^2$ ), Gavilan and Berengena (2007). Κάτω από τέτοιες

συνθήκες δεν μπορεί να ληφθεί σαν δεδομένη η ισότητα των συντελεστών τυρβώδους διάχυσης της αισθητής και της λανθάνουσας θερμότητας.

### 2.3. Συνδυαστικές μέθοδοι

Με την χρήση των δύο προηγούμενων μεθόδων και θεωρώντας ότι η **επιφάνεια που εξατμίζει είναι κορεσμένη** είναι δυνατόν, αν ληφθεί ως τιμή της κλίσης της καμπύλης των κορεσμένων υδρατμών αυτή που αντιστοιχεί στην θερμοκρασία της ατμόσφαιρας στο ύψος που πραγματοποιούνται οι μετρήσεις, να εκφρασθεί με μία μαθηματική έκφραση που συνδυάζει τις δύο μεθόδους, Penman (1948, 1963), ότι η εξατμηση από κορεσμένη επιφάνεια είναι ίση με:

$$\lambda E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma}(R_n - G) + \lambda f(u)(e_s - e_a)}{1 + \frac{\Delta}{\gamma}} \quad 2-11$$

όπου  $f(u)$  εμπειρική συνάρτηση της ταχύτητας του ανέμου. Η γενική μορφή της συνάρτησης είναι:

$$f(u) = a_w + b_w u \quad 2-12$$

Η εξίσωση του Penman και το θεωρητικό της υπόβαθρο, αποτέλεσε την αφετηρία για την ανάπτυξη της μεθοδολογίας η οποία εξακολουθεί μέχρι σήμερα να είναι η βάση για την εκτίμηση του ρυθμού της εξατμισοδιαπνοής. Οι δύο όροι του αριθμητή στο δεξιό σκέλος της εξίσωσης [2-11](#) είναι ο ενεργειακός (πρώτος) και ο αεροδυναμικός (δεύτερος). Ο δεύτερος εκφράζει την αποξηραντική ικανότητα της ατμόσφαιρας, αφού περιλαμβάνει το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας ενώ ο όρος  $\frac{\Delta}{\gamma}$  δίνει την σχετική σημασία της συνεισφοράς της διαθέσιμης ενέργειας και της αποξηραντικής ικανότητας της ατμόσφαιρας στην εκτιμώμενη εξατμισοδιαπνοή. Για την ωριαία εκτίμηση η τιμή της ροής θερμότητας προς το έδαφος είναι σημαντική και λαμβάνεται υπ' όψιν. Για εκτιμήσεις ημερήσιες, εβδομαδιαίες και δεκαήμερες δεν λαμβάνεται υπ' όψιν, δηλαδή θεωρείται ότι  $G=0$ , χωρίς η ακρίβεια της εκτίμησης να επηρεάζεται σημαντικά.

Οι τροποποιήσεις της μεθόδου υπήρξαν πολυάριθμες και είχαν να κάνουν κυρίως με την μορφή της συνάρτησης του ανέμου. Οι τοπικές προσαρμογές της εξίσωσης του Penman, δηλαδή οι εξισώσεις που βαθμονομούνται με δεδομένα της θέσης για την οποία προορίζονται να εκτιμήσουν, δίνουν μικρότερες τιμές απόκλισης σε σχέση με την αρχικά προταθείσα μορφή. Όπως όλες οι εμπειρικές σχέσεις απαιτεί διερεύνηση ως προς την καταλληλότητα των συντελεστών της όταν χρησιμοποιείται σε περιοχές διαφορετικές από αυτές για τις οποίες βαθμονομήθηκε.

**Πίνακας 7 Συντελεστές της εμπειρικής συνάρτησης του ανέμου για την εξίσωση του Penman, όπως τροποποιήθηκε μεταγενέστερα από τους αναφερόμενους ερευνητές.**

ΑΑ	Μέθοδος	$a_w$	$b_w$	Παρατηρήσεις
1	Penman	1.0	0.537	Penman (1963)
2	Kimberly Penman	0.75	0.933	Wright & Jensen, 1972
3	FAO 24	1.0	0.862	Pruitt & Doorenbos, 1977
4	CIMIS Penman			Pruitt & Doorenbos, 1977a
	$R_n > 0$	0.29	0.53	
	$R_n \leq 0$	1.14	0.40	
	$R_n > 0$ (σε mm/h)	0.030	0.0576	
	$R_n \leq 0$ (σε mm/h)	0.125	0.0439	

Εκτός από τους συντελεστές της εμπειρικής εξίσωσης έχει επίσης προταθεί η εισαγωγή συντελεστή  $c$ , στην εξίσωση Penman FAO-24 (τροποποιημένη FAO-24), από τον Frevert, (1983), που σύμφωνα με τον Pruitt (1986) έχει όρια εφαρμογής του τα ακόλουθα,

$$0.5 < \frac{u_d}{u_n} < 4.0, \quad 30 < RH < 90$$

$$3.0 < R_s < 12.0, \quad u_d < 9.0$$

Όπου  $u_d$ , η ταχύτητα του ανέμου την ημέρα m/s,  $u_n$ , η ταχύτητα του ανέμου την νύχτα m/s, RH η σχετική υγρασία %,  $R_s$ , η μικρού μήκους εισερχόμενη ακτινοβολία,

MJ/m<sup>2</sup>/day. Το 1989 οι Allen & Pruitt, πρότειναν σαν συντελεστή διόρθωσης  $c$ , της εξίσωσης Penman FAO-24, την ακόλουθη μαθηματική σχέση,

$$c = 0.892 - 0.0781u_d + 0.0219u_d R_s + 0.000196 \frac{u_d}{u_n} u_d RH_{\max} R_s + 0.00000236u_d^2 RH_{\max} R_s - 0.0000086 \left( \frac{u_d}{u_n} \right)^2 u_d^2 RH_{\max}^2 R_s - 0.0000161 RH_{\max} R_s^2 \quad 2-13$$

Η διορθωμένη εξίσωση δίνει τις ημερήσιες εκτιμήσεις της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (Allen and Pruitt, 1987).

$$ET_o = c \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + 2.7 \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (1 + 0.863u_2) (e_s - e_a) \right] \quad 2-14$$

όπου,  $ET_o$  η εξατμισοδιαπνοή σε mm/day,  $c$  ο συντελεστής διόρθωσης της εξίσωσης,  $\Delta$  η κλίση της καμπύλης των κορεσμένων υδρατμών,  $\gamma$  η ψυχομετρική σταθερά,  $u_2$  η ταχύτητα του ανέμου στα 2 μέτρα,  $e_s$  η τάση των κορεσμένων υδρατμών στην θερμοκρασία της ατμόσφαιρας,  $e_a$  η πραγματική τάση των υδρατμών της ατμόσφαιρας.

Στην τροποποίηση που πρότεινε ο Wright, 1982, στην μέθοδο Penman, οι συντελεστές της συνάρτησης του ανέμου εκτιμώνται για την κάθε μέρα του έτους χωριστά, (personal communication with Wright, 1987, Jensen et al. 1990) με την χρήση των ακόλουθων μαθηματικών σχέσεων για καλλιέργεια αναφοράς γρασίδι:

$$a_w = 0.3 + 0.58 \exp \left\{ \left[ - \left( \frac{J - 170}{45} \right)^2 \right] \right\}, b_w = 0.32 + 0.54 \exp \left\{ \left[ - \left( \frac{J - 228}{67} \right)^2 \right] \right\} \quad 2-15$$

Στην περίπτωση που η καλλιέργεια αναφοράς είναι μηδική (alfa alfa), οι συντελεστές υπολογίζονται από τις:

$$a_w = 0.4 + 1.4 \exp \left\{ \left[ - \left( \frac{J - 173}{58} \right)^2 \right] \right\} \quad 2-16$$

$$b_w = 0.605 + 0.345 \exp \left\{ \left[ - \left( \frac{J - 243}{80} \right)^2 \right] \right\} \quad 2-17$$

όπου J η ιουλιανή η μέρα.

Ο Jensen (1990), διαπίστωσε ότι οι συντελεστές δίνουν αξιόπιστες εκτιμήσεις και σε γεωγραφικά πλάτη εκτός του γεωγραφικού πλάτους για το οποίο έχει προταθεί (42° N).

### 2.3.1. Η μέθοδος CIMIS Penman.

Η μέθοδος CIMIS Penman, (George et al., 1985; Snyder and Pruitt, 1985; Snyder and Pruitt, 1992) είναι μια τροποποίηση της μεθόδου που αρχικά είχε προτείνει ο Penman (1948) χρησιμοποιεί διαφορετικούς συντελεστές για την εμπειρική εξίσωση  $f(u)$ , (βλ. Πίνακα 7). Εκτιμά με βάση ωριαία δεδομένα την αντίστοιχη τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Οι ημερήσιες τιμές προκύπτουν με άθροιση των αντίστοιχων ωριαίων. Επισημαίνεται ότι για τον υπολογισμό ενδιάμεσων μεταβλητών η μέθοδος χρησιμοποιεί, τις ακόλουθες σχέσεις (Doorenboss and Pruitt, 1977),

$$\gamma = 0.00646(1 - 0.000946T)P, \quad 2-18$$

όπου  $\gamma$  kPa/°C, η ψυχομετρική σταθερά, T, °C, η θερμοκρασία και P, kPa, η ατμοσφαιρική πίεση

$$P = 101.3 - 0.0115z + 5.44 * 10^{-7} z^2, \quad 2-19$$

όπου P, kPa, η ατμοσφαιρική πίεση και z το υψόμετρο (elevation), m.

Η ωριαία καθαρή ακτινοβολία υπολογίζεται σύμφωνα με τους Dong et al. (1992). Οι εκτιμήσεις της καθαρής ακτινοβολίας ουσιαστικά είναι εκτιμήσεις της μεγάλου μήκους ακτινοβολίας μια και η μικρού μήκους μετριέται με ακρίβεια από όργανα. Η ακρίβεια της μεθόδου εξαρτάται από την θερμοκρασία του εδάφους, η οποία εισέρχεται στους υπολογισμούς μας στην εκτίμηση της εκπεμπόμενης (μεγάλου μήκους) ακτινοβολίας. Σύμφωνα με αυτόν τον νόμο των Stefan – Boltzman, η εκπεμπόμενη ακτινοβολία από το έδαφος είναι συνάρτηση της τέταρτης δύναμης της θερμοκρασίας. Οι Temesgen et al. (2007) αναφέρουν ότι η απόκλιση της εκτιμώμενης τιμής από την μετρούμενη είναι μεγαλύτερη σε μεγαλύτερες τιμές της μετρούμενης  $R_n$ .

Η εξίσωση για την εκτίμηση της τιμής της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς είναι,

$$ET_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n (mm/h) + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} w_f (e_s - e) \quad 2-20$$

Οι Pruitt and Doorenbos, 1977a, πρότειναν τους παρακάτω συντελεστές για την συνάρτηση του ανέμου, ( $w_f$ ). Το δίκτυο CIMIS (California Irrigation Management Information System) χρησιμοποιεί αυτούς τους συντελεστές για τους υπολογισμούς του με την μέθοδο Penman (George et al., 1985; Snyder and Pruitt, 1985; Snyder and Pruitt, 1992).

$a_w=0.29$   $b_w=0.53$ , για  $R_n \geq 0$  επομένως η συνάρτηση του ανέμου έχει την μορφή  $w_f=0.29+0.53u_2$ .

$a_w=1.14$   $b_w=0.40$ , για  $R_n < 0$  επομένως η συνάρτηση του ανέμου έχει την μορφή  $w_f=0.29+0.53u_2$ .

Όπου  $R_n$ , σε mm/h, σύμφωνα με τον τύπο,

$$R_n (mm/h) = \frac{R_n (W/m^2)}{694.5 - (1 - 0.000946T)} \quad 2-21$$

Όπου,  $T$  η μέση ωριαία θερμοκρασία σε °C, η λαθάνουσα θερμότητα εξατμίσεως από την εξίσωση [1-8](#),  $1 \text{ h}=3600\text{s}$ ,  $1\text{Mj}=10^6 \text{ J}$ .

### 2.3.2. Η μέθοδος Penman-Monteith (PM)

Σαν συνέχεια της θεωρητικής εργασίας του Penman (1948, 1963), ο Monteith (1965, 1981), εισήγαγε στην εξίσωση τους παράγοντες της αεροδυναμικής αντίστασης ( $r_a$ ), και της αντίστασης των στοματίων ( $r_s$ ), δίνοντας έτσι στην εξίσωση την ολοκληρωμένη μορφή η οποία χρησιμοποιείται και σήμερα με επιμέρους τροποποιήσεις. Οι αντιστάσεις που ενσωμάτωσε εκφράζουν την διαφοροποίηση της τιμής της εξατμισοδιαπνοής λόγω της εκάστοτε καλλιέργειας. Οι διαφορετικές καλλιέργειες χαρακτηρίζονται από διαφορετικές αεροδυναμικές αντιστάσεις (π.χ. έχουν διαφορετικό ύψος, διαφορετική αρχιτεκτονική διαφορετική φυλλική επιφάνεια κλπ.) και από διαφορετικές επιφανειακές αντιστάσεις, αντιστάσεις δηλαδή που οφείλονται στους ρυθμιστικούς μηχανισμούς του φυτού που ελέγχουν το άνοιγμα των στοματίων του, για την προσαρμογή της διαπνοής στις ανάγκες του. Η γενική μορφή της εξίσωσης, όπως διαμορφώθηκε, είναι η ακόλουθη.

$$\lambda ET_o = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho_a c_p}{r_a}(e_s - e)}{\Delta + \gamma \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \quad 2-22$$

Όπου,

$ET_o$ , η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς [ $L T^{-1}$ ]

$\lambda$ , η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης, στους  $20^\circ C$ , ίση με  $2,45 MJ/kg^\circ C$

$\Delta$  η κλίση της καμπύλης των κορεσμένων υδρατμών,  $kPa/^\circ C$

$R_n$ , η πυκνότητα ροής της καθαρής ακτινοβολίας

$G$ , η πυκνότητα της ροής θερμότητας προς το έδαφος

$\rho_a$ , η πυκνότητα του αέρα,  $kg/m^3$

$c_p$ , η ειδική θερμοχωρητικότητα υπό σταθερή πίεση του αέρα,

$\gamma$ , η ψυχομετρική σταθερά  $kPa/^\circ C$ ,

$e_s$ , η πίεση των κορεσμένων υδρατμών στην θερμοκρασία του αέρα

$e$ , η πραγματική πίεση των υδρατμών

$r_a$ , η αεροδυναμική αντίσταση της καλλιέργειας

$r_s$ , η αντίσταση της επιφάνειας που εξατμίζει.

Η μορφή της εξίσωσης για την ημερήσια εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς είναι (Allen et al. 1998):

$$\lambda ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273}(e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad 2-23$$

Και για την ωριαία εκτίμηση παίρνει την μορφή,

$$\lambda ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{T + 273}(e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad 2-24$$

### 2.3.2.1. Η αεροδυναμική αντίσταση ( $r_a$ )

Η αντίσταση στην ροή της λανθάνουσας και της αισθητής θερμότητας, που εξαρτάται από την κίνηση του αέρα πάνω από αεροδυναμικά τραχείες επιφάνειες, όταν εξετάζεται πάνω από καλλιέργεια, λαμβάνει υπ όψιν το μήκος τραχύτητας (roughness length,  $z_0$ ) και το μετατοπισμένο μηδενικό επίπεδο της κλίμακας του λογαριθμικού νόμου της κατανομής των ιδιοτήτων που μελετώνται (zero plane displacement,  $d$ ). Έχουν προταθεί διάφοροι τρόποι στην σχετική βιβλιογραφία για τον υπολογισμό τους. Στην περίπτωση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς την οποία η εξίσωση PM, και οι τροποποιημένες της μορφές, εκτιμούν, υπολογίζονται με την παραδοχή ότι στην ατμόσφαιρα επικρατούν συνθήκες ουδέτερης ισορροπίας. Έχει παρατηρηθεί πειραματικά ότι πάνω από ομοιόμορφες, καλά αρδευόμενες εκτάσεις οι συνθήκες που επικρατούν προσεγγίζουν αρκετά αυτές της ουδέτερης ισορροπίας στην ατμόσφαιρα.

Η εξίσωση για την εκτίμηση της αεροδυναμικής αντίστασης δίνεται από τον FAO 56 (Allen et al. 1998) και είναι



$$r_a = \frac{\ln \left[ \frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \ln \left[ \frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 u_z}$$

2-25

όπου,

$r_a$ , η αεροδυναμική αντίσταση, s/m

$z_m$ , το ύψος μέτρησης της ταχύτητας του ανέμου, συνήθως είναι τα δύο μέτρα, m

$d$ , η μετατόπιση του μηδενικού επιπέδου των υψών μέτρησης της ταχύτητας, m

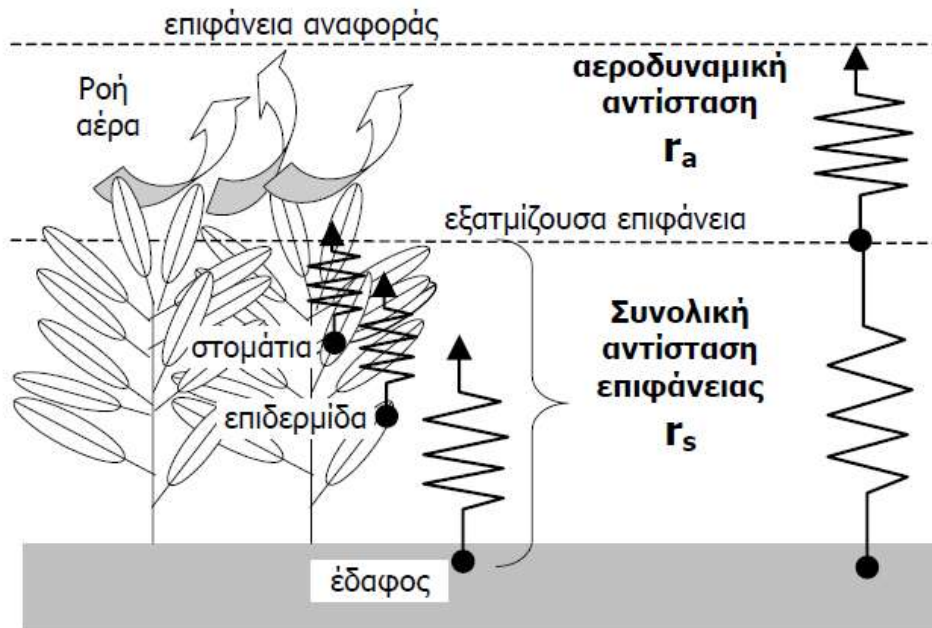
$z_{om}$ , το μήκος τραχύτητας της μεταφοράς ορμής, m

$z_{oh}$ , το μήκος τραχύτητας για την μεταφορά των υδρατμών και της αισθητής θερμότητας, m

$z_h$ , το ύψος μέτρησης της θερμοκρασίας και της πίεσης των υδρατμών της ατμόσφαιρας, m

$k$ , η σταθερά του von Karman,

$u_z$ , η ταχύτητα του ανέμου στο ύψος  $z$ , m/s



Σχήμα 7 Αεροδυναμική και επιφανειακή αντίσταση της καλλιέργειας, Πηγή: Αλεξανδρής Σ., 2003, Διδακτορική Διατριβή, σελ. 80, σύμφωνα με το Σχήμα 7 σελ. 19 από FAO 56, Allen et al. (1998).

Θεωρώντας στην προηγούμενη εξίσωση, για επιφάνεια καλά αρδευόμενου γρασιδιού (επιφάνεια αναφοράς) ύψους  $h$ , ότι,

$$h = 0.12m$$

$$d = \frac{2}{3}h$$

$$z_h = z_m = 2m$$

$$z_{om} = 0.123h$$

$$z_{oh} = 0.1z_{om}$$

$$k = 0.4$$

$$z = 2m$$

λαμβάνω την τιμή της αεροδυναμικής αντίστασης ίσης με,

$$r_a = \frac{208}{u_2}$$

με  $u_2$  σε m/s.

### 2.3.2.2. Η επιφανειακή αντίσταση ( $r_s$ )

Καθώς οι υδρατμοί εξέρχονται από την επιφάνεια που εξατμίζει, είτε αυτή είναι φυτική είτε είναι η επιφάνεια του χώματος, όταν το έδαφος δεν χαρακτηρίζεται από πλήρη φυτοκάλυψη, χρειάζεται να υπερνικήσουν την αντίσταση που υφίστανται κατά την διαδρομή τους προς την έξοδό τους στην ατμόσφαιρα. Για την περίπτωση που η φυτοκάλυψη είναι πλήρης, όπως συμβαίνει στην εξατμισοδιαπνοή αναφοράς, η αντίσταση προέρχεται, κατά κύριο λόγο, από τα στομάτια των φυτών, και σε αυτή την περίπτωση περιγράφεται σαν συνάρτηση της φυλλικής επιφάνειας που έχει η καλλιέργεια, όπως ορίζεται με τον δείκτη φυλλικής επιφάνειας, LAI (Leaf Area Index). Σαν LAI ορίζεται η συνολική επιφάνεια των πράσινων φύλλων της καλλιέργειας (μόνο η μία πλευρά) ανά μονάδα επιφάνειας εδάφους. Εξαρτάται από το είδος της καλλιέργειας, το στάδιο της ανάπτυξης της και από την πυκνότητά της. Σαν δείκτης ενεργής φυλλικής επιφάνειας ορίζεται το τμήμα της φυλλικής επιφάνειας που συμμετέχει ενεργά στην εξατμισοδιαπνοή της καλλιέργειας και αυτό είναι το ανώτερο τμήμα της, αυτό στο οποίο οι συνθήκες ηλιοφάνειας είναι καλύτερες σε σχέση με τα κατώτερα τμήματα. Η επιφανειακή αντίσταση εκτιμάται με την σχέση,

$$r_s = \frac{r_1}{LAI_{active}} \quad 2-26$$

Όπου,

$r_s$ , η επιφανειακή αντίσταση, s/m

$r_1$ , η αντίσταση των στοματίων ενός καλά φωτιζόμενου φύλλου, s/m

$LAI_{active}$ , η ενεργός (καλά φωτιζόμενη) φυλλική επιφάνεια

Η αντίσταση  $r_1$ , του φύλλου εξαρτάται από το είδος της καλλιέργειας, τις συνθήκες φωτισμού του, και από τις επικρατούσες μετεωρολογικές συνθήκες (θερμοκρασία, έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας κλπ). Όταν η εδαφική υγρασία δεν επαρκεί για τις ανάγκες του φυτού, η αντίσταση  $r_1$ , αυξάνει.

Θεωρώντας για καλά αρδευόμενη επιφάνεια γρασιδιού (επιφάνεια αναφοράς), ότι,

$$LAI = 24h$$

$$LAI_{active} = 0.5LAI$$

$$r_1 = 100 \frac{s}{m}$$

λαμβάνω,

$$r_s \approx 70 \frac{s}{m}.$$

### 2.3.2.3. Η επιφάνεια αναφοράς.

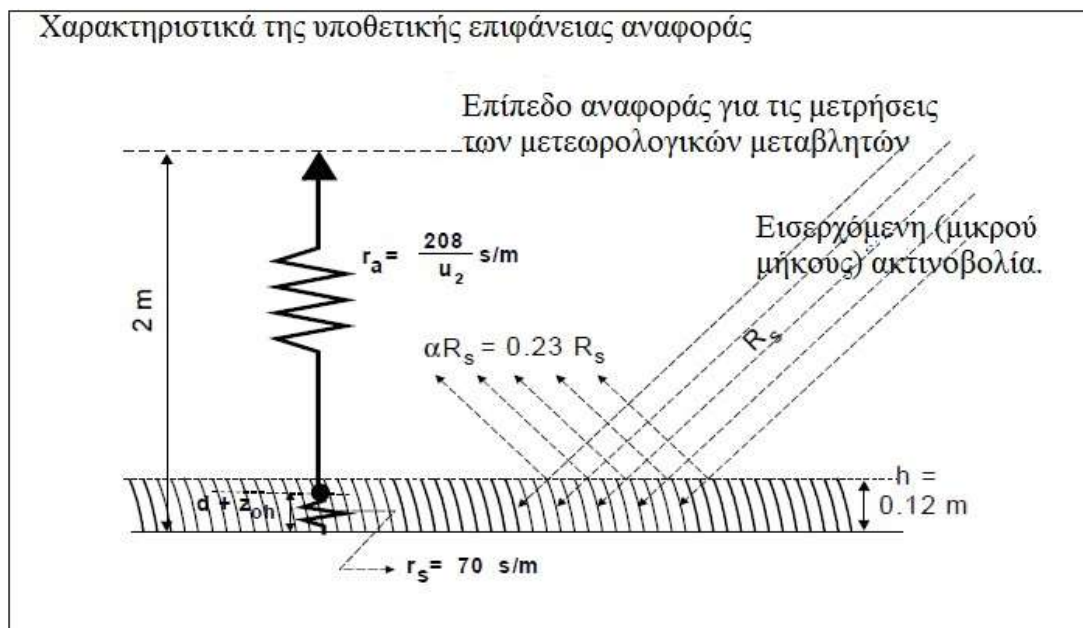
Ο μέγιστος ρυθμός με τον οποίο μια καλλιέργεια ή μια επιφάνεια γενικότερα μπορεί να εξατμισοδιαπνέει αποδίδεται με την έννοια της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής. Είναι φανερό ότι κάθε διαφορετική επιφάνεια θα χαρακτηρίζεται από διαφορετικές τιμές της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής για ίδιες κλιματολογικές συνθήκες (εισερχομένη ακτινοβολία, θερμοκρασία, υγρασία της ατμόσφαιρας και ταχύτητα του ανέμου). Επιπλέον κάτι τέτοιο δημιουργεί σύγχυση ως προς τα εκτιμώμενα μεγέθη της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής. Οι τιμές δεν είναι συγκρίσιμες μεταξύ τους. Για αυτό τον λόγο οι Doorenboss and Pruitt (1977) προτείνουν τον ορισμό της επιφάνειας αναφοράς ώστε να είναι δυνατόν να εκτιμηθεί η επίδραση του κλίματος πάνω στην εξατμισοδιαπνοή της καλλιέργειας. Ακολούθως είναι δυνατό να εκτιμηθεί η εξατμισοδιαπνοή μιας καλλιέργειας (εκτίμηση σε δύο βήματα) με την βοήθεια του φυτικού συντελεστή ( $K_c$ ). Ο φυτικός συντελεστής έχει σχέση με την καλλιέργεια τα αεροδυναμικά χαρακτηριστικά της το στάδιο ανάπτυξής της την αντίσταση των στοματίων της και συσχετίζει την εξατμισοδιαπνοή της καλλιέργειας με την εξατμισοδιαπνοή της καλλιέργειας αναφοράς.

Για να εκτιμηθεί η εξατμισοδιαπνοή από μια καλά αρδευόμενη καλλιέργεια, αρχικά εκτιμάται η εξατμισοδιαπνοή από μια επιφάνεια με γνωστά χαρακτηριστικά, από την επιφάνεια αναφοράς και στην συνέχεια με την βοήθεια κατάλληλων συντελεστών, των φυτικών συντελεστών, εκτιμάται η τιμή για την καλλιέργεια. Η επιφάνεια του νερού όταν χρησιμοποιείται για επιφάνεια αναφοράς παρουσιάζει μειονεκτήματα επειδή δεν χαρακτηρίζεται από τους βιολογικούς μηχανισμούς που ελέγχουν την διαπνοή, ή από την ίδια συμπεριφορά στην ακτινοβολία με αυτή μιας καλλιέργειας και τέλος δεν παρουσιάζει τα ίδια αεροδυναμικά χαρακτηριστικά με αυτά μιας καλλιέργειας. Το

γρασίδι και η μηδική (alfalfa) είναι καλλιέργειες που επειδή είναι περισσότερο μελετημένες από άλλες, χρησιμοποιούνται σαν επιφάνειες αναφοράς. Η δυνητική εξατμισοδιαπνοή από αυτές τις καλλιέργειες ορίζεται σαν εξατμισοδιαπνοή αναφοράς. Ο ορισμός που προτείνει ο FAO όταν χρησιμοποιείται το γρασίδι για επιφάνεια αναφοράς (Allen et al. 1994, Allen et al., 1999) είναι,

**“μια υποθετική επιφάνεια καλλιέργειας ύψους 0,12 μέτρων, με συντελεστή ανάκλασης 0,23 και επιφανειακής αντίστασης ίσης με 70s/m”**

Αυτή η επιφάνεια μοιάζει με μια εκτεταμένη, ομοιόμορφη, επιφάνεια, πράσινου γρασιδιού, που σκιάζει πλήρως το έδαφος, και αρδεύεται επαρκώς, (η απεριόριστη ομοιόμορφη έκταση σημαίνει ότι οι οριζόντιες κλίσεις είναι αμελητέες και ότι παρατηρούνται μονοδιάστατες κατακόρυφες ροές αισθητής και λανθάνουσας θερμότητας.



**Σχήμα 8 Τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας αναφοράς (γρασίδι) (Από το FAO 56 σελ. 24).**

Στο σχήμα 8 φαίνονται τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας σύμφωνα με τον ορισμό που δόθηκε από τον FAO – 56, Allen (1998).

#### **2.4. Η τυποποιημένη PM από την ASCE (2005).**

Η τυποποιημένη εξίσωση ASCE PM (2005) για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς είναι μια συνδυαστική μέθοδος η οποία έχει τυποποιηθεί ως προς τις διαδικασίες υπολογισμού της εκτίμησής της, με σκοπό να υπάρχει όσο το δυνατόν μεγαλύτερη ομοιομορφία στις τιμές της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Η διαδικασία εκτίμησής της στηρίζεται στο εγχειρίδιο ASCE Manual 70 (Jensen et al., 1990). Με την τυποποίηση των διαδικασιών υπολογισμού της εκτίμησης είναι δυνατή η σύγκρισή τους για διαφορετικές θέσεις, χρόνο και ερευνητές. Τυποποιούνται οι υπολογισμοί για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας, για την καθαρή ακτινοβολία, για την μεταβολή της ταχύτητας του ανέμου με το ύψος κλπ. Επίσης περιγράφονται οι διαδικασίες ποιοτικού ελέγχου των μετεωρολογικών δεδομένων καθώς και οι διαδικασίες για την συμπλήρωση/ διόρθωση δεδομένων. Η σημαντικότερη διαφορά ανάμεσα στην εξίσωση PM FAO 56 και στην τροποποιημένη, ASCE PM (2005) είναι στην αντίσταση των στοματιών (bulk surface resistance  $r_s$ ) της επιφάνειας αναφοράς. Η επιφανειακή αντίσταση της καλλιέργειας αναφοράς, για την ωριαία εκτίμηση και για καλλιέργεια αναφοράς το γρασίδι, δίνεται ίση με 50 s/m κατά την διάρκεια της ημέρας και 200 s/m κατά την διάρκεια της νύχτας. Σαν διάρκεια ημέρας ορίζεται το χρονικό διάστημα στο οποίο η εκτιμώμενη καθαρή ακτινοβολία είναι θετική. Η τροποποιημένη μορφή προβλέπει δύο εξισώσεις, μία για κάθε επιφάνεια (γρασίδι και alfalfa) δύο περιπτώσεις για την εξίσωση της κάθε επιφάνειας, μία για ωριαίο χρονικό διάστημα και μία για ημερήσιο χρονικό διάστημα.

Η παρούσα εργασία χρησιμοποιεί τις εκτιμήσεις της τυποποιημένης μεθόδου ASCE PM (2005) αφενός για να βαθμονομήσει την εμπειρική μέθοδο, Allen et al. (1994), αφετέρου για να διαπιστώσει την αξιοπιστία των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης των ωριαίων τιμών της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς που προτείνεται. Η χρήση των μεθόδων FAO PM και ASCE PM (2005) σαν μέτρου της ικανότητας μιας μεθόδου να εκτιμά σωστά τις τιμές της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς είναι διαδεδομένη στην βιβλιογραφία (Amatya et al., 1995, Xu and Singh, 2002, Alexandris and Kerkides, 2003, Itenfisu et al., 2003, Temesgen et al., 2005, Alexandris and Kerkides, 2008, Gavilán et al., 2008, Irmak A. et al., 2008a, Irmak A. and Irmak S., 2008b, Trajkovic and Kolakovic,

2009, Xystrakis and Matzarakis, 2011 and Rojas and Sheffield, 2013). Από τις εξισώσεις που πρότεινε η Environmental and Water Resources Institute (EWRI) της American Society of Civil Engineers (ASCE), χρησιμοποιείται η εξίσωση για επιφάνεια αναφοράς γρασίδι, ωριαίο χρονικό βήμα και έχει την ακόλουθη μορφή.

$$ET_{ref} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T + 273}(e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad 2-27$$

όπου,

$ET_{ref}$ , η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς για χαμηλή (0,12 μέτρα) καλλιέργεια,  $ET_{os}$ , ή για ψηλή (0,50 μέτρα) καλλιέργεια,  $ET_{rf}$ , μετρούμενη σε mm/d για ημερήσιες και mm/h για ωριαίες εκτιμήσεις,

$R_n$ , η καθαρή ακτινοβολία σε  $Mj m^{-2} day^{-1}$ , για ημερήσιες εκτιμήσεις και  $Mj m^{-2} hour^{-1}$ , για ωριαίες εκτιμήσεις. Υπολογίζεται σύμφωνα με τους Duffie and Beckman (1981)

$G$ , η ροή θερμότητας προς το έδαφος, σε  $Mj m^{-2} day^{-1}$ , για ημερήσιες εκτιμήσεις και  $Mj m^{-2} hour^{-1}$ , για ωριαίες εκτιμήσεις.

$T$ , η μέση ημερήσια ή ωραία θερμοκρασία, σε  $^{\circ}C$ ,

$u_2$ , η μέση ημερήσια ή ωραία ταχύτητα του ανέμου στα 2 μέτρα, σε m/s

$e_s$ , η τάση των κορεσμένων υδρατμών της ατμόσφαιρας, σε kPa, υπολογίζεται σύμφωνα με την εξίσωση 1-14

$e$ , η πραγματική τάση των υδρατμών της ατμόσφαιρας, σε kPa ,

$\Delta$ , η κλίση της καμπύλης των κορεσμένων υδρατμών στην θερμοκρασία της ατμόσφαιρας, σε  $kPa ^{\circ}C^{-1}$ , υπολογίζεται σύμφωνα με την εξίσωση [1-18](#)

$\gamma$ , η ψυχομετρική σταθερά, σε  $kPa ^{\circ}C^{-1}$ , υπολογίζεται σύμφωνα με την εξίσωση [1-15](#)

$C_n$ , η σταθερά του αριθμητή με τιμή που εξαρτάται από το χρονικό βήμα και την επιφάνεια αναφοράς,

$C_d$ , η σταθερά του παρονομαστή με τιμή που εξαρτάται από το χρονικό βήμα και την επιφάνεια αναφοράς.

Οι τιμές που παίρνουν οι σταθερές ανάλογα με την επιφάνεια και το χρονικό βήμα φαίνονται στον πίνακα 8.



**Πίνακας 8** Οι τιμές για τις σταθερές  $C_n$  και  $C_d$  στην εξίσωση για την εκτίμηση της  $ET_{ref}$ , της ASCE (2005).

Χρονικό βήμα	Χαμηλή καλλιέργεια		Ψηλή καλλιέργεια		Μονάδες $ET_o$	Μονάδες $R_n$ , G
	$C_n$	$C_d$	$C_n$	$C_d$		
Ημερήσιο	900	0.34	1600	0,38	$mm\ d^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ d^{-1}$
Ωριαίο ημέρα	37	0.24	66	0.25	$mm\ h^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ h^{-1}$
Ωριαίο νύχτα	37	0.96	66	1.7	$mm\ h^{-1}$	$MJ\ m^{-2}\ h^{-1}$

**Πίνακας 9** Οι τιμές των όρων της εξίσωσης ASCE PM, για τον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.

Όρος	$ET_{os}$	$ET_{rf}$
Ύψος καλλιέργειας, h (m)	0.12	0.50
Ύψος μέτρησης της θερμοκρασίας και της υγρασίας, $z_h$ , (m)	1.5-2.5	1.5-2.5
Ύψος μέτρησης της ταχύτητας του ανέμου, $z_m$ , (m)	2	2
Μετατόπιση μηδενικού επιπέδου, d (m)	0.08	0.08
Λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης του νερού, $\lambda$ , (MJ/kg $^{\circ}C$ )	2.45	2.45
Επιφανειακή αντίσταση, 24ωρο, $r_s$ , s/m	70	45
Επιφανειακή αντίσταση, ημέρα, $r_s$ , s/m	50	30
Επιφανειακή αντίσταση, νύχτα, $r_s$ , s/m	200	200
Τιμή $R_n$ για την ημέρα	$\geq 0$	$\geq 0$
Τιμή $R_n$ για την νύχτα	$< 0$	$< 0$

## **2.5. Οι εμπειρικές μέθοδοι**

Η μέθοδος PM απαιτεί δεδομένα που δεν είναι πάντα διαθέσιμα και έτσι είτε πρέπει να εκτιμηθούν είτε να παρακαμφθεί και να επιλεγεί η χρήση μιας εμπειρικής μεθόδου με μικρότερη ακρίβεια και μικρότερες απαιτήσεις για δεδομένα.

Οι πιο συνήθεις προσπάθειες για να εκτιμηθούν εμπειρικά οι ανάγκες της καλλιέργειας στηρίζονται σε μετρήσεις της θερμοκρασίας του αέρα και προτάθηκαν αντίστοιχοι μαθηματικοί τύποι. Η σημαντικότερη εμπειρική μέθοδος εκτίμησης της εξατμισοδιαπνοής σε χρήση (Jensen, 2000) ήταν η Blaney-Criddle (1950), η οποία εκτιμούσε με την βοήθεια κλιματικού συντελεστή που είχε σχέση με το κλίμα της περιοχής, το είδος της καλλιέργειας, την καλλιεργητική περίοδο και την καλλιεργητική πρακτική. Η απλότητα και η ευκολία χρήσης της μεθόδου την έκανε πιο διαδεδομένη σε σχέση με την μέθοδο του Penman που εκτός από τα πολλά δεδομένα απαιτούσε και πιο πολλούς και περίπλοκους υπολογισμούς. Έτσι η απλότητά της βάραινε πιο πολύ από τις ατέλειες της μεθόδου σε ότι αφορά στην ακρίβεια των εκτιμήσεων. Οι Jensen Haise (1963), πρότειναν μια νέα εμπειρική μέθοδο που χρησιμοποιούσε την μικρού μήκους ακτινοβολία για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής στηριζόμενοι στην γενική παρατήρηση ότι ο λόγος της εξατμισοδιαπνοής της καλλιέργειας προς την μικρού μήκους εισερχόμενη (ηλιακή) ακτινοβολία, εξαρτάται από την θερμοκρασία της ατμόσφαιρας και έτσι παρόμοιες τιμές εισερχόμενης μικρού μήκους ακτινοβολίας μπορούν να δώσουν διαφορετικούς ρυθμούς εξατμισοδιαπνοής. Επιπρόσθετα υπήρχαν ελάχιστα δεδομένα στην διάθεση των ερευνητών.

Όλες οι εμπειρικές μέθοδοι δίνουν εκτιμήσεις για σχετικά μεγάλα χρονικά διαστήματα (ημερήσια και άνω) με εξαίρεση την Copais (Alexandris and Kerkides, 2003).

Σαν κυριότερες και αντιπροσωπευτικότερες εμπειρικές μεθόδους αναφέρονται οι παρακάτω.

### 2.5.1. Η μέθοδος Blaney-Criddle (BC), 1950

Η μέθοδος BC αφορά στην εκτίμηση της μηνιαίας, δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, και δίνεται από την σχέση,

$$ET_p = kF \quad 2-28$$

Όπου,

k κλιματικός συντελεστής που έχει σχέση με το κλίμα της περιοχής, το είδος της καλλιέργειας, την καλλιεργητική περίοδο και την καλλιεργητική πρακτική.

F, κλιματικός παράγοντας που δίνεται από την σχέση,

$$F = (0.46T_m + 8.13) p \quad 2-29$$

όπου  $T_m$ , η μέση μηνιαία θερμοκρασία, °C, υπολογίζεται από την ακόλουθη σχέση,

$$T_m = \frac{T_{\max} + T_{\min}}{2} \quad 2-30$$

$$T_{\max} = \frac{\sum_{i=1}^n T_{\max,i}^d}{n}, \quad 2-31$$

$T_{\max,i}^d$ , η μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας i

$$T_{\min} = \frac{\sum_{i=1}^n T_{\min,i}^d}{n} \quad 2-32$$

$T_{\min,i}^d$ , η ελάχιστη θερμοκρασία της ημέρας

p, ο λόγος ωρών ημέρας του μήνα, προς τις ώρες ημέρας του έτους, που δίνεται από τον παρακάτω τύπο,

$$p = 100 \left( \frac{\sum_{i=d_m}^{d_m} N_i}{\sum_{i=1}^{d_m} N_i} \right) \quad 2-33$$

$N_i$ , οι ώρες της θεωρητικής ηλιοφάνειας,

$d_{in}, d_{fn}$ , η αρχική και η τελική ιουλιανή ημέρα του μήνα,

### 2.5.2. Η μέθοδος Blaney Criddle, FAO 24 (Doorenbos & Pruitt, 1977)

Η τροποποιημένη μέθοδος BC, εκτιμά την ημερήσια  $ET_o$ , mm/d, και χρησιμοποιεί και επιπλέον μετεωρολογικές παραμέτρους στις εκτιμήσεις της, συγκρινόμενη με την αρχική της μορφή. Η μορφή της εξίσωσης είναι:

$$ET_o = a + bF \quad 2-34$$

$ET_o$ , η εξατμισοδιαπνοή σε mm/day

a, συντελεστής που εξαρτάται από την μέση ελάχιστη υγρασία, το μέσο κλάσμα ηλιοφάνειας, και δίνεται από τον τύπο,

$$a = 0.043RH_{\min} - \frac{n}{N} - 1.41 \quad 2-35$$

Όπου  $RH_{\min}$ , η μέση ελάχιστη ημερήσια σχετική υγρασία (%)

$n/N$ , το μέσο κλάσμα ηλιοφάνειας,

Ο συντελεστής b μπορεί να εκτιμηθεί με την σχέση που προτείνουν οι Frevert et al. (1983),

$$b = a_o + a_1RH_{\min} + a_2 \frac{n}{N} + a_3u_d + a_4RH_{\min} \frac{n}{N} + a_5RH_{\min}u_d \quad 2-36$$

Όπου  $u_d$ , η ταχύτητα του ανέμου, m/sec, στα δύο μέτρα πάνω από την επιφάνειά του εδάφους,

Οι Allen & Pruitt, 1989, πρότειναν για την εκτίμηση της τιμής του b, την ακόλουθη σχέση,

$$b = 0.908 - 0.00483RH_{\min} + 0.7949 \frac{n}{N} + 0.0768 [\ln(u_d + 1)]^2 - 0.0038RH_{\min} \frac{n}{N} - 0.000443RH_{\min}u_d + 0.281 [\ln(u_d + 1)] \ln \left[ \ln \left( \frac{n}{N} + 1 \right) \right]^2 \quad 2-37$$

ο περιορισμός στην παραπάνω εξίσωση είναι  $0 < u_d < 10$ , ενώ ισχύει για κάθε τιμή για τις μεταβλητές,  $RH_{\min}, u_d$ .

### 2.5.3. Μέθοδος Hargreaves (1974)

Η μέθοδος εκτιμά την μηνιαία ET, χρησιμοποιώντας την μέση θερμοκρασία και μια παράμετρο που εξαρτάται από την σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας. Η μαθηματική σχέση είναι η ακόλουθη,

$$ET_o = MF(1.8T + 32)CH \quad 2-38$$

όπου, MF, συντελεστής που εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος της θέσης,

T, η μέση μηνιαία θερμοκρασία, °C,

CH, συντελεστής που εξαρτάται από την σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας, και έχει τιμές,

$$\begin{aligned} CH &= 0.166(100 - RH)^{0.5}, RH > 64\% \\ CH &= 1, RH < 64\% \end{aligned} \quad 2-39$$

### 2.5.4. Μέθοδος Hargreaves Samani 1985

Η μέθοδος αυτή προτάθηκε από τους Hargreaves & Samani, 1982, και Hargreaves et al., 1985, και αποτελεί τροποποίηση της μεθόδου που είχε προταθεί το 1974. Στηρίχθηκε σε δεδομένα οκτώ ετών και η σχέση που πρότεινε είναι:

$$ET_o = 0.0135R_s(T + 17.8) \quad 2-40$$

Όπου,

$ET_o$ , η εξατμισοδιαπνοή σε mm/day

$R_s$ , η ολική, μικρού μήκους, προσπίπτουσα ακτινοβολία σε mm/day

T, η μέση ημερήσια θερμοκρασία σε °C

Η μέθοδος αυτή έχοντας ενσωματώσει και μια σχέση για την εμπειρική εκτίμηση της  $R_s$ , από την  $R_a$ , τροποποιείται ως εξής,

$$ET_o = 0.0023(T_{\max} - T_{\min})^{0.5}(T + 17.8)R_a \quad 2-41$$

όπου,

$ET_o$ , η εξατμισοδιαπνοή σε mm/day

$T_{min}$ ,  $T_{max}$ , η ελάχιστη και η μέγιστη ημερήσια θερμοκρασία σε °C.

$T$ , η μέση ημερήσια θερμοκρασία σε °C,

$R_a$ , η εξωγήινη ακτινοβολία που φθάνει στο όριο της ατμόσφαιρας.

### 2.5.5. Η μέθοδος Priestley Taylor, 1972

Η μέθοδος που πρότειναν οι Priestley και Taylor (1972), είναι μια τροποποίηση της μεθόδου του Penman, η οποία στηρίζεται στην παραδοχή ότι η συνεισφορά του ενεργειακού και του αεροδυναμικού μέρους της εξίσωσης είναι (αναλογικά) σταθερό και εκφράζεται από τον συντελεστή του ενεργειακού όρου.

Η μαθηματική μορφή της σχέσης είναι:

$$ET_o = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{1}{\lambda} (R_n - G) \quad 2-42$$

Ο συντελεστής της εξίσωσης  $\alpha$ , έχει τιμή ίση με 1.26 και ισχύει για υγρά κλίματα (Stewart and Rouse, 1976; De Bruin and Keijman, 1979; Shuttleworth and Calder, 1979).

Η τιμή του  $\alpha$  μπορεί να ποικίλει κατά τη διάρκεια της ημέρας (Munro, 1979).

Η τιμή 1.26 είχε προταθεί από τους P-T για υγρές ή υδάτινες επιφάνειες. Ένας περιορισμός της εξίσωσης είναι η αμελητέα οριζόντια μεταφορά θερμοκρασίας (advection) που προϋποθέτει η εφαρμογή της. Για ξηρά και ημίξηρα κλίματα, πρέπει να τροποποιηθεί ο συντελεστής καθώς σε τέτοια κλίματα η συμβολή του αεροδυναμικού όρου διαφοροποιείται σε σχέση με τα υγρά κλίματα για τα οποία προτάθηκε. Για τις ωριαίες τιμές του συντελεστή  $\alpha$ , της εξίσωσης, παρατηρείται σημαντικό εύρος μεταβολής κατά την διάρκεια της ημέρας ούτως ώστε να μην είναι δυνατός ο προσδιορισμός μιας τιμής σαν αντιπροσωπευτικής για χρονικά διαστήματα της τάξης της μίας ώρας. Από μελέτες προκύπτει ότι η μορφή της διακύμανσης του συντελεστή κατά την διάρκεια της ημέρας είναι «U», με ελάχιστες τιμές γύρω στο μεσημέρι, (Tsann-Wang, 1979; Bailey and Davies, 1981; Choudhoury and Idso, 1985; Viswanadham et al., 1991), ενώ σε άλλες περιπτώσεις η ελάχιστη τιμή της παραμέτρου  $\alpha$  παρατηρήθηκε το πρωί και σε όλη την διάρκεια της ημέρας εξακολουθούσε να αυξάνεται. (Bruin and Keijman, 1979; Choudhoury and Idso, 1985; Viswanadham et al., 1991), φθάνοντας στην μέγιστη τιμή της αργά το απόγευμα. Ο Pereira (1992) πρότεινε μια γραμμική σχέση του  $\alpha$

με την ροή αισθητής θερμότητας για χρονικά διαστήματα της τάξης της ώρας. Επίσης έχουν προταθεί μοντέλα που συσχετίζουν την τιμή της παραμέτρου  $a$  με την επιφανειακή αντίσταση  $r_s$ , (Pereira, 2004).

### 2.5.6. Η μέθοδος του Turc (1951)

Η μέθοδος αυτή προτάθηκε από τον Turc (1951) για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής, λαμβάνοντας υπ' όψιν την σχετική υγρασία, και διακρίνοντας, στηριζόμενη στην τιμή που αυτή λαμβάνει τον τρόπο υπολογισμού, σε δύο περιπτώσεις, μία για την περίπτωση που η  $RH < 50\%$ , και σε μία δεύτερη στην οποία η  $RH > 50\%$ . Η μέθοδος απαιτεί την γνώση της τιμής της μέσης ημερήσιας εισερχόμενης πυκνότητας ροής της (μικρού μήκους) ακτινοβολίας, καθώς και της τιμής της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας. Η μαθηματική έκφραση της σχέσης είναι,

$$ET_o = 0.013 \frac{T}{T+15} (R_s + 50), RH > 50\% \quad 2-43$$

$$ET_o = 0.013 \frac{T}{T+15} (R_s + 50) \left( 1 + \frac{50 - RH}{70} \right), RH < 50\%$$

### 2.5.7. Μέθοδος FAO-24 Radiation

Η μέθοδος εκτιμά την ημερήσια τιμή της εξατμισοδιαπνοής (mm/d), χρησιμοποιώντας την εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία, μετρούμενη στις ίδιες μονάδες, mm/d. Η μαθηματική έκφραση της μεθόδου είναι,

$$ET_o = b \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_s \right) - 0.3 \quad 2-44$$

όπου  $b$ , πολυώνυμο, που έχει προταθεί από τους Frevert et al.(1983), και το οποίο δίνεται από τον τύπο,

$$b = 1.066 - 0.13 * 10^{-2} RH_{av} + 0.045 u_d - 0.20 * 10^{-3} RH_{av} u_d - 0.315 * 10^{-4} RH_{av}^2 - 0.11 * 10^{-2} u_d^2 \quad 2-45$$

### 2.5.8. Η μέθοδος Jensen Haise (1963, 1966)

Πρόκειται για μια μέθοδο που χρησιμοποιεί την θερμοκρασία και την εισερχόμενη ακτινοβολία, για να εκτιμήσει την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς. Προϋπόθεση για την

μέθοδο είναι η απουσία οριζόντιας μεταφοράς θερμότητας. Σε διαφορετική περίπτωση η μέθοδος τείνει να υποεκτιμά. Το 1963 ο Jensen πρότεινε την σχέση:

$$ET_r = 0.025(T + 3)R_s \quad 2-46$$

όπου  $ET_r$ , σε mm/day,

$R_s$ , σε mm/day,

$T$ , η μέση ημερήσια θερμοκρασία σε °C,

Το 1965 προτάθηκε η ακόλουθη σχέση,

$$\lambda ET_r = C_T (T - T_x) R_s, \quad 2-47$$

όπου,  $\lambda ET_r$ , σε MJ/m<sup>2</sup>/day,

$R_s$ , σε MJ/m<sup>2</sup>/day,

$T$ , η μέση θερμοκρασία της ημέρας σε °C

$T_x$ , η μέγιστη θερμοκρασία της ημέρας σε °C

$C_T$ , συντελεστής που εξαρτάται από την θερμοκρασία, υπολογίζεται ξεχωριστά για τον κάθε σταθμό και δίνεται από τον ακόλουθο τύπο,

$$C_T = \frac{1}{C_1 + C_2 C_H}, \quad 2-48$$

$$C_1 = 38 - \frac{2z}{305}, \text{ ο συντελεστής διόρθωσης υψομέτρου}$$

$$C_2 = 7.3z, \text{ z, το υψόμετρο του σταθμού}$$

$$C_H = \frac{50}{e_2 - e_1}, \text{ } e_{1,2} \text{ οι τάσεις των κορεσμένων ατμών στην μέση μέγιστη και μέση}$$

ελάχιστη θερμοκρασία του μέσου θερμότερου μήνα του έτους.

Για την περιοχή της Κωπαΐδας έχει προταθεί (Αλεξανδρής, Διδ. Διατριβή, 2003) η μορφή,



$$ET_r = 0.019(T + 6.344)R_s \quad 2-49$$

### 2.5.9. Μέθοδος Makkink (1957)

Η μέθοδος Makkink (1957), έχει εφαρμογή στα ψυχρά και υγρά κλίματα ενώ στα ξηρά δεν έχει τόσο καλή εφαρμογή. Η σχέση που δίνει την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς (γρασίδι) σύμφωνα με αυτή την μέθοδο είναι

$$ET_o = 0.61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_s - 0.12 \quad 2-50$$

Όπου,  $\Delta$  η κλίση της καμπύλης των κορεσμένων υδρατμών, kPa/°C

$\gamma$  η ψυχομετρική σταθερά, σε kPa/°C,

$R_s$ , η μικρού μήκους (ηλιακή) εισερχόμενη ακτινοβολία, MJ/m<sup>2</sup>/day

### 2.5.10. Η μέθοδος Thornthwaite (1948)

Η μέθοδος Thornthwaite είναι μια εμπειρική μέθοδος που χρησιμοποιεί μόνο την θερμοκρασία για να υπολογίσει την μηνιαία εξατμισοδιαπνοή αναφοράς. Είναι μια ιδιαίτερα επιτυχημένη μέθοδος αν λάβει κανείς υπ' όψιν του ότι χρησιμοποιεί σαν μοναδική μεταβλητή την θερμοκρασία. Η συγκεκριμένη μεταβλητή είναι από τις πιο εύκολα μετρούμενες και για αυτό το λόγο και είναι διαθέσιμη σχεδόν σε όλους τους μετεωρολογικούς σταθμούς. Ο μαθηματικός τύπος είναι:

$$ET_o = 16 \left( \frac{N}{12} \right) \left( \frac{m}{30} \right) \left( \frac{10T_m}{I} \right)^\alpha \quad 2-51$$

όπου  $ET_o$ , η εξατμισοδιαπνοή του μήνα σε mm/month,

$N$ , η μέση μηνιαία θεωρητική ηλιοφάνεια, h

$m$ , ο αριθμός των ημερών του μήνα,

$T_m$ , η μέση θερμοκρασία του μήνα, °C

$\alpha$ , εκθέτης που δίνεται από την σχέση,

$$\alpha = 6.75 * 10^{-7} I^3 - 7.71 * 10^{-5} I^2 + 1.79 * 10^{-2} I + 0.49 \quad 2-52$$

I, ο θερμικός δείκτης που εξαρτάται από την θερμοκρασία και των δώδεκα μηνών, και δίνεται από την σχέση,

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left( \frac{T_{im}}{5} \right)^{1.514} \quad 2-53$$

Τροποποιήσεις της σχέσης έχουν προταθεί στην βιβλιογραφία (π.χ. Camargo 1999).

Οι Pereira and Pruitt (2004) έχουν επίσης προτείνει, τροποποιημένη, την παραπάνω μέθοδο λαμβάνοντας υπ όψιν την θεωρητική διάρκεια της ηλιοφάνειας μιας ημέρας. Συγκεκριμένα η μέθοδος χρησιμοποιεί μια συνάρτηση της θερμοκρασίας που σταθμίζεται με την θεωρητική διάρκεια της ηλιοφάνειας. Η διερεύνησή της έχει γίνει με δεδομένα από λυσίμετρα από το Davis (CA) και από την περιοχή Piracicaba, SP, Brazil. Εκτιμήσεις της μεθόδου PM-56 έχουν επίσης ληφθεί υπ' όψιν. Οι εκτιμήσεις της τροποποιημένης μεθόδου είναι ημερήσιες και η επιτυχία της είναι συγκρίσιμη με αυτή της PM-56 αλλά με μεγαλύτερη διασπορά στις εκτιμήσεις της. Η εφαρμογή της είναι σε ξηρές κλιματικές περιοχές όπου η αρχική μέθοδος (με την χρήση του μέσου όρου της μηνιαίας θερμοκρασίας) υποεκτιμούσε την δυνητική εξατμισοδιαπνοή είναι βελτιωμένη αλλά η υποεκτίμηση εξακολουθεί.

### 2.5.11. Η μέθοδος Linacre (1977)

Ο Linacre το 1977, πρότεινε την ακόλουθη σχέση που δίνει την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς σε συνάρτηση με την θερμοκρασία και την θερμοκρασία δρόσου είναι,

$$ET_o = \frac{500 \frac{T_m + 0.006z}{100 - \phi} + 1.5(T - T_d)}{80 - T} \quad 2-54$$

όπου,  $ET_o$ , η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς,

$T_m$ , η μέση θερμοκρασία σε °C,

$T_d$ , η θερμοκρασία δρόσου σε °C,

$\phi$ , το γεωγραφικό πλάτος

$z$ , το υψόμετρο σε m.

Το 1992, ο ίδιος πρότεινε μια απλοποιημένη σχέση για την εξίσωση Penman Monteith, για την εκτίμηση της δυνητικής ημερήσιας εξατμισοδιαπνοής,  $ET_p$ , mm/day,

$$ET_p = (0.015 + 4 \cdot 10^{-4} T_m + 10^{-6} z) \left[ \frac{380(T + 0.006z)}{84 - |\phi|} - 40 + 4u_2 (T - T_{dew}) \right] \quad 2-55$$

όπου  $T_m$ , η μέση ημερήσια θερμοκρασία σε °C,

$z$  το υψόμετρο σε m,

$\phi$ , το γεωγραφικό πλάτος σε μοίρες

$u_2$ , η ταχύτητα του ανέμου σε m/sec, μετρούμενη σε ύψος δύο μέτρων

$T_{dew}$ , η θερμοκρασία δρόσου σε °C,

Η παραπάνω σχέση λαμβάνει τιμή ίση με μηδέν στην περίπτωση που δώσει αρνητική τιμή, μετά την αντικατάσταση σε αυτή των τιμών των μεταβλητών της. Έχει εφαρμογή σε γεωγραφικά πλάτη από -60°, έως +60°.

### 2.5.12. Η εξίσωση του Haude

Ο Haude (1952) ανέπτυξε μια εμπειρική σχέση, παρόμοια με την εξίσωση του Albrecht, για τον υπολογισμό της μέγιστης δυνατής εξατμισοδιαπνοής καλλιέργειας. Η σχέση αυτή χρησιμοποιώντας έναν εμπειρικό συντελεστή,  $f$ , και με μία μόνο μέτρηση την ημέρα εκτιμούσε την ημερήσια εξατμισοδιαπνοή, mm/d. Η σχέση έχει ως ακολούθως,

$$ET_p = f(e_s^{14} - e^{14}) \quad 2-56$$

όπου  $ET_p$ , η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς σε mm/d,

$f$  ο εμπειρικός συντελεστής (συντελεστής Haude)

$e_s^{14}$ , η κορεσμένη πίεση των υδρατμών στην θερμοκρασία που παρατηρείται στις 14:00 τοπική ώρα, σε hPa

$e^{14}$ , η πραγματική πίεση των υδρατμών που παρατηρείται στις 14:00 τοπική ώρα, σε hPa.

Το 1978, ο Heger, τροποποίησε την σχέση αυτή ως προς τους συντελεστές της ώστε να εκτιμά την ωριαία εξατμισοδιαπνοή.

Το 1994 ο Lormeier, τροποποίησε την σχέση ως προς τον συντελεστή της ώστε να εκτιμά την εξάτμιση και την διαπνοή χωριστά αλλά για μη δυνητικές συνθήκες.

## **2.6. Η μέθοδος Copais για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς**

Η μέθοδος Copais (Alexandris and Kerkides, 2003), είναι μια εμπειρική μέθοδος που εκτιμά την ωριαία εξατμισοδιαπνοή αναφοράς (grass), με την χρήση τριών μετεωρολογικών μεταβλητών, αντί των τεσσάρων που απαιτούνται για την μέθοδο Penman Monteith. Είναι η μοναδική εμπειρική μέθοδος που κάνει μια τέτοια εκτίμηση σε ωριαία βάση. Οι προαναφερθείσες εμπειρικές μέθοδοι εκτιμούν χρονικά διαστήματα ίσα ή μεγαλύτερα της ημέρας. Για την μέθοδο Copais απαιτείται, η εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία,  $R_s$ , η θερμοκρασία,  $T$ , και η σχετική υγρασία,  $RH(\%)$ . Η απαίτηση της μεθόδου για λιγότερα δεδομένα είναι ένα από τα βασικά της πλεονεκτήματα, μια και συνήθως η ύπαρξη όλων των μετρήσεων που απαιτεί η Penman Monteith, ικανοποιείται σε πολύ λίγους μετεωρολογικούς σταθμούς. Η γενική ιδέα σε αυτή την μέθοδο είναι ότι οι τρεις προηγούμενες μεταβλητές συνδυαζόμενες ανά δύο σε αντίστοιχα πολυώνυμα μπορούν να περιγράψουν την διασπορά των τιμών της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς, όπως αυτές εκτιμώνται σε ωριαία βάση, από την μέθοδο ASCE Penman Monteith. Οι θεωρούμενοι συνδυασμοί των μεταβλητών είναι  $(R_s, T)$  &  $(R_s, RH)$ . Τα δύο αυτά πολυώνυμα, συνδυαζόμενα στην συνέχεια, δίνουν την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Τα δεδομένα με τα οποία βαθμονομήθηκαν οι σχέσεις (πολυώνυμα) προέρχονται από τον πειραματικό αγρό του ΓΠΑ στην περιοχή Αλιάρτου Κοπαΐδας. Η λειτουργία του εν λόγω σταθμού διήρκεσε από το 1992 έως το 1995, και οι καταγραφείσες ωριαίες τιμές των μετεωρολογικών μεταβλητών αλλά και των εκτιμήσεων της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (grass) με την μέθοδο Penman Monteith, χρησιμοποιήθηκαν για την βαθμονόμηση των σχέσεων (1993) και την, στην συνέχεια, επαλήθευσή τους (1992, 1994, 1995). Προς τον ίδιο σκοπό (επαλήθευση των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής σχέσης) χρησιμοποιήθηκαν και δεδομένα από τον σταθμό Davis, Ca, του δικτύου CIMIS (California Irrigation Management & Information System), το οποίο αποτελείται από 120 αυτόματους μετεωρολογικούς σταθμούς και προμηθεύει με δεδομένα και εκτιμήσεις σε οποιονδήποτε εγγεγραμμένο χρήστη. Το προαναφερθέν σύστημα είναι αναγνωρισμένο για την αξιοπιστία του και είναι αποδεκτό

από την παγκόσμια επιστημονική κοινότητα, ενώ η προσφορά του στην έρευνα έχει αναγνωρισθεί σε πλειάδα επιστημονικών δημοσιεύσεων. Σημειώνεται ότι το γεωγραφικό πλάτος του σταθμού Davis είναι το ίδιο με της Κωπαΐδας, χαρακτηρίζεται δε από το ίδιο κλίμα. Η βάση δεδομένων που παρείχε όλα τα στοιχεία για την μέθοδο, περιείχε και εκτιμήσεις για την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς η οποία επανυπολογίστηκε από το ίδιο λογισμικό που χρησιμοποιήθηκε και για τις εκτιμήσεις στην Κωπαΐδα, και έτσι διαπιστώθηκε η αξιοπιστία των εκτιμήσεων για την Κωπαΐδα.

Η μέθοδος για την προσαρμογή των δεδομένων στις μαθηματικές σχέσεις, δηλαδή για την εκτίμηση των τιμών των συντελεστών των πολυωνύμων ήταν η μέθοδος των ελαχίστων τετραγώνων εξασφαλίζοντας ότι το άθροισμα των τετραγώνων της απόκλισης από την περιγραφόμενη τάση της επιφάνειας, είναι το ελάχιστο, (Draper and Smith, 1981; Shasua and Toelg, 1997; Gallier, 2000). Χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα του έτους 1993 του πειραματικού αγρού, που ήταν και το πιο ολοκληρωμένο από πλευράς παρατηρήσεων, με καταγεγραμμένες και κατάλληλες για χρήση 8040 ωριαίες τιμές των απαιτούμενων μετεωρολογικών μεταβλητών τόσο για την εκτίμηση των συντελεστών όσο και για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την μέθοδο ASCE Penman Monteith.

Τα πολυώνυμα που προτείνονται είναι, για τον συνδυασμό  $R_s$ , RH:

$$ET_o = f(R_s, RH) = A_o + A_1RH + A_2RH^2 + A_3R_s + A_4R_sRH + A_5R_s^2 \quad 2-57$$

με συντελεστές,  $A_o=0.27452$ ,  $A_1=-6.040 \cdot 10^{-3}$ ,  $A_2=3.252 \cdot 10^{-5}$ ,  $A_3=0.232$ ,  $A_4=-1.095 \cdot 10^{-3}$ ,  $A_5=-3.572 \cdot 10^{-3}$

και για τον συνδυασμό  $R_s$ , T,

$$ET_o = g(R_s, T) = B_o + B_1T + B_2T^2 + B_3R_s + B_4R_sT + B_5R_s^2 \quad 2-58$$

Οι συντελεστές του παραπάνω πολυωνύμου όπως προσδιορίστηκαν με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων και για τα δεδομένα του έτους 1993, του Πειραματικού αγρού του ΓΠΑ είναι,

$B_o=4.671 \cdot 10^{-3}$ ,  $B_1=-2.422 \cdot 10^{-3}$ ,  $B_2=1.645 \cdot 10^{-4}$ ,  $B_3=0.1364$ ,  $B_4=3.655 \cdot 10^{-3}$ ,

$B_5=-1.246 \cdot 10^{-2}$ .

Οι συγγραφείς που προτείνουν την μέθοδο αυτή υποστήριξαν στην συνέχεια ότι η αλληλεπίδραση των  $R_s$  &  $T$  είναι εξίσου σημαντική με την αλληλεπίδραση των  $R_s$  &  $RH$ , όπως αυτές εκφράζονται από τις αντίστοιχες συναρτήσεις, δηλαδή από τις  $g(R_s, T)$  &  $f(R_s, RH)$ . Ο συνδυασμός των δύο προηγούμενων θεωρώντας ότι έχουν το ίδιο βάρος στην τελική εκτίμηση, δίνει και την οριστική μορφή στην εμπειρική εξίσωση,

$$ET_o = h(f(R_s, RH), g(R_s, T)) =$$

$$= C_o + C_1RH + C_2T + C_3RH^2 + C_4T^2 + C_5R_s + \frac{R_s}{2}(C_6RH + C_7T) + C_8R_s^2 \quad 2-59$$

όπου  $ET_o$ , η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς, σε mm/h,

$RH$  η σχετική υγρασία (%),

$R_s$ , η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία σε MJ/m<sup>2</sup>/h

$T$ , η θερμοκρασία σε °C.

Οι συντελεστές της νέας εξίσωσης διαμορφώνονται ως εξής,

$$C_o = \frac{A_o + B_o}{2}, C_1 = \frac{A_1}{2}, C_2 = \frac{B_1}{2}, C_3 = \frac{A_2}{2}, C_4 = \frac{B_2}{2}, C_5 = \frac{A_3 + B_3}{2},$$

$$C_6 = A_4, C_7 = B_4, C_8 = \frac{A_5 + B_5}{2} \quad 2-60$$

ή μετά από τις αντικαταστάσεις για τις τιμές των  $A_i, B_i$ ,

$$C_o = 0.1396, C_1 = -3.019 \cdot 10^{-3}, C_2 = -1.2109 \cdot 10^{-3}, C_3 = 1.626 \cdot 10^{-5},$$

$$C_4 = 8.224 \cdot 10^{-5}, C_5 = 0.1842, C_6 = -1.095 \cdot 10^{-3}, C_7 = 3.655 \cdot 10^{-3}, C_8 = -4.442 \cdot 10^{-3}$$

Η στατιστική ανάλυση των εκτιμήσεων για όλες τις μεθόδους και όλους τους σταθμούς, έδειξε την αξιοπιστία της μεθόδου. Οι εκτιμήσεις της Copais χαρακτηρίζονται από μεγάλη διασπορά λόγω του εμπειρικού της χαρακτήρα. Η ομοιόμορφη διασπορά παρ' όλα αυτά δίνει καλές αθροιστικές εκτιμήσεις για μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα. Παρατηρείται καλύτερη προσαρμογή για την καλοκαιρινή περίοδο.

**Πίνακας 10 Στατιστικά μεγέθη για τις διαφορές των μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση της μεθόδου Coprais από την μέθοδο ASCE PM. Το ιδιαίτερα χαμηλό μέσο σφάλμα της μεθόδου Coprais εξηγείται από την ομοιόμορφη διασπορά των εκτιμήσεών της. Μ.Ο. είναι ο μέσος όρος των σφαλμάτων, Δ.Ε. το διάστημα εμπιστοσύνης.**

Μέθοδος	Μ.Ο.	Δ.Ε. - 95%	Δ.Ε. +95%	Άθροισμα	Min	Max	Εύρος	Τυπική απόκλιση
FAO-56 PM	-0.0061	- 0.0063	- 0.0059	-156.4	-0.118	0.159	0.277	0.018
PEN- CIMIS	0.0058	0.0055	0.0060	148.1	-0.163	0.209	0.372	0.021
PEN- 1963	0.0119	0.0117	0.0121	304.7	-0.097	0.291	0.288	0.017
PEN- 1982	0.0016	0.0013	0.0019	41.2	-0.152	0.257	0.409	0.021
COPAIS	0.0007	0.0002	0.0011	17.5	-0.424	0.150	0.573	0.034

Συμπεραίνεται επομένως ότι, η μέθοδος είναι αξιόπιστη και με την αξιοποίηση των τριών από τις τέσσερις μετεωρολογικές μεταβλητές (δεν χρησιμοποιεί την ταχύτητα του ανέμου), δίνει αποδεκτές εκτιμήσεις, συγκρίσιμες με τις πιο έγκυρες, θεωρητικές, και πιο απαιτητικές σε δεδομένα μεθόδους, όπως την FAO-56 PM, και τις παραλλαγές της μεθόδου Penman. Τέλος υπογραμμίζεται ότι είναι η μοναδική εμπειρική μέθοδος που εκτιμά ωριαία την τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς, και έχει τύχει αναφοράς σε πολυάριθμες ερευνητικές εργασίες (Trinh et al. 2013, Huo et al. 2012, Xystrakis & Matzarakis 2011, Trajkovic S. 2010, Aytek 2009, Zhou et al. 2009, Windmoser 2009, Perez et al. 2008, Popova et al. 2006), 51 σύμφωνα με το <http://scholar.google.gr/citations> την 21-1-2015.



### **3. Η νέα εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς**

Η εμπειρική εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής για χρονικά διαστήματα μεγαλύτερα ή ίσα της ημέρας, όπως έχει ήδη αναφερθεί, έχει γίνει αντικείμενο εκτενούς έρευνας και πολυάριθμες μέθοδοι έχουν προταθεί στην βιβλιογραφία, οι σημαντικότερες από τις οποίες αναφέρονται στην παρούσα εργασία. Δεν συμβαίνει το ίδιο για τις ωριαίες εκτιμήσεις της τιμής της, η οποία εκτιμάται μόνο με θεωρητικές μεθόδους με εξαίρεση την μέθοδο Copais (Alexandris and Kerkides, 2003). Στην παρούσα διατριβή προτείνεται μια νέα εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την χρήση δύο μετεωρολογικών μεταβλητών, της εισερχόμενης μικρού μήκους ακτινοβολίας ( $R_s$ ), και της σχετικής υγρασίας της ατμόσφαιρας (RH, %), δηλαδή του μέτρου του κορεσμού της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς. Στην εμπειρική μέθοδο που προτείνεται λαμβάνεται υπ' όψιν η θεωρητική διάρκεια της ημέρας (daylight duration). Για την εκτίμησή της επίσης διερευνάται η σχέση του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και του αντίστροφου το φυσικού λογάριθμου της σχετικής υγρασίας της ατμόσφαιρας.

#### **3.1. Η μικρού μήκους ακτινοβολία ( $R_s$ ).**

Η ηλιακή ακτινοβολία δίνει την ενέργεια που χρειάζονται τα μόρια του νερού για να ξεφύγουν από τις ελκτικές δυνάμεις που τα συγκρατούν στην υγρή φάση και να μεταβούν στην αέρια υπό την μορφή υδρατμών. Καθώς τα μόρια του νερού δέχονται την ηλιακή ακτινοβολία και αυξάνουν με αυτό τον τρόπο την κινητική τους ενέργεια, γίνεται όλο και πιο εύκολο να υπερνικήσουν τις ελκτικές δυνάμεις που τα γειτονικά τους μόρια ασκούν σε αυτά. Θεωρώντας τα μόρια που είναι κοντά στην επιφάνειά του και κινούνται με κατεύθυνση προς την διαχωριστική επιφάνεια υγρής και αέριας φάσης, κάποια από αυτά θα χαρακτηρίζονται από κινητική ενέργεια ικανή να τους επιτρέψει την έξοδό τους από την μάζα του νερού προς την ατμόσφαιρα ενώ κάποια άλλα που επίσης κινούνται προς την διαχωριστική επιφάνεια δεν θα κατορθώσουν να εξέλθουν από αυτή γιατί η κινητική τους ενέργεια δεν επαρκεί για κάτι τέτοιο. Καθώς η ηλιακή ακτινοβολία προσλαμβάνεται από το μόρια του νερού, η κινητική τους ενέργεια αυξάνεται,

επιτρέποντας έτσι σε όλο και περισσότερα μόρια να εξατμισθούν. Τα μόρια που εξέρχονται μεταβαίνουν στην αέρια φάση την ίδια στιγμή που άλλα μόρια νερού ήδη ευρισκόμενα στην αέρια φάση και κινούμενα τυχαία προσκρούουν στην διαχωριστική επιφάνεια της υγρής και της αέριας φάσης και επανέρχονται στην υγρή φάση απελευθερώνοντας ενέργεια. Όταν το καθαρό αποτέλεσμα των δύο αυτών αλληλοαναιρούμενων διεργασιών είναι η αύξηση των μορίων υδρατμών στην ατμόσφαιρα τότε συμβαίνει το φαινόμενο της εξάτμισης (δαπανάται ενέργεια για την πραγματοποίηση της διεργασίας), όταν μειώνονται συμβαίνει το αντίστροφο φαινόμενο, αυτό της συμπύκνωσης (η διεργασία της συμπύκνωσης αποδίδει ενέργεια στην ατμόσφαιρα) ενώ όταν τα μόρια που εισέρχονται είναι ίσα με τα μόρια που εξέρχονται η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε ισορροπία, και ονομάζεται κορεσμένη.

Ο Mayer, (1989), έδειξε ότι η μικρού μήκους εισερχόμενη ακτινοβολία μαζί με την σχετική υγρασία είναι οι πιο σημαντικές παράμετροι για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Η διαπίστωση αυτή στηρίχθηκε στην εκτίμηση γνωστών τιμών της ΕΤ<sub>0</sub>, με την εισαγωγή τυχαίων και συστηματικών σφαλμάτων στις μετεωρολογικές μεταβλητές που χρησιμοποιούνται για την εκτίμησή της, και συγκεκριμένα στην ταχύτητα του ανέμου, στην θερμοκρασία, στην σχετική υγρασία και στην μικρού μήκους ακτινοβολία. Το σφάλμα στην εκτίμηση ήταν ελάχιστο για την ταχύτητα του ανέμου και μέγιστο για την μικρού μήκους ακτινοβολία. Παρόμοιες διαπιστώσεις έχουν διατυπωθεί και από άλλους ερευνητές, όπως οι Saxton (1975), Hidalgo (2005), Gong et al. (2006), και Xu et al. (2006).

### **3.2. Η σχετική υγρασία (RH%).**

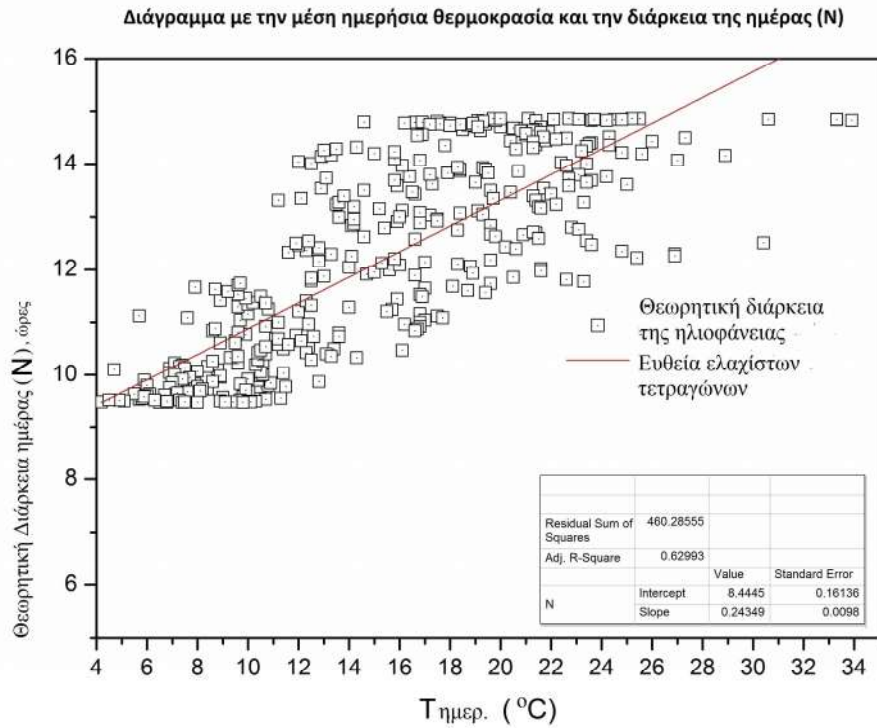
Το σημείο στο οποίο η ατμόσφαιρα ισορροπεί εξαρτάται από τις συνθήκες που επικρατούν. Η θερμοκρασία, η πίεση και η υγρασιακή της κατάσταση καθορίζουν την ικανότητά της να συγκρατεί υδρατμούς και θέτουν ένα άνω όριο σε αυτή την ικανότητα. Η σχετική υγρασία μας πληροφορεί πόσο κοντά είμαστε στο όριο αυτό και σε συνδυασμό με την θερμοκρασία μπορεί να μας πληροφορήσει για τα απόλυτα μεγέθη του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας. Η σημασία της σχετικής υγρασίας στην εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς έχει διαπιστωθεί σε

πολυάριθμες έρευνες όπως, Xu et al. (2006), Gong et al. (2006). Ο Irmak (2006) διαπιστώνει ότι η ευαισθησία της εξίσωσης ASCE PM στο έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας, από το οποίο εξαρτάται η σχετική υγρασία, είναι μεγαλύτερη σε σχέση με όλες τις υπόλοιπες μετεωρολογικές μεταβλητές που εξετάζει (ταχύτητα ανέμου, μικρού μήκους ακτινοβολία, κλπ).

### **3.3. Η διάρκεια της ημέρας (N)**

Η απουσία μετρήσεων θερμοκρασίας ή αμφίβολες μετρήσεις θερμοκρασίας, μπορούν εν μέρει να υποκατασταθούν από μεγέθη που δεν χρειάζονται μέτρηση, δηλαδή από μη μετεωρολογικές μεταβλητές, οι οποίες μπορούν να εκτιμηθούν υπολογιστικά με χρήση μαθηματικών μοντέλων ή να παρθούν οι τιμές τους από πίνακες. Μια τέτοια θεώρηση φυσικά δεν μπορεί να πληροφορήσει για την τιμή της μεταβλητής (θερμοκρασία) κατά το χρονικό διάστημα που εκτιμάται η εξατμισοδιαπνοή, αλλά μπορεί να δώσει μια εικόνα για την αναμενόμενη τιμή της ή για την θέση που έχει στον παρατηρούμενο μέσο ετήσιο κύκλο μεταβολής. Ο ετήσιος κύκλος της μεταβολής της θερμοκρασίας χαρακτηρίζεται από χαμηλές θερμοκρασίες κατά την διάρκεια του χειμώνα και από υψηλές κατά την διάρκεια του καλοκαιριού με ενδιάμεσες μεταβατικές περιόδους.

Με πολύ μεγάλη συντομία ισχύει ότι, στο βόρειο ημισφαίριο, εξαιτίας της γωνίας που σχηματίζει το επίπεδο της τροχιάς της γης με τον ουράνιο ισημερινό (λόξωση της εκλειπτικής,  $23.5^\circ$ ), παρατηρείται εποχική μεταβολή της θερμοκρασίας της επιφάνειάς της, με τις πιο θερμές περιόδους να χαρακτηρίζονται από θετικές τιμές της απόκλισης (declination,  $\delta$ ), μεγαλύτερες γωνίες πρόσπτωσης της ακτινοβολίας του ήλιου στην επιφάνεια της γης και μεγαλύτερη διάρκεια ημέρας, ενώ οι πιο ψυχρές περιόδοι χαρακτηρίζονται από αρνητικές τιμές της απόκλισης, μικρότερες γωνίες πρόσπτωσης και μικρότερες διάρκειες ημέρας. Κατ' αυτόν τον τρόπο γίνεται φανερό ότι η διάρκεια της ημέρας μπορεί να πληροφορήσει για την αναμενόμενη τιμή της θερμοκρασίας και με αυτό τον τρόπο να είναι χρήσιμη σε μια εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής.

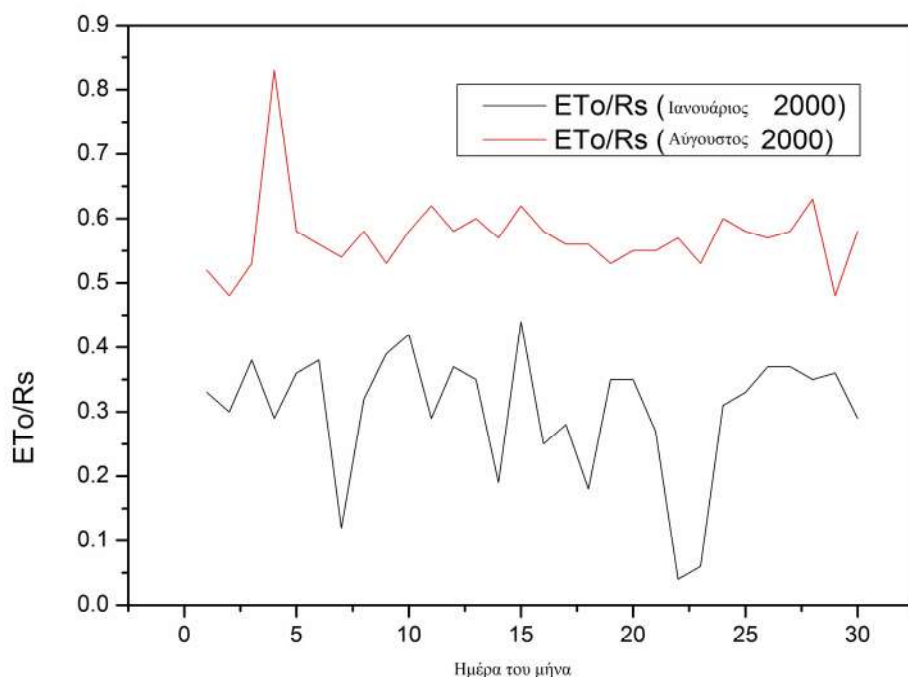


**Σχήμα 9** Διάγραμμα της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας ( $T_{\text{daily}}$ ,  $^{\circ}\text{C}$ ), και της διάρκειας της ημέρας ( $N$ ). Οι δύο ποσότητες έχουν θετική συσχέτιση.

Στο Σχήμα 9, διακρίνεται η θετική συσχέτιση που υπάρχει ανάμεσα στις τιμές των δύο ποσοτήτων. Είναι φανερό ότι για μεγαλύτερες τιμές της διάρκειας της ημέρας έχω κατά μέσο όρο μεγαλύτερες τιμές ημερήσιας θερμοκρασίας. Η διασπορά που παρατηρείται οφείλεται σε καιρικά φαινόμενα όπως είσοδος ψυχρών ή θερμών αερίων μαζών, τα οποία επίσης επηρεάζουν. Με βάση την γραμμική εξίσωση ελαχίστων τετραγώνων που προσαρμόστηκε στα δεδομένα (Davis, 2000) το 64% της διασποράς εξηγείται από την εξίσωση ενώ το υπόλοιπο αποδίδεται σε άλλους παράγοντες μη συμπεριλαμβανομένους.

Η μαθηματική μορφή που χρησιμοποιείται για την θεωρητική διάρκεια της ημέρας  $f(N)$ , είναι το κλάσμα της διάρκειας σε σχέση με το 24ωρο π.χ. για μία 12ωρη θεωρητική διάρκεια ημέρας η τιμή της  $fN$  θα είναι 0.5 ( $=12/24$ ). Η  $fN_{\text{min}}$  είναι η ελάχιστη τιμή της  $fN$  στην διάρκεια του έτους. Η ποσότητα  $[1+fN-fN_{\text{min}}]$  σταθμίζει εκθετικά την μέτρηση της μικρού μήκους εισερχόμενης ακτινοβολίας. Έτσι για ίδιες τιμές της μικρού μήκους ακτινοβολίας αλλά διαφορετικές θεωρητικές διάρκειες της ημέρας θα παρατηρούνται διαφορετικές συνεισφορές στην εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Μια τέτοια

στάθμιση θα δώσει ένα λόγο  $ET_0/R_s$  μεγαλύτερο για μεγαλύτερες τιμές της θεωρητικής διάρκειας της ηλιοφάνειας. Είναι γνωστό ότι οι μεγαλύτερες διάρκειες της θεωρητικής ηλιοφάνειας παρατηρούνται το καλοκαίρι οπότε παρατηρούνται και οι μεγαλύτερες τιμές στον λόγο  $ET_0/R_s$ , πχ στον αγρομετεωρολογικό σταθμό του Davis την 16-1-2000 στις 14:00 μετρήθηκαν  $301 \text{ W/m}^2$  και η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς εκτιμήθηκε με την ASCE-PM στα  $0.22 \text{ mm}$ , ενώ την 19-6-2000 μετρήθηκε  $318 \text{ W/m}^2$  και  $0.39 \text{ mm}$  εξατμισοδιαπνοή αναφοράς. Ο λόγος  $ET_0/R_s$  την 16-1-200 ήταν  $0.49$  ενώ την 19-6 ήταν  $0.81$ . Όμοιες παρατηρήσεις μπορούν να γίνουν και για το Σχήμα 10 στο οποίο φαίνονται οι τιμές του λόγου των εκτιμήσεων της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την ASCE PM (2005), σε  $\text{mm}$ , προς τις αντίστοιχες μετρήσεις της μικρού μήκους εισερχόμενης ακτινοβολίας, επίσης σε  $\text{mm}$  και για τους μήνες Ιανουάριο και Αύγουστο του 2000 (έτος με τα δεδομένα του οποίου βαθμονομήθηκε η εμπειρική σχέση). Τον Ιανουάριο, μήνα με μικρότερη θεωρητική διάρκεια ηλιοφάνειας σε σχέση με τον Αύγουστο παρατηρούνται και οι μικρότεροι λόγοι  $ET_0/R_s$  σε σχέση με αυτούς που παρατηρούνται τον Αύγουστο.



**Σχήμα 10** Στο σχήμα φαίνεται ο λόγος  $ET_0/R_s$ , για τον σταθμό Davis και το έτος 2000, για τους μήνες Ιανουάριο και Αύγουστο. Παρατηρούνται υψηλότεροι λόγοι το καλοκαίρι σε σχέση με τον χειμώνα.

Παρόμοιες παρατηρήσεις έχουν γίνει στο παρελθόν από συγγραφείς που εξέτασαν το φαινόμενο π.χ. οι Jensen & Haise (1963) πρότειναν μια γραμμική σχέση που συνδέει τον λόγο  $ET_0/R_s$  με την θερμοκρασία. Με αυτό τον τρόπο μεγαλύτερες θερμοκρασίες αντιστοιχούν σε μεγαλύτερες τιμές της δυνητικής εξατμισοδιαπνοής, όταν παρατηρούνται παρόμοιες πυκνότητες ροής μικρού μήκους ακτινοβολίας. Κατά τον ίδιο τρόπο είναι δυνατόν να σταθμισθεί η μικρού μήκους ακτινοβολίας με την διάρκεια της ημέρας με μια εκθετική και όχι γραμμική συνάρτηση. Η διάρκεια της ημέρας όπως δείχθηκε συσχετίζεται με την αναμενόμενη τιμή της θερμοκρασίας και μια αύξησή της ακολουθεί μια αντίστοιχη αύξηση της θερμοκρασίας.

### **3.4. Η σχέση ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και σχετικής υγρασίας.**

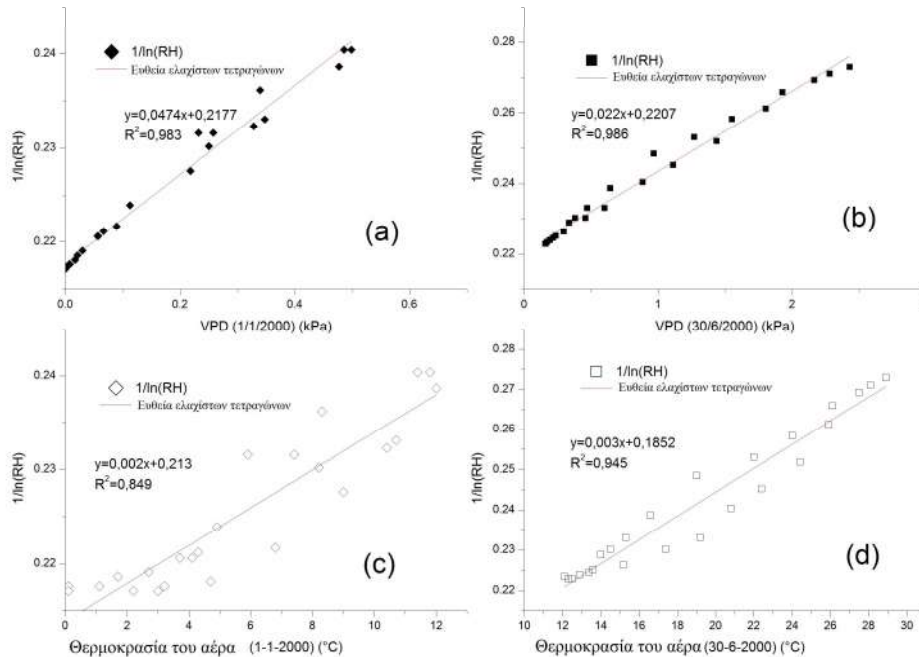
Στην μέθοδο που προτείνεται χρησιμοποιείται η σχέση του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας με την σχετική υγρασία στηριζόμενη στην παρατήρηση του Allen (1996) που έχει επιβεβαιωθεί από πολυάριθμες μετρήσεις και εργασίες, ότι η περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς κατά την διάρκεια της ημέρας παραμένει λίγο έως πολύ σταθερή, με μικρές έως αμελητέες διακυμάνσεις. Οι παρατηρούμενες μεταβολές στην τιμή της σχετικής υγρασίας οφείλονται στην μεταβολή της τιμής της τάσης των κορεσμένων ατμών της ατμόσφαιρας που, σύμφωνα με την εξίσωση [1-17](#) (σχέση του Tetens), είναι εκθετική συνάρτηση της θερμοκρασίας του αέρα.

Μια αύξηση της θερμοκρασίας όπως αυτή που παρατηρείται μετά την ανατολή του ήλιου, στην διάρκεια της ημέρας θα αυξήσει την τάση των κορεσμένων υδρατμών της ατμόσφαιρα επομένως η ατμόσφαιρα θα είναι σε θέση να συγκρατήσει περισσότερους υδρατμούς. Με την περιεκτικότητά της σε υδρατμούς (περίπου) σταθερή θα αυξηθεί το έλλειμμα κορεσμού της και θα μειωθεί η σχετική της υγρασία δηλαδή ο λόγος της πραγματικής τάσης των υδρατμών στην ατμόσφαιρα προς την τάση των κορεσμένων υδρατμών στην δεδομένη θερμοκρασία. Κατ' αυτόν τον τρόπο η ποσότητα  $1/\ln(RH)$ , σχετίζεται τόσο με την θερμοκρασία ( $T$ ) όσο και με το έλλειμμα κορεσμού ( $VPD$ ) της ατμόσφαιρας.

Το έλλειμμα κορεσμού περιέχεται στον αεροδυναμικό όρο της εξίσωσης PM. Ο αεροδυναμικός όρος εκφράζει την αποξηραντική ικανότητα της ατμόσφαιρας. Είναι σημαντικότερος σε ξηρά κλίματα παρά σε υγρά.

Στο Σχήμα 11 φαίνεται το διάγραμμα διασποράς για την σχέση του ελλείμματος κορεσμού (a, b) και της θερμοκρασίας (c, d) με τον όρο  $1/\ln(RH)$  για ωριαίες τιμές που λήφθηκαν από τον σταθμό Davis, για δύο ημέρες, την 1/1/2000 (a, c) για την ψυχρή περίοδο και την 30/6/2000 (b, d) για την θερμή περίοδο. Σε κάθε ένα από τα τέσσερα διαγράμματα έχει προσαρμοσθεί στα δεδομένα, με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, η αντίστοιχη ευθεία. Για το γραμμικό μοντέλο που χρησιμοποιήθηκε

υπολογίσθηκαν οι συντελεστές της εξίσωσης και ο συντελεστής προσδιορισμού. Το γραμμικό μοντέλο δείχνει μια πολύ καλή προσαρμογή στα δεδομένα του σταθμού για τις αντίστοιχες ημέρες. Επίσης προσαρμόσθηκαν μη γραμμικά μοντέλα στα δεδομένα (πολυωνυμικό β' βαθμού) και έδωσαν παρόμοιες τιμές για τον συντελεστή προσδιορισμού. Για αυτό το λόγο επιλέχθηκε το πιο απλό γραμμικό μοντέλο.



**Σχήμα 11.** Διαγράμματα διασποράς για την σχέση ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (*VPD*, συμπαγή σύμβολα) και θερμοκρασίας (*T*) (κενά σύμβολα) με τον όρο  $1/\ln(RH)$  για ωριαία δεδομένα από τον σταθμό Davis την 1/1/2000 (ρόμβοι) και την 30/6/2000 (τετράγωνα).

Στο Σχήμα 11 βλέπουμε την συσχέτιση της ποσότητας τόσο με το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας (a, b) όσο και με την θερμοκρασία (c,d). Η ποσότητα  $1/\ln(RH)$  συσχετίζεται και με τις δύο ποσότητες (έλλειμμα κορεσμού και θερμοκρασία). Εξετάζουμε την προσαρμογή των ωριαίων δεδομένων του ελλείμματος κορεσμού και της συνάρτησης της σχετικής υγρασίας,  $1/\ln(RH)$ , για την 1/1/2000 και την 30/6/2000 (Σχήμα 11, a,b). Ο συντελεστής προσδιορισμού για τις δύο ημέρες είναι 0.983 και 0.986 αντίστοιχα που δηλώνει ότι ένα μεγάλο μέρος της διασποράς εξηγείται από το γραμμικό μοντέλο και οι δύο μεταβλητές συσχετίζονται ισχυρά μεταξύ τους. Η τομή με τον άξονα



των  $y$  είναι παρόμοια τόσο την 1/1/2000 ( 0,2177) όσο και την 30/6/2000 (0,2207) με διαφορά ίση με 0.003. Η κλίση της ευθείας παρ όλα αυτά είναι διαφορετική ανάλογα με την περίοδο (ψυχρή – θερμή ) του έτους στην οποία πάρθηκαν οι μετρήσεις. Στην ψυχρή περίοδο παρατηρείται κλίση ίση με 0.0474 ενώ στην θερμή περίοδο η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων είναι 0.022. Η διαφορά στην κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων μεταξύ 1/1/2000 και 30/6/2000 οφείλεται στο μικρότερο εύρος του ελλείμματος κορεσμού που παρατηρείται την 1/1/2000 σε σχέση με το έλλειμμα κορεσμού που παρατηρείται την 30/6/2000. Το εύρος κύμανσης της τιμής της σχετικής υγρασίας δεν επηρεάζεται στον ίδιο βαθμό με αποτέλεσμα να παρατηρείται, για παρόμοιο εύρος κύμανσης της σχετικής υγρασίας και κατά συνέπεια και τη συνάρτηση  $1/\ln(RH)$ , διαφορετικό εύρος κύμανσης της τιμής του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας. Αυτό δίνει τις διαφορετικές τιμές της κλίσης στην ευθεία ελαχίστων τετραγώνων για τα ωριαία δεδομένα του σταθμού Davis την 1/1/2000 και την 30/6/2000.

Τα ωριαία δεδομένα του σταθμού Davis για το έτος 2000 χρησιμοποιήθηκαν για να υπολογισθεί η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ανάμεσα στο έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας ( $VPD$ ) και στις αντίστοιχες τιμές της συνάρτησης  $1/\ln(RH)$  για κάθε μία ημέρα χωριστά. Η μέση τιμή των κλίσεων που υπολογίστηκαν για κάθε ημέρα και για όλο το έτος βρέθηκε ίση με 0,033. Στην συνέχεια για την περίοδο από  $80 < \text{Ιουλιανή ημέρα (DOY)} < 267$ , δηλαδή για την θερμή περίοδο του έτους, υπολογίστηκε η κλίση ίση με 0.028. Ο μέσος όρος των τιμών των κλίσεων για τις υπόλοιπες ημέρες του έτους υπολογίστηκε ίση με 0.039.

Από τις ωριαίες τιμές του σταθμού Davis για το έτος 2000 υπολογίστηκε για την κάθε μία ημέρα ξεχωριστά ο συντελεστής προσδιορισμού ( $R^2$ ) ανάμεσα στο έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και στην συνάρτηση της σχετικής υγρασίας  $1/\ln(RH)$ , και ο μέσος όρος των ημερήσιων τιμών του συντελεστή προσδιορισμού βρέθηκε ίσος με 0,98. Σε πολύ λίγες περιπτώσεις βρέθηκαν ημέρες στις οποίες οι ωριαίες τιμές του ελλείμματος κορεσμού και της ποσότητας  $1/\ln(RH)$ , είχαν συντελεστή προσδιορισμού μικρότερο από 0.9, π.χ. ο συντελεστής προσδιορισμού  $R^2$ , την 19-3-2000 υπολογίστηκε ίσος με 0.82. Σε αυτή την ημέρα διαπιστώθηκε ένα μεγάλο εύρος μεταβολής της υγρασίας της

ατμόσφαιρας ( $e_a$ ). Η μεγάλη μεταβολή οφείλεται στην απότομη αλλαγή των καιρικών συνθηκών το απόγευμα, και συγκεκριμένα στην μεταστροφή των ανέμων από νότιους σε ξηρούς βόρειους με αποτέλεσμα η περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς να μειωθεί. Τέτοια περιστατικά είναι μεμονωμένα και δεν μεταβάλλουν την συνολική εικόνα για όλη την διάρκεια του έτους δηλαδή μικρές μεταβολές στην περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς και πολύ καλή συσχέτιση των μεγεθών που εξετάζονται.

Στην συνέχεια υπολογίστηκε ο συντελεστής προσδιορισμού ( $R^2$ ), για όλη την περίοδο αξιολόγησης της εμπειρικής σχέσης, δηλαδή για τα οκτώ χρόνια του σταθμού Davis που φαίνονται στον πίνακα 12. Τα κριτήρια με βάση τα οποία επιλέχθηκαν, τα έτη αυτά στηρίζονται στις τιμές της μέσης ετήσιας θερμοκρασίας, της μέσης ετήσιας ταχύτητας του ανέμου, της μέσης ετήσιας βροχόπτωσης και τέλος στην επιλογή των δύο συνεχόμενων ετών μετά το 2000 (με τις ωριαίες τιμές του έτους 2000 έγινε η βαθμονόμηση της εμπειρικής σχέσης), δηλαδή των ετών 2001 και 2002. Σε αυτά τα έτη εξετάστηκαν συνολικά 66.911 ωριαίες τιμές, οι οποίες στην συνέχεια διακρίθηκαν στις ωριαίες τιμές για τις ημέρες  $80 < DOY < 267$  (θερμή περίοδος του έτους) και στις υπόλοιπες οι οποίες αντιστοιχούν στην ψυχρή περίοδο του έτους. Για κάθε μία από τις περιόδους υπολογίστηκε η τιμή του συντελεστή προσδιορισμού  $R^2$ . Με όμοιο τρόπο υπολογίστηκε η τομή με τον άξονα των  $y$  και η κλίση (*slope*) της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων για το σύνολο των τιμών (66.911 ωριαίες τιμές), για τις τιμές που αντιστοιχούν στην θερμή περίοδο και για τις τιμές που αντιστοιχούν στην ψυχρή περίοδο (βλ. [Πίνακα 11](#)).

**Πίνακας 11** Οι τιμές της κλίσης της ευθείας των ελαχίστων τετραγώνων για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και της συνάρτησης της σχετικής υγρασίας ( $1/\ln(RH)$ ) για το σύνολο των τιμών της περιόδου αξιολόγησης της εμπειρικής σχέσης (66.911 τιμές, πρώτη στήλη), για την περίοδο  $80 < DOY < 267$  (θερμή περίοδος) και για τις υπόλοιπες τιμές που αντιστοιχούν στην ψυχρή περίοδο του έτους.

	Συνολική περίοδος	Θερμή περίοδος	Ψυχρή περίοδος
R <sup>2</sup>	0.7837	0.7965	0.8209
slope	0.02775	0.02573	0.03963
Intercept	0.22245	0.22264	0.21947

Ο συντελεστής προσδιορισμού, για όλη την περίοδο βρέθηκε ίσος με 0.78, για την θερμή περίοδο 0.79 και για την ψυχρή περίοδο 0.82. Η σχέση των δύο μεταβλητών είναι ικανοποιητική τόσο για όλη την περίοδο επαλήθευσης της σχέσης, όσο και για τις δύο περιόδους τις οποίες έχει διαιρεθεί, στην θερμή ( $80 < DOY < 267$ ) και στην ψυχρή (υπόλοιπες ημέρες). Η γραμμική εξίσωση περιγράφει ικανοποιητικά την διασπορά των δύο μεταβλητών και οι αποκλίσεις που παρατηρούνται ανάμεσα στις περιόδους που εξετάζονται είναι μικρές και αποδεκτές. Η κλίση της ευθείας (βλ. [Πίνακα 11](#)), είναι 0.0277 για όλη την περίοδο, 0.0257 για την θερμή περίοδο, και 0.039 για την ψυχρή περίοδο. Οι διαφορές που παρατηρούνται οφείλονται στην μεταβολή του εύρους του ελλείμματος κορεσμού για την θερμή – ψυχρή περίοδο ενώ, όπως και για τα δεδομένα του Davis 2000, η αντίστοιχη μεταβολή στο εύρος της σχετικής υγρασίας και της συνάρτησής της δεν είναι το ίδιο ευρείες. Η τομή με τον άξονα των y είναι 0.222 για την συνολική περίοδο, 0.222 για την θερμή και 0.219 για την ψυχρή περίοδο, έχει δηλαδή αμελητέες διαφορές για την κάθε περίοδο.

Η γραμμική σχέση ανάμεσα στο έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και στο αντίστροφο του φυσικού λογαρίθμου της σχετικής υγρασίας είναι ικανοποιητική τόσο για την χρονική περίοδο βαθμονόμησης της εμπειρικής σχέσης (2000) όσο και για την περίοδο επαλήθευσής της. Τα ίδια συμπεράσματα προκύπτουν και με την εξέταση της θερμής και της ψυχρής περιόδου, όπου, οι στατιστικοί δείκτες επίσης δείχνουν την ισχυρή συσχέτιση των δύο ποσοτήτων.

### **3.5. Η τελική μορφή της εμπειρικής εξίσωσης**

Η εμπειρική εξίσωση για την εκτίμηση της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς, έχει την γενική μορφή,

$$f(X_1, X_2, X_3) = \hat{y} = b_0 + b_1 X_1 + b_2 X_2 + b_3 X_3 \quad 3-1$$

Όπου,  $b_0, b_1, b_2, b_3$ , είναι συντελεστές,

$X_1, X_2, X_3$ , οι μεταβλητές της εξίσωσης με  $X_1$ , η εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία, ( $R_s$ ),  $X_2$ , η σχετική υγρασία (RH), και  $X_3$ , είναι ένας όρος που συνδυάζει την μικρού μήκους ακτινοβολία, την συνάρτηση της διάρκειας την ημέρας και την συνάρτηση της σχετικής υγρασίας (βλ. εξίσωση 3-3).

#### **Η μέθοδος πολλαπλής παλινδρόμησης, ελαχίστων τετραγώνων.**

Η μέθοδος πολλαπλής παλινδρόμησης επιτρέπει να προσδιορισθεί με ποιο τρόπο συσχετίζονται μεταξύ τους η εξαρτημένη μεταβλητή, (ωριαία εξατμισοδιαπνοή αναφοράς όπως εκτιμάται με την εξίσωση ASCE PM 2005) και οι ανεξάρτητες μεταβλητές, δηλαδή, η εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία, η σχετική υγρασία και ο τρίτος, σύνθετος, όρος που συνδυάζει τις δύο μετεωρολογικές μεταβλητές. Με την μέθοδο αυτή εκτιμάται η τιμή της εξαρτημένης μεταβλητής (ωριαία εξατμισοδιαπνοή αναφοράς όπως δίνεται από την εξίσωση ASCE PM 2005) από τις άλλες (ανεξάρτητες) μεταβλητές με αντικατάσταση των τιμών των τελευταίων (ανεξάρτητων μεταβλητών) σε γραμμική εξίσωση όπως εμφανίζεται στην εξίσωση 3-1. Οι συντελεστές της γραμμικής εξίσωσης (εξίσωση 3-1), ανάλογα με τις τιμές που λαμβάνουν μπορούν να δώσουν και διαφορετικές εκτιμήσεις για την εξαρτημένη μεταβλητή. Οι τιμές που βελτιστοποιούν την εκτίμηση είναι εκείνες που δίνουν την ελάχιστη τιμή στην συνάρτηση 3-2, δηλαδή δίνουν την ελάχιστη τιμή στο άθροισμα των τετραγώνων της διαφοράς της εκτιμώμενης από την εξίσωση τιμής από την τιμή της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς όπως αυτή υπολογίζεται από την εξίσωση ASCE PM (2005) ([εξίσωση 2-27](#)). Η διαφορά της εκτιμώμενης τιμής της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σύμφωνα με την εμπειρική σχέση από την αντίστοιχη τιμή που εκτιμάται με την ASCE PM (2005) ονομάζεται και σφάλμα (error) της εκτίμησης. Επιλέγεται σαν καλύτερος, εκείνος ο συνδυασμός των τιμών των μεταβλητών, που δίνει την μικρότερη τιμή στο ακόλουθο άθροισμα:

$$SSE = \sum_{i=1}^n (\hat{y} - y)^2$$

3-2

Όπου  $\hat{y}$ , η εκτιμώμενη τιμή,

$y$ , η πραγματική τιμή, το δεδομένο,

SSE, (ή Squared Sum of Errors) το άθροισμα των τετραγώνων της διαφοράς της εκτιμώμενης τιμής από την πραγματική, δηλαδή το άθροισμα των τετραγώνων του σφάλματος της μεθόδου, που θεωρείται τυχαίο και έχει μέσο όρο, μηδέν.

Επειδή το κριτήριο είναι το ελάχιστο άθροισμα των τετραγώνων, λέγεται και μέθοδος ελαχίστων τετραγώνων.

Η επιλογή συντελεστών για την πρόβλεψη της εξαρτημένης μεταβλητής, που ελαχιστοποιούν το άθροισμα των τετραγώνων του σφάλματος, μεγιστοποιεί το μέρος της διασποράς των εκτιμώμενων τιμών που εξηγείται από την εξίσωση παλινδρόμησης. Κάτι τέτοιο οπτικοποιείται στα διαγράμματα διασποράς όπου τα ζεύγη των σημείων αποτελούνται από την τιμή της εκτίμησης με την ASCE PM και την τιμή της εκτίμησης της εμπειρικής μεθόδου. Όσο πιο μικρή είναι η διασπορά των σημείων τόσο πιο κοντά είναι τα σημεία αυτά στην εικόνα μιας ευθείας. Μικρή διασπορά σημαίνει επιτυχή μοντέλα πολλαπλής γραμμικής παλινδρόμησης. Διαγράμματα διασποράς χρησιμοποιούνται στην παρούσα διατριβή, για να εξαχθούν συμπεράσματα σχετικά με την προτεινόμενη μέθοδο και την προσαρμογή της στις εκτιμήσεις της μεθόδου ASCE PM.

Οι συντελεστές της εξίσωσης που εκτιμήθηκαν με την μέθοδο των ελαχίστων τετραγώνων, χρησιμοποιώντας σαν δεδομένα τις εκτιμήσεις της εξαμνημοδιαπνοής αναφοράς με την μέθοδο ASCE PM (2005) και τις μετρήσεις ( $R_s$ , RH) όπως αυτές δίνονται στην βάση δεδομένων του δικτύου CIMIS και για τον σταθμό Davis, για το έτος 2000, και είναι οι κάτωθι,

$$b_0 = 0.200382744$$

$$b_1 = 0.000411692$$

$$b_2 = -0.002353982$$

$$b_3 = 0.0002321$$

Η εμπειρική εξίσωση μετά από αυτό διαμορφώνεται ως εξής:

$$ET_o = \begin{cases} 0.200382744 + 0.000411692R_s - 0.002353982RH \\ + 0.0002321 \left( R_s^{1+fN-fN\min} \right) \left( \frac{1}{\ln(RH)} \right), R_s \geq 0 \\ 0, R_s < 0 \end{cases} \quad 3-3$$

όπου  $R_s$ , η εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία,  $W/m^2$

$RH$ , η σχετική υγρασία της ατμόσφαιρας, %

$fN$ , η θεωρητική ηλιοφάνεια της ημέρας σαν το κλάσμα του 24ώρου (π.χ. για μια θεωρητική διάρκεια της ηλιοφάνειας ίσης με 12 ώρες η συνάρτηση  $fN$  θα έχει την τιμή 0.5)

$fN\min$ , η ελάχιστη τιμή της συνάρτησης  $fN$  για το έτος.

Μπορούμε να παρατηρήσουμε για την εξίσωση 3-3 ότι για  $R_s=0 W/m^2$  και  $RH=100$ , η εξίσωση δίνει αρνητικές τιμές. Οι συνθήκες αυτές επικρατούν στην διάρκεια της νύχτας και έτσι οι αρνητικές εκτιμήσεις μας πληροφορούν ότι έχουμε σχηματισμό δρόσου (συμπύκνωση των υδρατμών που συγκρατεί η ατμόσφαιρα). Η τιμή της εξίσωσης για τέτοιες συνθήκες είναι η τιμή  $-0.03 mm/h$ , που μπορεί να θεωρηθεί σαν ένα κάτω όριο των εκτιμήσεων της εξίσωσης. Οι Clothier et al. (1982) θεωρούν τιμές μικρότερες από  $0.1 mm/night$  συνήθεις.

## **4. Βαθμονόμηση και επαλήθευση της νέας εμπειρικής μεθόδου.**

### **4.1. Σταθμός Davis του δικτύου CIMIS**

Για να βαθμονομηθεί η νέα εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής, χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τον σταθμό Davis (αριθμός 6) του δικτύου CIMIS, για το έτος 2000.

Το δίκτυο CIMIS (California Irrigation Management Information System), είναι ένα δίκτυο 120 σταθμών που είναι εγκατεστημένο στην πολιτεία California των Ηνωμένων Πολιτειών της Αμερικής, και λειτουργεί με την επίβλεψη του Πανεπιστημίου Davis, California. Δημιουργήθηκε το 1982 από το Τμήμα Υδατικών Πόρων της California και το Πανεπιστήμιο Davis, για την καλύτερη άρδευση και διαχείριση των υδατικών πόρων της Πολιτείας. Οι σταθμοί του δικτύου συλλέγουν δεδομένα κάθε λεπτό και υπολογίζουν και αποθηκεύουν τους ωριαίους και ημερήσιους μέσους όρους. Τα δεδομένα συλλέγονται και αποθηκεύονται από τους μετεωρολογικούς σταθμούς κάθε ημέρα (τα μεσάνυχτα τοπική ώρα). Μετά τους τυποποιημένους ποιοτικούς ελέγχους, τα δεδομένα επεξεργάζονται και από αυτά εκτιμώνται οι τιμές της εξατμισοδιαπνοής για τις δύο επιφάνειες αναφοράς, το γρασίδι (grass) και την μηδική (alfalfa). Σε αυτή την διατριβή όταν αναφέρεται η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς θα εννοείται πάντα ότι η επιφάνεια αναφοράς είναι το γρασίδι (grass reference). Η βάση δεδομένων δίνει μετρημένα μεγέθη όπως η θερμοκρασία, η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία, η σχετική υγρασία κλπ, και εκτιμώμενα μεγέθη όπως η καθαρή ακτινοβολία, η εξατμισοδιαπνοή αναφοράς κλπ. Τα δεδομένα και οι εκτιμήσεις για την παρούσα εργασία έχουν ανακτηθεί από την βάση δεδομένων του CIMIS και χρησιμοποιήθηκαν ως έχουν χωρίς καμιά συμπλήρωση ή διόρθωση. Η ανάκτηση των δεδομένων έγινε από τον ιστότοπο του δικτύου στον οποίο οι χρήστες μετά την εγγραφή τους μπορούν ελεύθερα να κάνουν χρήση. Η διεύθυνση του ιστότοπου είναι <http://wwwcimis.water.ca.gov/cimis/welcome.jsp>.

Οι σταθμοί που απαρτίζουν το δίκτυο είναι διασκορπισμένοι στην Πολιτεία της California και γι' αυτό τον λόγο η επιλογή του σταθμού είναι σημαντική αφού κάθε σταθμός χαρακτηρίζεται από το ιδιαίτερο μικροκλίμα του. Για τις ανάγκες της παρούσας

διατριβής έχει επιλεγεί ο σταθμός Davis (αριθμός 6) που χαρακτηρίζεται από παρόμοιες κλιματικές συνθήκες με την Ελλάδα (μεσογειακό του κλίμα).

Οι μετρήσεις που πραγματοποιούνται από τον σταθμό είναι,

1. Εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία, η οποία μετριέται με πυρανόμετρο τύπου LI200S της εταιρείας Cambell, ευαίσθητο σε μήκη κύματος από 400 έως 1100 nm, και ακρίβεια 1% στα 3000 W/m<sup>2</sup>.
2. Θερμοκρασία εδάφους, που μετριέται με τον αισθητήρα, UUT51J1, με εύρος μέτρησης από -35 °C έως +45 °C, και ακρίβεια ±2°C.
3. Θερμοκρασία αέρα και σχετική υγρασία, με το HMP35 όργανο και εύρος μέτρησης από 0-100% και -35 έως +50°C. Μετριέται στο 1.5 μέτρα από το έδαφος.
4. Διεύθυνση ανέμου με ακρίβεια ±5%, και εύρος από 0 έως 360°, από όργανο της εταιρείας Met One. Μετριέται στα δύο μέτρα από το έδαφος.
5. Ταχύτητα ανέμου με το 014A ανεμόμετρο (3 cup anemometer), με εύρος καταγραφής από 0-45 m/sec. Μετριέται στα δύο μέτρα από το έδαφος.
6. Ύψος βροχής, με τον TE525MM-L βροχογράφο, με ευαισθησία 0.5 χιλιοστά. Είναι τοποθετημένος στο 1 μέτρο από το έδαφος.



**Εικόνα 3** Απεικόνιση ενός τυπικού μετεωρολογικού σταθμού του δικτύου CIMIS. Οι αριθμοί από 1-6 αντιστοιχούν στα όργανα του σταθμού και εξηγούνται παραπάνω.

Πιο λεπτομερείς περιγραφές υπάρχουν στον ιστότοπο,

<http://www.cimis.water.ca.gov/cimis/infoStnSensorSpec.jsp>.



Το δίκτυο CIMIS και τα δεδομένα που διαθέτει έχουν τύχει της αναγνώρισης και της αποδοχής από την επιστημονική κοινότητα σε όλο τον κόσμο. Πολυάριθμες επιστημονικές εργασίες έχουν χρησιμοποιήσει τα δεδομένα του δικτύου CIMIS για ερευνητικούς σκοπούς (Temesgen et al. 1999, Walter et al. 2000, Alexandris and Kerkides 2003, Hidalgo et al. 2005, Snyder et al. 2005, Temesgen et al. 2005, Alexandris et al. 2006, Snyder et al. 2007, Temesgen et al. 2007, Guven et al. 2008, Irmak et al. 2010 κλπ). Το δίκτυο CIMIS έχει 6000 εγγεγραμμένους χρήστες, χωρίς σε αυτή την εκτίμηση να υπολογίζονται όλοι όσοι ανακτούν δεδομένα δευτερογενώς από τους εγγεγραμμένους χρήστες.

Ο σταθμός με τον αριθμό 6 στον κατάλογο του CIMIS, ομώνυμος του Πανεπιστημίου που έχει την ευθύνη για όλο το δίκτυο των σταθμών, βρίσκεται σε υψόμετρο 18.28 μέτρων, σε γεωγραφικό πλάτος  $38^{\circ} 32' 09''$  ( $38.54$ ) Βόρεια και σε γεωγραφικό μήκος  $121^{\circ} 46' 32''$  ( $121.78$ ) Δυτικά του μεσημβρινού του Greenwich. Σύμφωνα με την κατάταξη του δικτύου για τις ζώνες Εξατμισοδιαπνοής ο σταθμός ανήκει στην ζώνη 14, η οποία χαρακτηρίζεται από υψηλή ηλιοφάνεια το καλοκαίρι και ισχυρούς ανέμους κατά τόπους. Κυριαρχούν οι βόρειοι και οι νότιοι άνεμοι κατά την διάρκεια του έτους. Από το Πανεπιστήμιο χρησιμοποιείται κυρίως για ερευνητικούς σκοπούς.

Ο σταθμός έχει γρασίδι που αρδεύεται και κουρεύεται ώστε να ανταποκρίνεται στα χαρακτηριστικά της επιφάνειας αναφοράς. Προς βορρά έχει επιφάνεια καλυμμένη με γρασίδι για περίπου 49 μέτρα. Ανατολικά εκτείνεται για περίπου ~30.5 μέτρα, και έως τα ~38 μέτρα υπάρχουν χαμηλά κτίσματα. Πέραν των 38 μέτρων υπάρχει οπωρώνας. Νότια του σταθμού, και για περίπου 38 μέτρα υπάρχει γρασίδι, που στο τέλος του έχει εγκατασταθεί πειραματικός σταθμός για μετεωρολογικές παρατηρήσεις. Συνορεύει με χέρσα έκταση. Δυτικά του για ~69 μέτρα έχει γρασίδι, που συνορεύει με χέρσα έκταση. Ο σταθμός ενεργοποιήθηκε για πρώτη φορά στις 17 Ιουλίου του 1982 και είναι ενεργός μέχρι σήμερα.



**Εικόνα 4** Άποψη του σταθμού Davis, όπως φαίνεται από την βόρεια πλευρά.

Για την βαθμονόμηση της εμπειρικής σχέσης που εκτιμά την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς ανακτήθηκαν και χρησιμοποιήθηκαν 8265 ωριαίες τιμές για κάθε μία από τις αντίστοιχες μετεωρολογικές μεταβλητές που χρησιμοποιούνται στην εμπειρική εξίσωση ( $R_s$ ,  $RH$ ) καθώς και οι αντίστοιχες τιμές της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς, σύμφωνα με την εξίσωση ASCE PM (2005) όπως αυτή έχει υπολογισθεί από την βάση δεδομένων του CIMIS, για τον σταθμό Davis και για το έτος 2000. Με τις 8265 ωριαίες τιμές των δεδομένων ( $R_s$ ,  $RH$ ,  $ET_o$  κλπ) από το έτος 2000 του σταθμού Davis υπολογίσθηκαν οι συντελεστές  $b_0$ ,  $b_1$ ,  $b_2$ ,  $b_3$  της εξίσωσης 3-1, τελική και βαθμονομημένη μορφή της οποίας είναι η εξίσωση 3-3. Τα δεδομένα περιέχονται και μπορούν ελεύθερα να ανακτηθούν από την βάση δεδομένων του CIMIS (<http://wwwcimis.water.ca.gov/>) από τους εγγεγραμμένους χρήστες. Η εγγραφή και η παροχή των δεδομένων είναι δωρεάν.

Η επαλήθευση της εμπειρικής σχέσης που εκτιμά την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς έγινε με δεδομένα που επιλέχθηκαν από την βάση δεδομένων του CIMIS, 66911 ωριαίες τιμές ή οκτώ έτη (βλ. [Πίνακα 12](#)). Για την επιλογή των ετών αυτών, με τα ωριαία δεδομένα των οποίων έγινε η επαλήθευση της εμπειρικής σχέσης για την εκτίμηση της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής, ανακτήθηκαν δεδομένα για όλη την διάρκεια λειτουργίας του σταθμού (1982-2012) από όπου υπολογίσθηκαν οι ετήσιοι μέσοι όροι των μετεωρολογικών μεταβλητών, καθώς και οι μέγιστες και ελάχιστες μέσες ετήσιες τιμές τους. Με βάση αυτές τις τιμές επιλέχθηκαν τα έτη με τις ωριαίες τιμές των οποίων επαληθεύθηκε η προτεινόμενη εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Σε αυτά τα έτη περιλαμβάνονται όσα παρουσιάζουν τις

μέγιστες ή ελάχιστες μέσες ετήσιες τιμές για τις μετεωρολογικές μεταβλητές που δεν λαμβάνονται υπ' όψιν στην συγκεκριμένη εμπειρική μέθοδο. Οι μετεωρολογικές μεταβλητές που δεν περιλαμβάνονται στην εμπειρική μέθοδο (αλλά περιλαμβάνονται στην εκτίμηση με την τυποποιημένη εξίσωση ASCE PM 2005) είναι η θερμοκρασία και η ταχύτητα του ανέμου. Κατ' αυτό τον τρόπο χρησιμοποιήθηκαν τα 8447 ωριαία δεδομένα για τις μετεωρολογικές μεταβλητές που ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων του δικτύου CIMIS για το σταθμό Davis και το έτος 1996, όπου παρατηρείται η μέγιστη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου, ίση με 2.78 m/sec, 8.325 ωριαία δεδομένα για τις μετεωρολογικές μεταβλητές και για το έτος 2005 κατά το οποίο παρατηρείται η ελάχιστη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου, ίση με 2.43 m/sec. Ο μέσος όρος της ταχύτητας του ανέμου για την περίοδο 1983-2012 είναι ίσος με 2.63 m/sec. Οι ωριαίες τιμές των ετών κατά τα οποία παρατηρήθηκε η μέγιστη μέση ετήσια θερμοκρασία και η ελάχιστη μέση ετήσια θερμοκρασία επίσης χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της εμπειρικής μεθόδου. Κατά το έτος 1997 παρατηρήθηκε η μέγιστη μέση ετήσια θερμοκρασία στον σταθμό Davis, ίση με 16.29°C. 8361 ωριαίες τιμές για το έτος αυτό (1997) ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων και χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της μεθόδου. Κατά το έτος 2011 παρατηρήθηκε η ελάχιστη μέση ετήσια θερμοκρασία της περιόδου 1982-2012 (14.4° C) για τον σταθμό Davis. 8315 ωριαίες τιμές για το έτος αυτό ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων και χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της εμπειρικής μεθόδου. Επίσης χρησιμοποιήθηκαν οι αντίστοιχες ωριαίες τιμές για τα έτη που παρουσίασαν την μέγιστη βροχόπτωση (1998 με 667.0 mm και 8.343 ωριαία δεδομένα για τις αντίστοιχες μετεωρολογικές μεταβλητές) και την ελάχιστη βροχόπτωση (1999 με 258.70 mm και 8398 ωριαίες τιμές για τις αντίστοιχες μεταβλητές). Για το έτος 1983, όπου παρατηρείται βροχόπτωση 984 mm δεν υπάρχει πλήρης σειρά δεδομένων και γι' αυτό δεν χρησιμοποιήθηκε αυτό το έτος για την επαλήθευση της μεθόδου. Για την επαλήθευση της εμπειρικής σχέσης χρησιμοποιήθηκαν και τα δύο συνεχόμενα έτη μετά το έτος για το οποίο έγινε η βαθμονόμηση (2000) δηλαδή τα έτη 2001 (8273 ωριαία δεδομένα για τις αντίστοιχες μετεωρολογικές μεταβλητές) και 2002 (8449 ωριαία δεδομένα για τις αντίστοιχες μετεωρολογικές μεταβλητές). Συνολικά 66911 ωριαίες τιμές ή 8 έτη, χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της μεθόδου για τον σταθμό Davis.

Η επιλογή των συγκεκριμένων ωριαίων τιμών των μετεωρολογικών μεταβλητών και της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς όπως εκτιμάται και δίνεται από το δίκτυο CIMIS, και για κάθε έτος της περιόδου επαλήθευσης, έγινε με βάση τα αποτελέσματα του ποιοτικού ελέγχου των μετρήσεων και των εκτιμήσεων τα οποία δίνονται στους χρήστες για κάθε ωριαία τιμή που παρέχεται σε αυτούς από την βάση δεδομένων του δικτύου. Επιλέχθηκαν ωριαία δεδομένα και εκτιμήσεις για τα οποία από τον ποιοτικό έλεγχο που έχει γίνει δεν έχει διαπιστωθεί κάποιο πρόβλημα ή δεν έχει σημειωθεί κάποια παρατήρηση στην βάση δεδομένων.

**Πίνακας 12** Για τον σταθμό Davis και για τα παραπάνω οκτώ έτη, χρησιμοποιήθηκαν τα αντίστοιχα ωριαία δεδομένα για την επαλήθευση της εμπειρικής μεθόδου. Στην δεξιά στήλη φαίνεται το μέρος των ετήσιων ωριαίων τιμών που αντιστοιχούν στην θερινή περίοδο του (DOY 142-246).

Κριτήριο επιλογής έτους	Έτος	# ετήσιων δεδομένων	# δεδομένων για την θερμή περίοδο.
Μέγιστη ταχύτητα ανέμου	1996	8447	2129
Ελάχιστη ταχύτητα ανέμου	2005	8325	2171
Μέγιστη θερμοκρασία	1997	8361	2146
Ελάχιστη θερμοκρασία	2011	8315	2074
Μέγιστη βροχόπτωση	1998	8343	2084
Ελάχιστη βροχόπτωση	1999	8398	2049
Πρώτο συνεχόμενο έτος	2001	8273	2134
Δεύτερο συνεχόμενο έτος	2002	8449	2126
Σύνολο # δεδομένων		66911	16913

Σε κάθε περίπτωση τα δεδομένα που χρησιμοποιούνται για τις αντίστοιχες μετεωρολογικές μεταβλητές ( $R_s$ , RH) και οι εκτιμήσεις της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την ASCE PM (2005) είναι αυτά που δίνει η ΒΔ του CIMIS, και όχι εκτιμήσεις ή συμπληρώσεις κάποιων που λείπουν.

#### **4.2. Ο σταθμός του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην περιοχή Αλιάρτου Κωπαΐδας.**

Ο πειραματικός σταθμός του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών (Γ.Π.Α.) βρίσκεται στην υδρολογική λεκάνη του Βοιωτικού Κιφισσού. Η λεκάνη ορίζεται στα βορειοανατολικά από τα όρη Οίτη, Καλίδρομο και Χλωμό, στα νοτιοδυτικά από τα όρη Γκιόνα, Παρνασσό και Ελικώνα, ανατολικά από τους λόφους της Αλιάρτου του Ακραιφνίου και της Υλίκης. Χωρίζεται σε τρεις υπολεκάνες, τον Άνω, Μέσο και Κάτω Ρου. Η λεκάνη έχει αποτελέσει αντικείμενο μελέτης από πολυάριθμους μελετητές (Alexandris and Kerkides, 2003; Alexandris et al., 2008; Chatzithomas and Alexandris, 2015; Chatzithomas et al., 2015).



**Εικόνα 5 Ο πειραματικός αγρομετεωρολογικός σταθμός (επιφάνεια αναφοράς γρασίδι) του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα.**

**Το κλίμα** στην περιοχή είναι Μεσογειακό, με ψυχρούς και υγρούς χειμώνες και θερμά και ξηρά καλοκαίρια. Για τον σταθμό Αλιάρτου, και για την περίοδο 1967-2001, με βάση τα στοιχεία της ΕΜΥ, ο πιο θερμός μήνας είναι ο Ιούλιος με μέση θερμοκρασία 27.32 °C, και ο πιο ψυχρός ο Ιανουάριος με μέση θερμοκρασία 7.12 °C. Οι παρατηρήσεις αυτές είναι σύμφωνες με τις παρατηρήσεις για μεγαλύτερα χρονικά διαστήματα, όπως αναφέρονται από άλλους ερευνητές (Αλεξανδρής, 2003), που δίνουν τους ίδιους μήνες

με παραπλήσιες μέσες θερμοκρασίες, για τον ίδιο πάντα σταθμό. Συγκεκριμένα για την περίοδο 1928-1958, θερμότερος μήνας είναι ο Ιούλιος με 27.0 °C, και πιο κρύος ο Ιανουάριος με 7.2 °C. Το μεγαλύτερο ύψος βροχόπτωσης παρατηρείται (για την ίδια περίοδο) τον Ιανουάριο με 77.08 χιλιοστά, και το ελάχιστο τον Ιούλιο με 6.06 χιλιοστά. Τον ίδιο μήνα παρατηρείται και η ελάχιστη σχετική υγρασία, 38.45%, ενώ η μέγιστη παρατηρείται τον Δεκέμβριο με 65.69%. Το κλίμα είναι, παρόμοιο με το αντίστοιχο του σταθμού Davis του δικτύου CIMIS.

Γνωστή από τα αρχαία χρόνια, η λεκάνη της Κωπαΐδας, κατακλυσμένη από τα νερά του ποταμού, πρώτη φορά επιχειρήθηκε να αποξηρανθεί από τον άνθρωπο, την Μυκηναϊκή εποχή περίπου το 1600-1300 π.Χ. Στα νεώτερα χρόνια η λεκάνη αποξηράνθηκε με προσπάθειες αρχικά των Γάλλων και μετά των Άγγλων (1887-1931). Η αποξηρανθείσα έκταση παραδόθηκε στο Ελληνικό Δημόσιο (Οργανισμός Κωπαΐδας) το 1953 από την Αγγλική εταιρεία Lake Copais Company Ltd. Η παραδοθείσα έκταση των 241 χιλιάδων στρεμμάτων διανεμήθηκε στους αγρότες που έκτοτε την καλλιεργούν.

**Ο σταθμός μέτρησης της εξατμισοδιαπνοής** με επιφάνεια αναφοράς γρασίδι, βρίσκεται στα κτήματα του Γ.Π.Α., κοντά στην Αλίαρτο (38° 23'N, 23° 06'E, 110 m από την επιφάνεια της θάλασσας) εντός της λεκάνης της Κωπαΐδας. Σε έκταση 25X25 μέτρα φυτεμένη με γρασίδι που αρδεύεται επιφανειακά και κουρεύεται στο ύψος αναφοράς, ώστε σε κάθε στιγμή να έχω 10-15 εκατοστά ύψος γρασιδιού, είναι εγκατεστημένα τα όργανα (βλ. Πίνακα 13) που μετράνε τις μετεωρολογικές μεταβλητές της μικρού μήκους εισερχόμενης (ηλιακής) ακτινοβολίας, της θερμοκρασίας/ υγρασίας, της ταχύτητας & διεύθυνσης του ανέμου, της εδαφικής υγρασίας και θερμότητας, και της βροχόπτωσης. Το ύψος μέτρησης των διαφόρων κλιματικών παραμέτρων που μετρούνται στον σταθμό δίνονται στον [Πίνακα 13](#) και ο καταγραφέας των δεδομένων (datalogger) είναι τύπου Cambel CR10X. Κάθε δέκα δευτερόλεπτα γίνονται μετρήσεις για την ταχύτητα του ανέμου και κάθε είκοσι για τους υπόλοιπους αισθητήρες και καταγράφονται οι ημίωροι και ημερήσιοι μέσοι όροι που προκύπτουν από αυτές. Λειτουργεί από τον Απρίλιο του 2012. Τα δεδομένα για το 2012 (Απρίλιος ως Δεκέμβριος, ιουλιανές ημέρες 92-366, 6593 ωριαίες τιμές) έχουν χρησιμοποιηθεί για την επαλήθευση της μεθοδολογίας. Υπεύθυνος για την συντήρηση και λειτουργία του είναι ο Επ. Καθηγητής κ. Αλεξανδρής Σταύρος.

**Πίνακας 13 Τα όργανα που είναι εγκατεστημένα στον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών. Αρνητικές τιμές στα ύψη εγκατάστασης σημαίνουν ότι τα όργανα είναι εγκατεστημένα κάτω από την επιφάνεια του εδάφους.**

ΑΑ	Όργανο	Ύψος (εκ.)	Παρατηρήσεις	
1	Καταγραφέας δεδομένων		CRX10 Cambell	
2	Αισθητήρας ανακλαστικότητας	180	Εύρος φάσματος 280-2800 nm	
3	Αισθητήρας καθαρής ακτινοβολίας	180	Εύρος φάσματος 300-2800 nm & 4500-42000 nm	
4	Αισθητήρας ενεργής φωτοσυνθερικής ακτινοβολίας	180	Εύρος φάσματος 400-700 nm	
5	Αισθητήρας θερμοκρασίας και υγρασίας	200		
6	Αισθητήρας διεύθυνσης ανέμου	220		
7	Αισθητήρας ταχύτητας ανέμου	200		
8	Βροχογράφος	100		
9	Αισθητήρες (2) θερμοκρασίας εδάφους	-2 & -4		
10	Αισθητήρες υγρασίας εδάφους	-4		
11	Αισθητήρας ροής θερμότητας	-8		
12	Ιστός	200		

### **4.3. Στατιστικοί δείκτες για την επαλήθευση της νέας εμπειρικής μεθόδου.**

Οι εκτιμήσεις της νέας εμπειρικής μεθόδου για την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς συγκρίθηκαν με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της μεθόδου ASCE PM (2005), με την βοήθεια στατιστικών δεικτών. Κατ' αυτόν τον τρόπο εκτιμήθηκε πόσο μεγάλο ή σημαντικό είναι το σφάλμα, πόσο καλά η νέα μέθοδος εξηγεί την διασπορά των τιμών ή πόσο καλά το προτεινόμενο μοντέλο προσαρμόζεται στις τιμές που υπολογίζονται με την μέθοδο ASCE PM.

Χρησιμοποιήθηκαν οι ακόλουθοι δείκτες.

**Συντελεστής προσδιορισμού (Coefficient of Determination).**

$$R^2 = \left( \frac{\sum (y - y_{av})(\hat{y} - \hat{y}_{av})}{\sqrt{\sum (y - y_{av})^2 (\hat{y} - \hat{y}_{av})^2}} \right)^2 \quad 4-1$$

$y$ , η παρατηρούμενη τιμή, εδώ η εκτίμηση της ASCE PM για την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.

$y_{av}$ , ο μέσος όρος των εκτιμήσεων της ASCE PM

$\hat{y}$ , η εκτίμηση της εμπειρικής μεθόδου

$\hat{y}_{av}$ , ο μέσος όρος των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου

Ο συντελεστής προσδιορισμού μας πληροφορεί για το μέρος της διασποράς της εξαρτημένης μεταβλητής που εξηγείται από την εμπειρική εξίσωση, Rawlings et al. (1998), Legates and McCabe (1999). Παίρνει τιμές από 0-1, με το 1 να σημαίνει ότι η εμπειρική εξίσωση εξηγεί το σύνολο της διασποράς της εξαρτημένης μεταβλητής. Η τιμή του συντελεστή υπολογίστηκε με την χρήση του λογισμικού Microsoft Excel 2003. Σύμφωνα με τους McCullough and Wilson (2005) οι επιδόσεις του Microsoft Excel 2003 έχουν ελεγχθεί ως προς την ακρίβειά τους στους υπολογισμούς τους για τον συντελεστή



προσδιορισμού και έχουν βρεθεί ικανοποιητικές (11-15 ακριβή δεκαδικά ψηφία). Σύμφωνα με τους ίδιους συγγραφείς έχουν ελεγχθεί οι επιδόσεις του ίδιου λογισμικού και για τους υπολογισμούς στην μέθοδο της γραμμικής παλινδρόμησης και έχουν βρεθεί ικανοποιητικές.

#### **Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (Root Mean Square Error, RMSE).**

Πρόκειται για δείκτη του μεγέθους του σφάλματος. Επειδή τα σφάλματα σταθμίζονται με τον εαυτό τους, μεγαλύτερα σφάλματα έχουν μεγαλύτερο βάρος στον δείκτη αυτό.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (y - \hat{y})^2} \quad 4-2$$

Τα σύμβολα έχουν την ίδια σημασία όπως και στην εξίσωση 4-1.

Το RMSE είναι ένα ευρέως χρησιμοποιούμενο μέτρο του σφάλματος στις εκτιμήσεις της εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς. Τιμές μέσου τετραγωνικού σφάλματος  $\sim 90 \text{ W/m}^2$  ( $\sim 0.13 \text{ mm/h}$ ), θεωρούνται αποδεκτές από τους Choi et al. (2012), ενώ οι Ventura et al. (1999), θεωρούν αποδεκτές τιμές μικρότερες των  $50 \text{ W/m}^2$  ( $0.073 \text{ mm/h}$ ). Στην ίδια εργασία αναφέρει τιμές του RMSE για ημερήσιες εκτιμήσεις από  $0.5 - 1.9 \text{ mm/d}$ , σαν αποδεκτές. Στην παρούσα διατριβή χρησιμοποιήθηκε σαν αποδεκτό ανώτατο όριο σφάλματος για την αξιολόγηση της μεθόδου το όριο που προτείνουν οι Ventura et al. (1999). Κατά συνέπεια σφάλματα εκτίμησης μεγαλύτερα από  $0.073 \text{ mm/h}$ , θεωρούνται μη αποδεκτά.

#### **Κλίση της ευθείας του διαγράμματος διασποράς (slope)**

Είναι η κλίση της ευθείας του διαγράμματος διασποράς μεταξύ των εκτιμώμενων από την εμπειρική μέθοδο (εξαρτημένη μεταβλητή) και την εκτιμώμενη με την ASCE PM (ανεξάρτητη μεταβλητή). Δείχνει την τάση της μεθόδου να υπερεκτιμά ή να υποεκτιμά εκφρασμένη σαν ποσοστό της τιμής της ανεξάρτητης (μέθοδος ASCE PM) μεταβλητής.

$$slope = \frac{\sum (y - y_{av})(\hat{y} - \hat{y}_{av})}{\sum (y - y_{av})^2} \quad 4-3$$

Τα σύμβολα έχουν την ίδια σημασία όπως και στην εξίσωση 4-1.

#### **Δείκτης συμφωνίας (Index of Agreement, d)**

Ο δείκτης συμφωνίας,  $d$ , προτάθηκε από τον Willmott (1982) και δείχνει την συμφωνία των εκτιμώμενων και των παρατηρούμενων τιμών (εδώ των εκτιμήσεων με την ASCE PM). Λαμβάνει τιμές από 0 μέχρι 1, με το 1 να δείχνει πλήρη συμφωνία.

$$d = 1 - \frac{\sum (\hat{y} - y)^2}{\sum (|\hat{y} - y_{av}| + |y - y_{av}|)^2} \quad 4-4$$

Τα σύμβολα έχουν την ίδια σημασία όπως και στην εξίσωση 4-1.

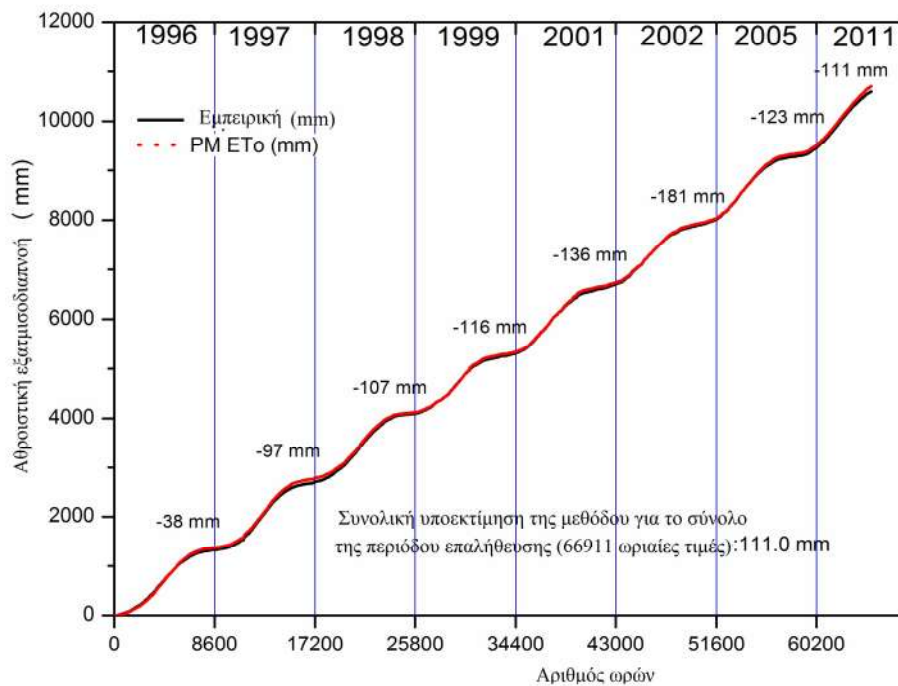
## 5. Αποτελέσματα

Οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου για την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (βλ. εξίσωση 3-2) για όλα τα έτη που επιλέχθηκαν από την βάση δεδομένων του CIMIS και για τον σταθμό Davis συγκρίθηκαν με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της εξίσωσης ASCE PM (2005) για να διαπιστωθεί η ικανότητά της να εκτιμά σωστά.

### 5.1. Άθροισμα των ωριαίων εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου

#### συγκριτικά με το άθροισμα της ASCE PM (2005) για το σύνολο της περιόδου επαλήθευσης (Σταθμός Davis).

Οι ωριαίες εκτιμήσεις για την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς της εμπειρικής μεθόδου και οι αντίστοιχες της ASCE PM (2005) αθροίστηκαν για όλη την περίοδο αξιολόγησης της εμπειρικής μεθόδου (66911 τιμές) και συγκρίθηκαν (βλέπε Σχήμα 12).



Σχήμα 12 Διάγραμμα με τις αθροιστικές τιμές των ωριαίων εκτιμήσεων της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την προτεινόμενη Εμπειρική μέθοδο (κόκκινη γραμμή) και την ASCE PM (2005).

**Στον οριζόντιο άξονα είναι ο αριθμός των ωριαίων τιμών των εκτιμήσεων και στον κάθετο άξονα το άθροισμά τους.**

Έγινε ένα διάγραμμα με τις αθροιστικές τιμές των δύο μεθόδων κατά την διάρκεια της περιόδου αξιολόγησης (66911 τιμές). Οι διαφορές που αναγράφονται στο Σχήμα 12, υπολογίζονται αφαιρώντας από την αθροιστική τιμή των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου την αθροιστική τιμή των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005). Τα έτη στο διάγραμμα έχουν διαταχθεί σε χρονολογική σειρά. Κατ' αυτό τον τρόπο η διαφορά των αθροιστικών τιμών των δύο μεθόδων είναι -38 χιλιοστά το πρώτο (1996) έτος. Αθροίζοντας τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου για το πρώτο και το δεύτερο έτος (εκτιμήσεις για 1996+ εκτιμήσεις για 1997) , και αφαιρώντας από το άθροισμα των εκτιμήσεων της μεθόδου ASCE PM (2005) για τα δύο έτη (εκτιμήσεις για 1996+ εκτιμήσεις για 1997) υπολογίζεται διαφορά ίση με -96 χιλιοστά. Πιο συγκεκριμένα με βάση τις τιμές που φαίνονται στον πίνακα 15 για το 1997 η αθροιστική τιμή για την εμπειρική μέθοδο θα είναι  $1357.5+1423.0=2780.5$  χιλιοστά, ενώ για την ASCE PM αντίστοιχο άθροισμα θα είναι  $1395.7+1482.1=2877.8$  και η διαφορά της αθροιστικής εκτίμησης των ωριαίων τιμών της εξαμηνιαίας αναφοράς για το έτος 1997 θα είναι  $2780.5-2877.8=-96$  χιλιοστά. Με παρόμοιο τρόπο έχουν υπολογισθεί και όλες οι υπόλοιπες τιμές του διαγράμματος 12. Υπολογισμένες με αυτό τον τρόπο, οι διαφορές για τα υπόλοιπα έτη είναι -107 χιλιοστά για το 1998, -116 χιλιοστά για το 1999, -136 χιλιοστά για το 2001, -181 χιλιοστά για το 2002, -123 χιλιοστά για το 2005 και τέλος -111 χιλιοστά για το 2011. Η συνολική διαφορά ανάμεσα στις δύο μεθόδους όταν αθροισθούν οι εκτιμήσεις για όλη την περίοδο επαλήθευσης της εμπειρικής μεθόδου για τον υπολογισμό της ωριαίας τιμής της εξαμηνιαίας αναφοράς, είναι -111 χιλιοστά σε 10811 χιλιοστά εξαμηνιαίας αναφοράς υπολογισμένης με την ASCE PM (2005) ή 1.03%. Η διαφορά αυτή ανάμεσα στις δύο μεθόδους είναι αμελητέα και δείχνει ότι η νέα εμπειρική μέθοδος εκτιμά αξιόπιστα και με αποδεκτή ακρίβεια την εξαμηνιαία αναφοράς σε συνθήκες μεσογειακού τύπου κλίματος. Η άριστη προσαρμογή των αθροιστικών εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας τιμής της εξαμηνιαίας αναφοράς στις αθροιστικές εκτιμήσεις της ωριαίας εξαμηνιαίας αναφοράς με την ASCE PM (2005) ενισχύεται από το γεγονός ότι για την επαλήθευση της μεθόδου έχουν επιλεγεί εκείνα τα έτη από την περίοδο λειτουργίας του σταθμού κατά

τα οποία παρατηρήθηκαν οι μέγιστες και ελάχιστες τιμές των μετεωρολογικών μεταβλητών που δεν λαμβάνει υπ όψιν της η εμπειρική σχέση για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς αλλά που λαμβάνει υπ όψιν η εξίσωση ASCE PM (2005) δηλαδή της θερμοκρασίας της ατμόσφαιρας και της ταχύτητας του ανέμου.

Πίνακας 14 Οι εκτιμήσεις της ASCE PM (2005), οι εκτιμήσεις της Εμπειρικής σχέσης, η διαφορά τους, η διαφορά τους ως εκατοστιαίο ποσοστό της εκτίμησης της ASCE PM (2005), ο συντελεστής προσδιορισμού ( $R^2$ ), το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ανάμεσα στις τιμές της ωριαίας εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς που εκτιμήθηκαν με την εμπειρική σχέση και τις τιμές της εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς που εκτιμήθηκαν με την ASCE PM, και ο δείκτης συμφωνίας (d), για το σύνολο των τιμών (66.911 τιμές για κάθε μέθοδο) της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης. Μέσος όρος, μέγιστα και ελάχιστα αναφέρονται στις ετήσιες τιμές. Η τελευταία γραμμή αναφέρεται στο σύνολο της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης.

Έτος	ASCE PM (1)	Εμπειρική- (2)	Διαφ.		$R^2$	RMSE	Slope	d
			Διαφ. (2)-(1)	% [(2)- (1)]/(1)				
1996	1395.70	1357.50	-38.1	-2.73%	0.97	0.04	0.98	0.993
1997	1482.10	1423.00	-59.1	-3.99%	0.97	0.042	0.98	0.992
1998	1186.80	1176.70	-10.2	-0.86%	0.97	0.036	0.98	0.993
1999	1361.20	1352.40	-8.8	-0.65%	0.96	0.045	0.99	0.99
2001	1402.40	1382.10	-20.3	-1.45%	0.97	0.042	0.99	0.992
2002	1361.50	1316.90	-44.6	-3.28%	0.96	0.045	0.95	0.989
2005	1342.40	1400.40	57.9	4.32%	0.97	0.041	0.98	0.991
2011	1279.40	1291.70	12.2	0.95%	0.96	0.041	1	0.991
Μέσος	1351.50	1337.60	-13.9	-1.03%	0.97	0.042	0.98	0.991
όρος								
min	1186.80	1176.70	-59.1	-3.99%	0.96	0.036	0.95	0.989
max	1482.10	1423.00	57.9	4.32%	0.97	0.045	1	0.993
Περίοδος	10811.70	10700.70	-111	-1.03%	0.97	0.042	0.98	0.991

## **5.2. Αποτελέσματα για τους μέσους όρους των στατιστικών δεικτών των οκτώ ετών της περιόδου επαλήθευσης (Σταθμός Davis).**

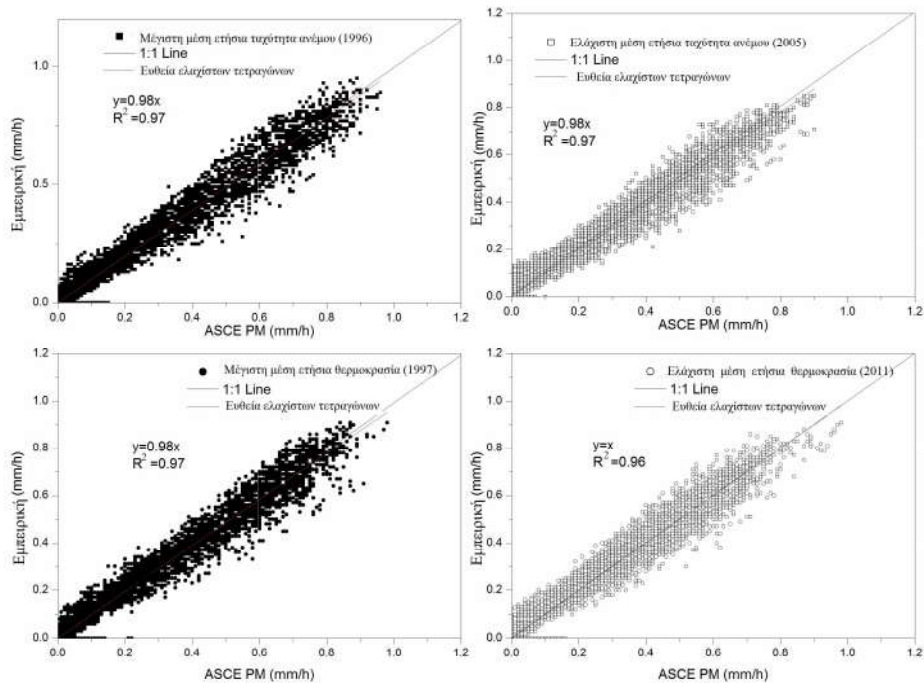
Λαμβάνοντας υπ όψιν τις ετήσιες τιμές της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης και με την βοήθεια των σχετικών στατιστικών δεικτών εξετάστηκε η αξιοπιστία των εκτιμήσεων των ωριαίων τιμών της εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση πάντα με την εξίσωση ASCE PM (2005). Η εμπειρική εξίσωση υποεκτιμά κατά

μέσο όρο 13.9 mm/year, που σαν ποσοστό του μέσου όρου των ετήσιων αθροισμάτων των ωριαίων εκτιμήσεων της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς υπολογισμένης με την ASCE PM (2005) είναι 1.03%. Συμπεραίνεται επομένως ότι, για κάθε πρακτικό σκοπό, η σύμπτωση των δύο μεθόδων σε ότι αφορά το μέσο όρο των αθροισμάτων των ωριαίων εκτιμήσεων τους σε ετήσια βάση είναι προφανής και τεκμηριωμένη. Ο μέσος ετήσιος συντελεστής προσδιορισμού είναι ίσος με 0.97. Επομένως η εμπειρική σχέση εξηγεί το μεγαλύτερο μέρος της διασποράς των τιμών της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς όταν αυτή εκτιμάται με την εμπειρική μέθοδο σε σχέση με τις αντίστοιχες τιμές που εκτιμώνται με την ASCE PM (2005). Ο μέσος όρος των ετήσιων τιμών των μέσων τετραγωνικών σφαλμάτων (RMSE) της περιόδου επαλήθευσης είναι ίσο με 0.042 mm/h, και είναι αποδεκτός. Με βάση τους Ventura et al. (1999) το μέγιστο αποδεκτό σφάλμα για μια εκτίμηση ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς είναι ίσο με 0.073 mm. Η ακρίβεια, επομένως, της πρόβλεψης της τιμής από την εμπειρική μέθοδο είναι ιδιαίτερα καλή. Η μέση κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων μεταξύ των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου και της ASCE PM (2005) για τα οκτώ έτη που χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της εμπειρικής σχέσης (βλ. Σχήμα 13, Σχήμα 14) είναι ίση με 0.98, η οποία είναι πολύ κοντά στην μονάδα (βέλτιστη τιμή). Η τιμή της κλίσης υποδηλώνει μια ελαφρά υποεκτίμηση της εμπειρικής μεθόδου. Αυτό είναι σε συμφωνία με την προηγούμενη διαπίστωση για την πρακτική σύμπτωση με ελαφρά υποεκτίμηση της εμπειρικής μεθόδου (-111 mm για το σύνολο των τιμών της περιόδου επαλήθευσης), των αθροισμάτων των τιμών των εκτιμήσεων με τις δύο μεθόδους. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων για όλα τα έτη της περιόδου επαλήθευσης περνάνε από την αρχή των αξόνων. Η μέση τιμή του δείκτη συμφωνίας (d) του μοντέλου για τα οκτώ έτη της περιόδου επαλήθευσης είναι ίσος με 0.991 και είναι επίσης ιδιαίτερα ικανοποιητικός. Σημειώνεται ότι τιμή του δείκτη συμφωνίας (d) ίση με την μονάδα (1) δηλώνει απόλυτη συμφωνία των εκτιμήσεων με τα δεδομένα, εδώ τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005).

### **5.3. Αποτελέσματα για το κάθε έτος ξεχωριστά (Σταθμός Davis)**

Τα οκτώ έτη που επιλέχθηκαν χαρακτηρίζονται από τους υψηλότερους και χαμηλότερους μέσους όρους για την μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου, θερμοκρασία, βροχόπτωση (βλέπε Σχήμα 13, Σχήμα 14). Επίσης επιλέχθηκαν τα δύο συνεχόμενα έτη μετά το έτος

που έγινε η βαθμονόμηση της σχέσης (2000). Οι εκτιμήσεις για όλα αυτά τα έτη υπολογίσθηκαν και συγκρίθηκαν με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της εξίσωσης ASCE PM (2005). Η επαλήθευση της εμπειρικής μεθόδου εξετάστηκε και για τα ετήσια αθροίσματα των ωριαίων εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου σε σύγκριση με τα ετήσια αθροίσματα των εκτιμήσεων με την ASCE PM (2005). Επίσης υπολογίσθηκαν οι στατιστικοί δείκτες για κάθε ένα έτος ξεχωριστά.



**Σχήμα 13** Διαγράμματα διασποράς των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), (άξονας X) και των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς (άξονας Y), για τα έτη 1996 (υψηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου), 2005 (χαμηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου), 1997 (υψηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία) και 2011 (χαμηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία). Τα τετράγωνα χρησιμοποιούνται για την ταχύτητα του ανέμου, οι κύκλοι την θερμοκρασία, συμπαγή σύμβολα χρησιμοποιούνται για μέγιστες μέσες ετήσιες τιμές και κενά σύμβολα για ελάχιστες μέσες ετήσιες τιμές. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων.



### **5.3.1. Έτος με την μέγιστη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου (1996)**

Από τον πίνακα 12 διαπιστώνεται ότι το έτος 1996 εμφάνισε την μεγαλύτερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου για την περίοδο λειτουργίας του σταθμού Davis (1982-2012). Η ταχύτητα του ανέμου δεν λαμβάνεται υπ' όψιν στην εκτίμηση της νέας εμπειρικής σχέσης για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς και γι' αυτό τον λόγο η σύγκριση της με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005), όπως αυτές δίνονται από την βάση δεδομένων του CIMIS, παρουσιάζει ενδιαφέρον. Η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης για το έτος 1996 (άθροισμα των 8447 εκτιμήσεων) είναι 1357.5 mm ενώ η εκτίμηση της ASCE PM (2005) για το ίδιο έτος είναι 1395.7 mm, δηλαδή οι δύο εκτιμήσεις διαφέρουν κατά -38.1 mm (υποεκτίμηση της εμπειρικής σχέσης) ή 2.73% σαν ποσοστό της ετήσιας εκτίμησης της ASCE PM (2005). Ο συντελεστής προσδιορισμού ( $R^2$ ) ανάμεσα στις δύο εκτιμήσεις είναι 0.97, δηλαδή η εμπειρική σχέση για το έτος 1996 εξηγεί το μεγαλύτερο μέρος της διασποράς που παρατηρείται (βλ. Σχήμα 13). Η κλίση για την ίδια χρονιά είναι 0.98, με την εμπειρική σχέση να υποεκτιμά σε σχέση με την ASCE PM (2005). Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα για το 1996 είναι ίσο με 0.040 mm/h, και το θεωρείται αρκετά ικανοποιητικό με μέτρο την τιμή των Ventura et al. (1999) δηλαδή 0.073 mm/h. Ο δείκτης συμφωνίας (d) είναι ίσος με 0.993, και δείχνει την εξαιρετική συμφωνία των εκτιμήσεων (εμπειρική μέθοδος) με τα δεδομένα (ASCE PM). Η ταχύτητα του ανέμου περιλαμβάνεται στον αεροδυναμικό όρο της ASCE PM. Οι εκτιμήσεις της εμπειρικής εξίσωσης είναι σε ικανοποιητική συμφωνία με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005) για το έτος 1996.

### **5.3.2. Έτος με την ελάχιστη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου (2005)**

Η χαμηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου, για το διάστημα λειτουργίας του σταθμού (1982-2012) παρατηρήθηκε 2005. Για αυτό τον λόγο υπολογίσθηκαν οι εκτιμήσεις της εμπειρικής εξίσωσης και συγκρίθηκαν με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της ASCE PM (2005). Κατά το έτος 2005 εξετάσθηκαν 8325 ωριαίες τιμές από την βάση δεδομένων του CIMIS και για κάθε μία από αυτές υπολογίσθηκε η αντίστοιχη τιμή της εμπειρικής εξίσωσης. Το άθροισμα των εκτιμήσεων της εμπειρικής εξίσωσης για το έτος είναι 1400,4 mm ενώ το για την ASCE PM (2005) είναι 1342.4 mm. Η διαφορά των δύο εκτιμήσεων είναι 57.9 mm με την εμπειρική να υπερεκτιμά την εξατμισοδιαπνοή

αναφοράς. Σαν ποσοστό της ετήσιας εκτίμησης της ASCE PM (2005) είναι 4.32%. Στο Σχήμα 13 φαίνεται ο συντελεστής προσδιορισμού των τιμών της ASCE PM (άξονας X) με τις τιμές της εμπειρικής μεθόδου (άξονας Y) ίσος με 0.97, επομένως για το έτος 2005 η εμπειρική σχέση εξηγεί ένα μεγάλο μέρος της διασποράς των δεδομένων. Ο δείκτης θεωρείται ικανοποιητικός. Η κλίση της ευθείας είναι 0.98 (η ευθεία των ελαχίστων τετραγώνων διέρχεται από το μηδέν). Για το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (και πάλι με κριτήριο το όριο των Ventura et al. 1999) διαπιστώθηκε ότι είναι χαμηλό και ίσο με 0.041 mm/h. Ο δείκτης συμφωνίας (d) για το ίδιο έτος είναι ίσος με 0.991, και η τιμή του είναι εξαιρετικά ικανοποιητική δείχνοντας ότι η το προτεινόμενο εμπειρικό μοντέλο είναι σε συμφωνία με τα δεδομένα δηλαδή, εδώ, τις εκτιμήσεις της ASCE PM(2005). Συνοψίζοντας την εικόνα που δίνουν οι δείκτες που υπολογίσθηκαν, μπορεί να βγει το συμπέρασμα ότι η εμπειρική μέθοδος είναι σε ικανοποιητική συμφωνία με τις εκτιμήσεις της ASCE PM για το έτος 2005, και ότι για την περίοδο λειτουργίας του σταθμού οι ταχύτητες του ανέμου στο παρατηρούμενο εύρος μεταβολής τους δίνουν ικανοποιητικές εκτιμήσεις για την προτεινόμενη μέθοδο.

### **5.3.3. Έτος με την μέγιστη μέση ετήσια θερμοκρασία (1997)**

Η υψηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία για το διάστημα λειτουργίας του σταθμού Davis (1982-2012) είναι το 1997. Σε αυτό το έτος εξετάσθηκαν 8361 ωριαίες παρατηρήσεις για τις οποίες υπολογίσθηκαν οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου και συγκρίθηκαν με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005), πάντα όπως αυτές δίνονται από την βάση δεδομένων του CIMIS. Το ετήσιο άθροισμα των ωριαίων εκτιμήσεων της ASCE PM (2005) είναι ίσο με 1482.1 mm ενώ το αντίστοιχο άθροισμα για τις ωριαίες εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου είναι 1423.0 mm. Η διαφορά των ετήσιων αθροισμάτων των ωριαίων εκτιμήσεων των δύο μεθόδων είναι -59.1 mm με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά σε σχέση με την ASCE PM (2005). Σαν ποσοστό του ετήσιου αθροίσματος των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005) είναι -3.99%, πρόκειται δηλαδή για μικρή υποεκτίμηση η οποία δείχνει την ικανοποιητική συμπεριφορά της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM. Στο Σχήμα 13 παρουσιάζεται το διάγραμμα διασπορά των δύο μεθόδων (X: ASCE PM, Y:Εμπειρική μέθοδος), όπου φαίνεται η επίσης ικανοποιητική εικόνα για την συσχέτιση των τιμών των δύο μεθόδων. Ο συντελεστής προσδιορισμού των 8361 τιμών

για κάθε μέθοδο υπολογίστηκε και βρέθηκε ίσος με 0.97, επομένως και για το 1997 η εμπειρική μέθοδος εξηγεί ένα πολύ μεγάλο μέρος της διασποράς των τιμών της σε σχέση με την μέθοδο αναφοράς. Η εξίσωση γραμμικής παλινδρόμησης, δίνει κλίση 0.98 και ευθεία της περνάει από την αρχή των αξόνων. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου είναι 0.042 mm/h, και είναι και πάλι μικρό σε σχέση με το ανώτατο όριο για το οποίο μια εκτίμηση θεωρείται αποδεκτή (δηλαδή 0.073 mm/h). Ο δείκτης συμφωνίας (d), υπολογίστηκε ίσος με 0.992, και δηλώνει την ισχυρή συμφωνία των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου με τα δεδομένα (εκτιμήσεις με την ASCE PM). Από τα προηγούμενα συνάγεται ότι η νέα εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής εκτιμά με ικανοποιητική ακρίβεια για το έτος 1997, για το οποίο παρατηρείται η μεγαλύτερη μέση ετήσια θερμοκρασία.

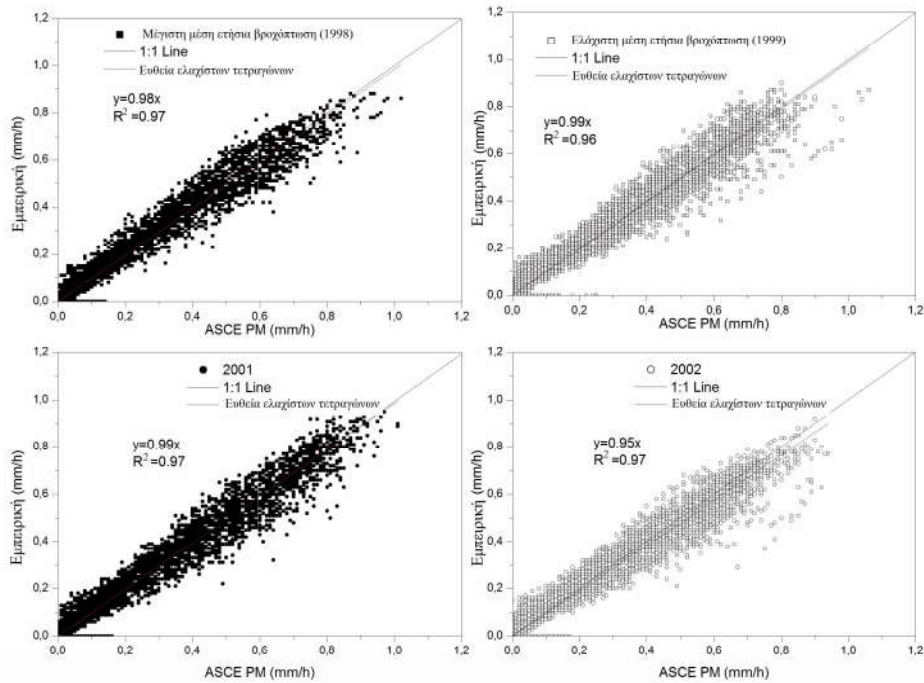
#### **5.3.4. Έτος με την ελάχιστη μέση ετήσια θερμοκρασία (2011)**

Το ψυχρότερο έτος για την διάρκεια λειτουργίας του σταθμού Davis (1982-2012) ήταν το 2011. Ανακτήθηκαν 8398 ωριαίες τιμές για το έτος αυτό από την βάση δεδομένων του CIMIS και οι εκτιμήσεις της ASCE PM (όπως δίνονται από την βάση δεδομένων) συγκρίθηκαν με τις ωριαίες εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου. Το ετήσιο άθροισμα των ωριαίων εκτιμήσεων της ASCE PM βρέθηκε ίσο με 1279.4 mm ενώ το αντίστοιχο άθροισμα των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου βρέθηκε ίσο με 1291.7mm. Η διαφορά των δύο εκτιμήσεων είναι 12.2 mm ή 0.95% του αθροίσματος των εκτιμήσεων με την ASCE PM. Οι αθροιστικές ετήσιες εκτιμήσεις των δύο μεθόδων για κάθε πρακτικό σκοπό μπορούν αν θεωρηθούν ταυτόσημες. Στο Σχήμα 13 παρουσιάζεται το διάγραμμα διασποράς των ωριαίων εκτιμήσεων των δύο μεθόδων. Από την εικόνα του διαγράμματος είναι φανερό ότι οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου συσχετίζονται σε σημαντικό βαθμό με τις εκτιμήσεις της ASCE PM. Ο συντελεστής προσδιορισμού είναι ίσος με 0.96, ενώ η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων είναι ίση με 1.00 (ένα). Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι ίσο με 0.041 mm/h, ικανοποιητικό και κάτω από την ανώτατη αποδεκτή τιμή των 0.073mm/h. Ο δείκτης συμφωνίας (d) (0.991) δείχνει την ισχυρή συμφωνία των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων. Οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου για την ωριαία εξατμισοδιαπνοή αναφοράς για το έτος 2011 είναι σε

ικανοποιητική συμφωνία με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της ASCE PM, όπως φαίνεται από όλους τους δείκτες που εξετάστηκαν προηγουμένως.

### 5.3.5. Έτος με την μέγιστη ετήσια βροχόπτωση (1998)

Στο Σχήμα 14 φαίνεται το διάγραμμα διασποράς για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM για το έτος 1998. Σε αυτό το έτος παρατηρήθηκε βροχόπτωση ίση με 667 mm και είναι η δεύτερη υψηλότερη τιμή μετά την ετήσια βροχόπτωση που παρατηρήθηκε το 1984 (984 mm) έτος το οποίο όμως δεν επιλέχθηκε επειδή δεν είναι τόσο πλήρες όσο το 1998.



Σχήμα 14 Διαγράμματα διασποράς των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), (άξονας X) και των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (άξονας Y), για τα έτη 1998 (υψηλότερη ετήσια βροχόπτωση), 1999 (χαμηλότερη ετήσια βροχόπτωση), 2001, 2002, τα δύο συνεχόμενα χρόνια από το έτος που έγινε η βαθμονόμηση της εμπειρικής σχέσης. Τα συμπαγή τετράγωνα χρησιμοποιούνται για το έτος με την μέγιστη βροχόπτωση, τα κενά τετράγωνα για το έτος με την ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση και οι κύκλοι για τα δύο συνεχόμενα έτη. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων.

Από την βάση δεδομένων του CIMIS ανακτήθηκαν 8343 ωριαία δεδομένα για τις αντίστοιχες μεταβλητές. Με τα δεδομένα αυτά υπολογίστηκε η τιμή της εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς και αθροίστηκαν οι τιμές της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής με την ASCE PM, όπως δίνονται στην βάση δεδομένων. Τα ετήσια αθροίσματα για τις δύο μεθόδους βρέθηκαν ίσα με 1186.8 mm για την ASCE PM και 1176.7 mm για την εμπειρική μέθοδο. Η διαφορά των δύο μεθόδων υπολογίστηκε ίση με -10.2 mm, με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά. Σαν ποσοστό του ετήσιου αθροίσματος των εκτιμήσεων της ASCE PM είναι -0.86%. Οι διαφορές στο ετήσιο άθροισμα των δύο μεθόδων είναι αμελητέες και πρακτικά ταυτίζονται. Ο συντελεστής προσδιορισμού των ωριαίων εκτιμήσεων των δύο μεθόδων για το σύνολο του έτους είναι 0.97, άρα ένα πολύ μεγάλο μέρος της διασποράς των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM εξηγείται από το μοντέλο. Η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων μεταξύ των τιμών των δύο μεθόδων είναι 0.98, πράγμα που δείχνει την ικανότητα της εμπειρικής μεθόδου να εκτιμά την ωριαία τιμή της ETο όπως εκτιμάται από την ASCE PM. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα για το έτος αυτό είναι 0.036 mm/h, που είναι και το ελάχιστο για όλα τα έτη που χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της μεθόδου. Με κριτήριο την τιμή αυτή η μέθοδος θεωρείται ικανοποιητική. Ο δείκτης συμφωνίας (d) έχει τιμή 0.993, είναι και πάλι πολύ κοντά στην μονάδα και επιβεβαιώνει την καταλληλότητα του μοντέλου.

### **5.3.6. Έτος με την ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση (1999)**

Το 1999 επιλέχθηκε από την βάση δεδομένων του CIMIS επειδή ήταν το έτος με την χαμηλότερη βροχόπτωση (258.7mm). Ανακτήθηκαν 8398 τιμές για τις αντίστοιχες μεταβλητές και υπολογίστηκε η τιμή της εμπειρικής σχέσης για κάθε ανακτημένη τιμή. Το ετήσιο άθροισμα των εκτιμήσεων της ASCE PM όπως δίνονται από την βάση δεδομένων του CIMIS είναι 1361.2 mm ενώ για την εμπειρική σχέση είναι 1352.4 mm. Η διαφορά τους είναι -8.8mm ή -0.65% του ετήσιου αθροίσματος των ωριαίων τιμών της ASCE PM (2005). Οι δύο μέθοδοι πρακτικά συμπίπτουν στα ετήσια αθροίσματα των εκτιμήσεών τους. Στο Σχήμα 14 φαίνεται το διάγραμμα διασποράς των τιμών της ASCE PM (άξονας X) με τις τιμές της εμπειρικής μεθόδου (άξονας Y). Το διάγραμμα δίνει μια ικανοποιητική εικόνα της προσαρμογής της εμπειρικής μεθόδου στις εκτιμήσεις της

ASCE PM, όπως φαίνεται και από τον συντελεστή προσδιορισμού που είναι ίσος με 0.96, αλλά και από την κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων που είναι ίση με 0.99. Υπενθυμίζεται ότι στα Σχήματα 13 και 14 οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα υπολογίστηκε ίσο με 0.045 mm/h το οποίο θεωρείται αποδεκτό και ενδεικτικό της επιτυχίας της μεθόδου στις εκτιμήσεις της. Ο δείκτης συμφωνίας  $d$  για τα δεδομένα (ωριαίες τιμές όπως εκτιμούνται με την ASCE PM) και τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου υπολογίστηκε ίσος με 0.990. Η τιμή του  $d$  δείχνει την εξαιρετικά καλή προσαρμογή των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου στις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005).

### **5.3.7. Έτη 2001 και 2002 (δύο συνεχόμενα έτη μετά το έτος βαθμονόμησης της εμπειρικής σχέσης, 2000)**

Τα έτη 2001 και 2002 επιλέχθηκαν επειδή είναι συνεχόμενα του έτους 2000 με δεδομένα από το οποίο, έγινε η βαθμονόμηση της εμπειρικής σχέσης. Τα συγκεκριμένα έτη δεν χαρακτηρίζονται από τις ακραίες τους τιμές σε σχέση με κάποια ή κάποιες μετεωρολογικές μεταβλητές. Τα δεδομένα για τα έτη αυτά ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων του CIMIS, και υπολογίστηκαν οι αντίστοιχες τιμές της εμπειρικής σχέσης. Τα αθροίσματα των ωριαίων εκτιμήσεων της ASCE PM για τα έτη 2001 και 2002 αντίστοιχα είναι 1402.4 mm και 1361.5mm. Για τα ίδια έτη οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου δίνουν αθροίσματα 1382.1 mm και 1316.9 mm αντίστοιχα. Οι διαφορές στα αθροίσματα των ωριαίων τιμών των δύο μεθόδων είναι, για το 2001, -20.3mm με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά και για το 2002, -44.6mm και πάλι με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά. Οι υποεκτιμήσεις αυτές σαν ποσοστό του αθροίσματος των ωριαίων εκτιμήσεων της ASCE OM (2005) είναι -1.45% (για το 2001) και -3.28% (για το 2002). Επομένως η εμπειρική μέθοδος εκτιμά με επιτυχία σε ότι αφορά το ετήσιο άθροισμα των ωριαίων εκτιμήσεων όταν συγκριθεί με το αντίστοιχο άθροισμα των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005). Τα διαγράμματα διασποράς των ωριαίων τιμών της ASCE PM (2005) και της εμπειρικής μεθόδου για τα έτη 2001 και 2002 φαίνονται στο Σχήμα 14 και δείχνουν την καλή προσαρμογή των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου στις εκτιμήσεις της ASCE PM. Ο συντελεστής προσδιορισμού των τιμών των δύο μεθόδων είναι 0.97 για το 2001 και 0.96 για το 2002. Οι τιμές των συντελεστών

προσδιορισμού είναι υψηλές και δείχνουν την πολύ καλή προσαρμογή του εμπειρικού μοντέλου, το οποίο εξηγεί το μεγαλύτερο μέρος της διασποράς των τιμών. Οι κλίσεις των ευθειών ελαχίστων τετραγώνων είναι 0.99 για το 2001 και 0.95 για το 2002. Οι τιμές είναι συνεπείς με τους προηγούμενους δείκτες και επιβεβαιώνουν την επιτυχία του εμπειρικού μοντέλου και για τα δύο έτη που εξετάζονται. Η μικρότερη τιμή για την κλίση για το έτος 2002 είναι σε συμφωνία με την ελαφρά υποεκτίμηση (-3.28%) που παρατηρείται για τα δεδομένα αυτού του έτους. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, RMSE, για τα δύο έτη είναι επίσης αποδεκτό και χαμηλό, και υπολογίσθηκε ίσο με 0.042 mm/h για το 2001 και 0.045 mm/h για το 2002. Οι χαμηλές τιμές του RMSE δείχνουν την ικανοποιητική ακρίβεια με την οποία το μοντέλο εκτιμά την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε σχέση με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005) όπως αυτές δίνονται στην βάση δεδομένων του CIMIS. Οι τιμές του δείκτη συμφωνίας  $d$  υπολογίσθηκε για τα δύο έτη και βρέθηκε ίσος με 0.992 για το 2001 και με 0.989 για το 2002. Η τιμή για το 2002 είναι η ελάχιστη τιμή για όλα τα έτη για τα οποία επαληθεύθηκε η εμπειρική σχέση. Με βάση τις τιμές αυτές συμπεραίνεται ότι το μοντέλο είναι σε άριστη συμφωνία με τα δεδομένα (εκτιμήσεις από την ASCE PM) και εκτιμά επιτυχώς τις ωριαίες τιμές της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.

#### **5.4. Αθροιστική εκτίμηση για την θερινή περίοδο για όλα τα έτη. (Σταθμός Davis)**

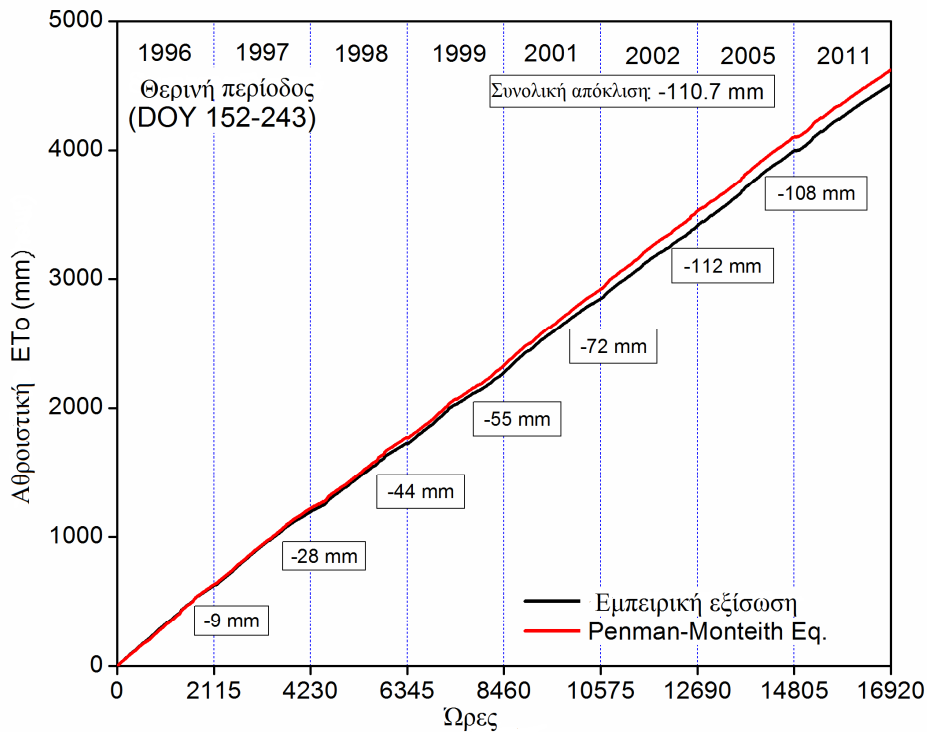
Εξετάσθηκαν οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου για την περίοδο από την DOY (Ιουλιανή ημέρα) 152 μέχρι την DOY 243, (βλέπε Πίνακα 16) που αντιστοιχεί στο διάστημα από Ιούνιο μέχρι και Αύγουστο του κάθε έτους. Η περίοδος αυτή είναι η θερμότερη του έτους και οι ανάγκες της ατμόσφαιρας για υδρατμούς μεγιστοποιούνται. Στην περίοδο αυτή περιλαμβάνονται 16913 ωριαίες τιμές για κάθε μεταβλητή.



Πίνακας 15 Για το διάστημα από DOY 152 – 243, και για όλα τα έτη της περιόδου επαλήθευσης (16913 ωριαίες τιμές), παρουσιάζονται: οι εκτιμήσεις της ASCE PM (2005), οι εκτιμήσεις της εμπειρικής σχέσης, η διαφορά τους, η διαφορά τους ως εκατοστιαίο ποσοστό της εκτίμησης της ASCE PM (2005), ο συντελεστής προσδιορισμού ( $R^2$ ), το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ανάμεσα στις τιμές της ωριαίας εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς που εκτιμήθηκαν με την εμπειρική σχέση και τις τιμές της εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς που εκτιμήθηκαν με την ASCE PM, και ο δείκτης συμφωνίας (d), για τις τιμές που περιλαμβάνονται στο χρονικό διάστημα από DOY 152 μέχρι DOY 243, και για όλα τα έτη της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης. Μέσος όρος, μέγιστα και ελάχιστα αναφέρονται στις τιμές για κάθε έτος. Η τελευταία γραμμή αναφέρεται στο σύνολο της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης.

Έτος	PM (1)	Εμπειρική (2)	Διαφ. (2)-(1)	Διαφ % [(2)-(1)]/(1)	R <sup>2</sup>	RMSE	slope	d
1996	627.9	619.1	-8.7	-1.4%	0.98	0.047	0.99	1.000
1997	599.0	579.9	-19.1	-3.2%	0.98	0.046	0.98	0.994
1998	538.2	522.3	-15.9	-3.0%	0.98	0.042	0.97	0.994
1999	538.6	527.7	-10.9	-2.0%	0.97	0.048	1.00	0.992
2001	614.1	596.2	-17.8	-2.9%	0.97	0.050	1.00	0.993
2002	582.2	542.2	-40.1	-6.9%	0.97	0.055	0.95	0.990
2005	598.9	602.9	4.1	0.7%	0.98	0.051	0.98	0.991
2011	518.0	515.8	-2.3	-0.4%	0.98	0.040	0.99	0.995
Μέσος όρος	577.1	563.3	-13.8	-2.4%	0.97	0.047	0.98	0.993
Min	518.0	515.8	-40.1	-6.9%	0.97	0.040	0.93	0.990
Max	598.9	602.9	4.06	0.7%	0.98	0.055	1.00	0.995
Περίοδος	4616.8	4506.1	-110.7	-2.4%	0.97	0.047	0.98	0.993

Για την θερινή περίοδο και για όλα τα έτη της περιόδου αθροίστηκαν οι 16913 ωριαίες εκτιμήσεις για κάθε μέθοδο και για κάθε θερινή περίοδο (DOY 152 – DOY 243) κάθε έτους όπως φαίνεται στο Σχήμα 15.



**Σχήμα 15 Η αθροιστική καμπύλη των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων (Εμπειρική και ASCE PM) για τις θερινές περιόδους όλων των ετών της περιόδου επαλήθευσης.**

Το άθροισμα των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005) για την θερινή περίοδο και για όλα τα έτη της περιόδου επαλήθευσης είναι ίσο με 4616.8 mm, και της εμπειρικής μεθόδου είναι 4506.8 mm. Η διαφορά των δύο αθροιστικών περιόδων είναι -110.7 mm με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά. Η διαφορά αυτή σαν ποσοστό του αθροίσματος των τιμών της ASCE PM (2005) για την περίοδο αυτή είναι -2.4%, και συνάγεται ότι η εμπειρική μέθοδος αθροιστικά για την περίοδο που εξετάζεται εκτιμά με ικανοποιητική ακρίβεια την εξαμηνιαία αναφοράς.

### **5.5. Αποτελέσματα για τους μέσους όρους των στατιστικών δεικτών των θερινών περιόδων όλων των ετών (Σταθμός Davis)**

Ο μέσος όρος των αθροισμάτων των ωριαίων εκτιμήσεων της μεθόδου ASCE PM (2005) για όλες τις θερινές περιόδους στην διάρκεια της περιόδου επαλήθευσης είναι 577.1 mm και ο αντίστοιχος μέσος όρος για την εμπειρική μέθοδο είναι 563.3 mm. Η διαφορά των δύο τιμών είναι -13.8 mm με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά. Σαν ποσοστό του μέσου όρου για την ASCE PM (2005) είναι -2.4%. Η εμπειρική μέθοδος τόσο σε ετήσια βάση όσο και για την θερινή περίοδο του έτους δείχνει ικανοποιητική ακρίβεια και έχει την τάση να υποεκτιμά. Ο μέσος όρος για τον συντελεστή προσδιορισμού είναι 0.97 και είναι ικανοποιητικός. Ο μέσος όρος των κλίσεων των ευθειών ελαχίστων τετραγώνων είναι 0.98, που δείχνει την ικανότητα της εμπειρικής εξίσωσης να εκτιμά την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς όπως αυτή δίνεται από την ASCE PM. Ο μέσος όρος για το μέσο τετραγωνικό σφάλμα στις εκτιμήσεις είναι 0.047 mm/h και είναι χαμηλό και αποδεκτό. Ο μέσος όρος του δείκτη d είναι 0.993, τιμή που είναι υψηλή και δείχνει την αξιοπιστία του μοντέλου να εκτιμά τα δεδομένα δηλαδή τις εκτιμήσεις της ASCE PM.

### **5.6. Αποτελέσματα για την κάθε θερινή περίοδο (DOY 152 - DOY 243, Ιούνιος-Αύγουστος) ξεχωριστά. (Σταθμός Davis)**

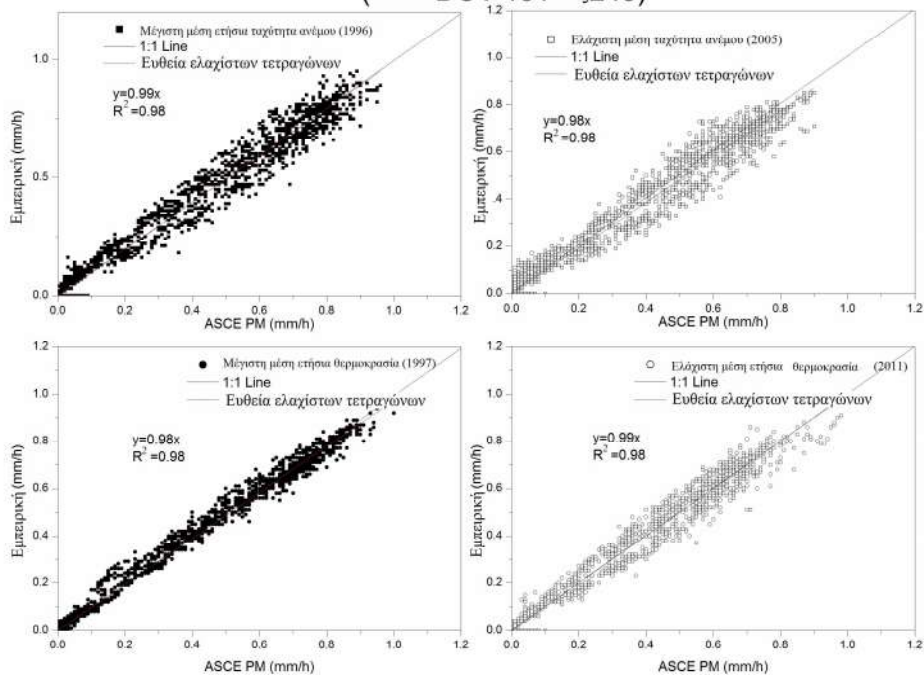
Στην συνέχεια εξετάζονται τα αποτελέσματα της σύγκρισης των δύο μεθόδων όπως αυτά φαίνονται από τους στατιστικούς δείκτες που υπολογίστηκαν ξεχωριστά για την κάθε θερινή περίοδο των ετών της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης.

#### **5.6.1. Θερινή περίοδος για το έτος με την μέγιστη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου (1996)**

Από τον πίνακα 12 φαίνεται ότι το έτος 1996 εμφάνισε την μεγαλύτερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου για την περίοδο λειτουργίας του σταθμού Davis (1982-2012). Η ταχύτητα του ανέμου δεν λαμβάνεται υπ όψιν στην εκτίμηση της νέας εμπειρικής σχέσης για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς και γι αυτό τον λόγο

η σύγκριση της με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005), όπως αυτές δίνονται από την βάση δεδομένων του CIMIS, παρουσιάζει ενδιαφέρον. Η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης για την θερινή περίοδο του έτους 1996 (DOY 153-242) είναι 619.1 mm ενώ η εκτίμηση της ASCE PM (2005) για το ίδιο έτος είναι 627.9 mm, δηλαδή οι δύο εκτιμήσεις διαφέρουν κατά -8.7 mm (υποεκτίμηση της εμπειρικής σχέσης) ή 1.4% σαν ποσοστό της ετήσιας εκτίμησης της ASCE PM (2005). Ο συντελεστής προσδιορισμού ( $R^2$ ) ανάμεσα στις δύο εκτιμήσεις είναι 0.98, δηλαδή η εμπειρική σχέση για το έτος 1996 εξηγεί το μεγαλύτερο μέρος της διασποράς. Η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων για τις εκτιμήσεις της ASCE PM και τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου για την θερινή περίοδο του 1996 είναι 0.99, με την εμπειρική σχέση να υποεκτιμά σε σχέση με την ASCE PM (2005). Στο Σχήμα 16 φαίνεται η εικόνα της συσχέτισης των τιμών των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων καθώς και η ευθεία ελαχίστων τετραγώνων. Η εικόνα του διαγράμματος διασποράς επιβεβαιώνει την ικανοποιητική συσχέτιση των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων.

Θερινές περιόδους για τα έτη 1996, 2005, 1997, 2011  
( Από DOY 151 έως 243)



Σχήμα 16 Διαγράμματα διασποράς των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), (άξονας X) και των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (άξονας Y), για για την θερινή περίοδο (από DOY 152 – DOY 243) και για τα έτη 1996 (υψηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου), 2005 (χαμηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου), 1997 (υψηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία) και 2011 (χαμηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία). Τα τετράγωνα χρησιμοποιούνται για την ταχύτητα του ανέμου, οι κύκλοι την θερμοκρασία, συμπαγή σύμβολα χρησιμοποιούνται για τις περιόδους με τις μέγιστες μέσες ετήσιες τιμές και κενά σύμβολα για τις περιόδους με τις ελάχιστες μέσες ετήσιες τιμές. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων.

Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα για την θερινή περίοδο του έτους 1996 είναι ίσο με 0.047 mm/h, και το θεωρείται αρκετά ικανοποιητικό. Ο δείκτης συμφωνίας (d) είναι ίσος με 1.000, και δείχνει την πλήρη συμφωνία των εκτιμήσεων (εμπειρική μέθοδος) με τα δεδομένα (ASCE PM). Η ταχύτητα του ανέμου περιλαμβάνεται στον αεροδυναμικό όρο της ASCE PM και η συμφωνία των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου με τις εκτιμήσεις της ASCE PM για την θερινή περίοδο είναι σημαντική για την αξιοπιστία της

μεθόδου. Οι εκτιμήσεις της εμπειρικής εξίσωσης είναι σε ικανοποιητική συμφωνία με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005) για την θερινή περίοδο του έτους 1996.

### **5.6.2. Θερινή περίοδος για το έτος με την ελάχιστη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου (2005)**

Η χαμηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα του ανέμου, για το διάστημα λειτουργίας του σταθμού (1982-2012) παρατηρήθηκε 2005. Για αυτό τον λόγο υπολογίσθηκαν οι εκτιμήσεις της εμπειρικής εξίσωσης για την θερινή περίοδο (DOY 152-243) του έτους και τις συγκρίθηκαν με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της ASCE PM (2005). Το άθροισμα των εκτιμήσεων της εμπειρικής εξίσωσης για το έτος είναι 602.9 mm ενώ το για την ASCE PM (2005) είναι 598.6 mm. Η διαφορά των δύο εκτιμήσεων είναι 4.1 mm με την εμπειρική να υπερεκτιμά την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς. Σαν ποσοστό της ετήσιας εκτίμησης της ASCE PM (2005) είναι 0.7%. Ο συντελεστής προσδιορισμού των τιμών της ASCE PM με τις τιμές της εμπειρικής μεθόδου είναι ίσος με 0.98, επομένως για την θερινή περίοδο του έτους 2005 η εμπειρική σχέση εξηγεί ένα μεγάλο μέρος της διασποράς των δεδομένων. Ο δείκτης θεωρείται ικανοποιητικός. Η κλίση της ευθείας είναι 0.98 (η ευθεία των ελαχίστων τετραγώνων διέρχεται από το μηδέν). Στο Σχήμα 16 φαίνεται το διάγραμμα διασποράς των τιμών των δύο μεθόδων από όπου διαπιστώνεται η ικανοποιητική εικόνα της αξιοπιστίας του εμπειρικού μοντέλου. Για το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (και πάλι με κριτήριο το όριο των Ventura et al. 1999) διαπιστώνεται ότι είναι χαμηλότερο του ορίου που έχει τεθεί και ίσο με 0.051 mm/h. Ο δείκτης συμφωνίας (d) για το ίδιο έτος είναι ίσος με 0.991, και η τιμή του είναι εξαιρετικά ικανοποιητική δείχνοντας ότι το προτεινόμενο υπολογιστικό σχήμα εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής είναι σε συμφωνία με τα δεδομένα δηλαδή, εδώ, τις εκτιμήσεις της ASCE PM(2005). Συνοψίζοντας την εικόνα που δίνουν οι δείκτες που υπολογίσθηκαν, η εμπειρική μέθοδος βρέθηκε να είναι σε ικανοποιητική συμφωνία με τις εκτιμήσεις της ASCE PM για την θερινή περίοδο του έτους 2005, και ότι για την περίοδο λειτουργίας του σταθμού οι ταχύτητες του ανέμου στο παρατηρούμενο εύρος μεταβολής τους δίνουν ικανοποιητικές εκτιμήσεις για την προτεινόμενη μέθοδο.

### **5.6.3. Θερινή περίοδος για το έτος με την μέγιστη μέση ετήσια θερμοκρασία (1997)**

Η υψηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία για το διάστημα λειτουργίας του σταθμού Davis (1982-2012) παρατηρείται το 1997. Σε αυτό το έτος και για την θερινή του περίοδο υπολογίσθηκαν οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου και συγκρίθηκαν με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005), πάντα όπως αυτές δίνονται από την βάση δεδομένων του CIMIS. Το άθροισμα των ωριαίων εκτιμήσεων της ASCE PM (2005) είναι ίσο με 599.0 mm ενώ το αντίστοιχο άθροισμα για τις ωριαίες εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου είναι 579.9 mm. Η διαφορά των ετήσιων αθροισμάτων των ωριαίων εκτιμήσεων των δύο μεθόδων είναι -19.1 mm με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά σε σχέση με την ASCE PM (2005). Η υποεκτίμηση αυτή, σαν ποσοστό του ετήσιου αθροίσματος των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005) είναι -3.2%, πρόκειται δηλαδή για μικρή απόκλιση η οποία δείχνει την ικανοποιητική συμπεριφορά της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM. Ο συντελεστής προσδιορισμού των τιμών των δύο μεθόδων υπολογίσθηκε και βρέθηκε ίσος με 0.98, επομένως και για την θερινή περίοδο του 1997 η εμπειρική μέθοδος εξηγεί ένα πολύ μεγάλο μέρος της διασποράς των τιμών της σε σχέση με την μέθοδο αναφοράς. Η εξίσωση γραμμικής παλινδρόμησης μεταξύ των τιμών των δύο μεθόδων (βλ. Σχήμα 16), δίνει κλίση 0.98 και ευθεία της περνάει από την αρχή των αξόνων. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου είναι 0.046 mm/h, και είναι και πάλι μικρό σε σχέση με το ανώτατο όριο για το οποίο θεωρείται μια εκτίμηση αποδεκτή (δηλαδή 0.073 mm/h). Ο δείκτης συμφωνίας (d), υπολογίσθηκε ίσος με 0.994, και δηλώνει την ισχυρή συμφωνία των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου με τα δεδομένα (εκτιμήσεις με την ASCE PM). Από τα προηγούμενα συμπεραίνεται ότι η νέα εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής εκτιμά με ικανοποιητική ακρίβεια για την θερινή περίοδο του έτους 1997, για το οποίο παρατηρείται η μεγαλύτερη μέση ετήσια θερμοκρασία.

#### **5.6.4. Θερινή περίοδος για το έτος με την ελάχιστη μέση ετήσια θερμοκρασία (2011)**

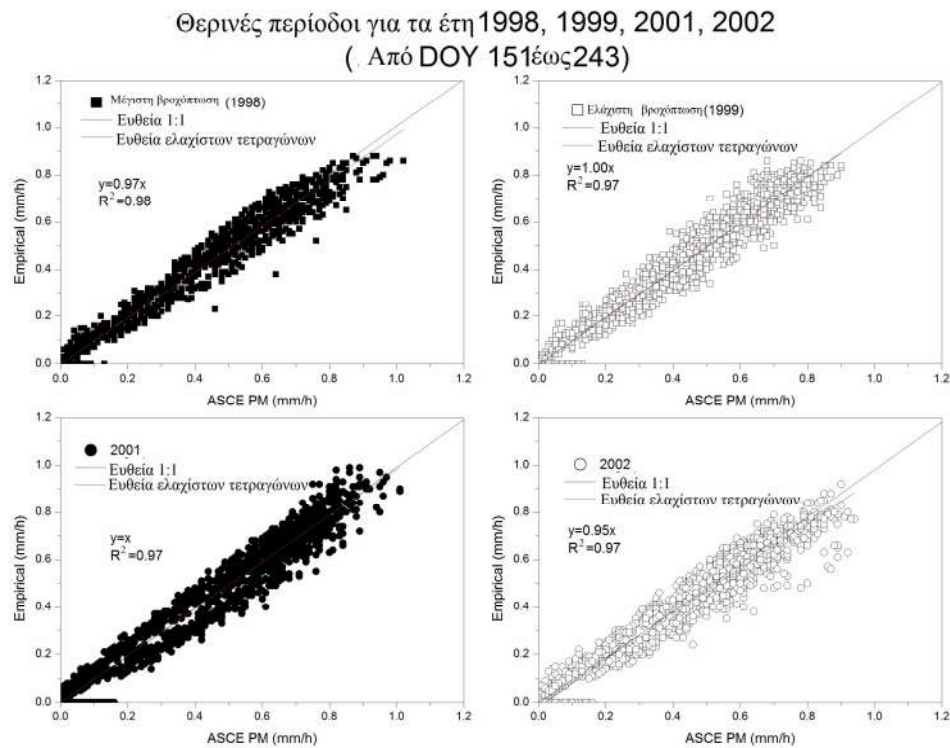
Το ψυχρότερο έτος για την διάρκεια λειτουργίας του σταθμού Davis (1982-2012) ήταν το 2011. Για την θερινή περίοδο του έτους αυτού, οι εκτιμήσεις της ASCE PM (όπως δίνονται από την βάση δεδομένων) συγκρίθηκαν με τις ωριαίες εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου. Το άθροισμα των ωριαίων εκτιμήσεων της ASCE PM για την θερινή περίοδο βρέθηκε ίσο με 518.0 mm ενώ το αντίστοιχο άθροισμα των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου βρέθηκε ίσο με 515.8 mm. Η διαφορά των δύο εκτιμήσεων είναι -2.3 mm ή 0.4% του αθροίσματος των εκτιμήσεων με την ASCE PM. Για κάθε πρακτικό σκοπό επομένως, οι εκτιμήσεις των δύο μεθόδων δίνουν το ίδιο ετήσιο άθροισμα. Οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου συσχετίζονται σε σημαντικό βαθμό με τις εκτιμήσεις της ASCE PM όπως φαίνεται από τον συντελεστή προσδιορισμού που βρέθηκε ίσος με 0.98, ενώ η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων είναι ίση με 0.99. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι ίσο με 0.040 mm/h, ικανοποιητικό και κάτω από την ανώτατη αποδεκτή τιμή των 0.073mm/h. Ο δείκτης συμφωνίας (d) (0.995) δείχνει την ισχυρή συμφωνία των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων. Οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου για την ωριαία εξαμισοδιαπνοή αναφοράς για την θερινή περίοδο του έτους 2011 είναι σε ικανοποιητική συμφωνία με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της ASCE PM, όπως φαίνεται από όλους τους δείκτες που εξετάστηκαν προηγουμένως.

#### **5.6.5. Θερινή περίοδος για το έτος με την μέγιστη ετήσια βροχόπτωση (1998)**

Στο έτος 1998 παρατηρήθηκε βροχόπτωση ίση με 667 mm. Για την θερινή περίοδο του έτους αυτού υπολογίσθηκε αθροίστηκαν οι τιμές της ωριαίας εξαμισοδιαπνοής που υπολογίστηκαν με την εμπειρική μέθοδο και οι ωριαίες τιμές για την μέθοδο ASCE PM, όπως δίνονται στην βάση δεδομένων. Τα αθροίσματα για τις δύο μεθόδους είναι 538.2 mm για την ASCE PM και 522.3 mm για την εμπειρική μέθοδο. Η διαφορά των δύο μεθόδων είναι -15.9 mm με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά. Σαν ποσοστό του αθροίσματος των εκτιμήσεων της ASCE PM για την θερινή περίοδο είναι -3.0%. Οι διαφορές στα αθροίσματα των δύο μεθόδων είναι μικρές. Ο συντελεστής προσδιορισμού



των ωριαίων εκτιμήσεων των δύο μεθόδων είναι 0.98, άρα ένα πολύ μεγάλο μέρος της διασποράς των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM εξηγείται από το μοντέλο. Η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων (βλέπε Σχήμα 17) μεταξύ των τιμών των δύο μεθόδων είναι 0.97, πράγμα που δείχνει την ικανότητα της εμπειρικής μεθόδου να εκτιμά την ωριαία τιμή της ΕΤο όπως εκτιμάται από την ASCE PM. Η εικόνα του διαγράμματος διασποράς των δεδομένων είναι ικανοποιητική και σε συμφωνία με τους στατιστικούς δείκτες για το μοντέλο.



Σχήμα 17 Διαγράμματα διασποράς των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), (άξονας X) και των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (άξονας Y), για την θερινή περίοδο (από DOY 152 – DOY 243) και για τα έτη 1998 (υψηλότερη ετήσια βροχόπτωση), 1999 (χαμηλότερη ετήσια βροχόπτωση), 2001, 2002, τα δύο συνεχόμενα χρόνια από το έτος που έγινε η βαθμονόμηση της εμπειρικής σχέσης. Τα συμπαγή τετράγωνα χρησιμοποιούνται για το έτος με την μέγιστη βροχόπτωση, τα κενά τετράγωνα για το έτος με την ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση και οι κύκλοι για τα δύο συνεχόμενα έτη. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων.

Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα για το έτος αυτό είναι 0.042 mm/h. Θεωρείται ικανοποιητική η συμφωνία των δύο μεθόδων με κριτήριο αυτή την τιμή. Ο δείκτης συμφωνίας (d) έχει τιμή 0.994, είναι και πάλι πολύ κοντά στην μονάδα και επίσης επιβεβαιώνει την καταλληλότητα του μοντέλου.

#### **5.6.6. Θερινή περίοδος για το έτος με την ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση (1999)**

Το 1999 επιλέχθηκε από την βάση δεδομένων του CIMIS επειδή ήταν το έτος με την χαμηλότερη βροχόπτωση (258.7mm). Το άθροισμα των εκτιμήσεων της ASCE PM για την θερινή περίοδο του έτους, όπως δίνονται από την βάση δεδομένων του CIMIS είναι 538.6 mm ενώ για την εμπειρική σχέση είναι 527.7 mm. Η διαφορά τους είναι -10.9 mm ή -2.0% του αθροίσματος των ωριαίων τιμών της ASCE PM (2005). Οι δύο μέθοδοι συμπίπτουν στα αθροίσματα των εκτιμήσεών τους για την θερινή περίοδο του έτους. Ο συντελεστής προσδιορισμού των τιμών των δύο μεθόδων για την θερινή περίοδο του έτους είναι ίσος με 0.97, και η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων είναι ίση με 1.00. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα υπολογίστηκε ίσο με 0.048 mm/h το οποίο θεωρείται αποδεκτό και ενδεικτικό της επιτυχίας της μεθόδου στις εκτιμήσεις της. Ο δείκτης συμφωνίας d για τα δεδομένα (ωριαίες τιμές όπως εκτιμούνται με την ASCE PM) και τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου υπολογίστηκε ίσος με 0.992. Η τιμή του d δείχνει την εξαιρετικά καλή προσαρμογή των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου στις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005).

#### **5.6.7. Θερινή περίοδος για τα έτη 2001 και 2002 (δύο συνεχόμενα έτη μετά το έτος βαθμονόμησης της εμπειρικής σχέσης, 2000)**

Τα έτη 2001 και 2002 επιλέχθηκαν επειδή είναι συνεχόμενα του έτους 2000 με δεδομένα από το οποίο, έγινε η βαθμονόμηση της εμπειρικής σχέσης. Τα συγκεκριμένα έτη δεν χαρακτηρίζονται από τις ακραίες τους τιμές σε σχέση με κάποια ή κάποιες μετεωρολογικές μεταβλητές. Για την θερινή περίοδο των ετών αυτών συγκρίθηκαν οι τιμές της ASCE PM και οι αντίστοιχες τιμές της εμπειρικής σχέσης. Τα αθροίσματα των ωριαίων εκτιμήσεων της ASCE PM για την θερινή περίοδο των ετών 2001 και 2002

αντίστοιχα είναι 614.1 mm και 582.2 mm. Για τα ίδια έτη οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου δίνουν αθροίσματα 596.2 mm και 542.2 mm αντίστοιχα. Οι διαφορές στα αθροίσματα των ωριαίων τιμών των δύο μεθόδων είναι, για το 2001, -17.8 mm με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά και για το 2002, -40.1 mm και πάλι με την εμπειρική μέθοδο να υποεκτιμά. Οι υποεκτιμήσεις αυτές σαν ποσοστό του αθροίσματος των ωριαίων εκτιμήσεων της ASCE PM (2005) είναι -2.9% (για το 2001) και -6.9% (για το 2002). Άρα η εμπειρική μέθοδος εκτιμά με επιτυχία σε ότι αφορά το άθροισμα των ωριαίων εκτιμήσεων όταν συγκριθεί με το αντίστοιχο άθροισμα των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005) παρ' ότι η υποεκτίμηση κατά -6.9% μπορεί να θεωρηθεί υψηλή σε σχέση με την εξαιρετικά καλή συμπεριφορά της μεθόδου για τα υπόλοιπα έτη και περιόδους. Ο συντελεστής προσδιορισμού των τιμών των δύο μεθόδων είναι 0.97 για το 2001 και το 2002. Οι τιμές των συντελεστών προσδιορισμού είναι υψηλές και δείχνουν την πολύ καλή προσαρμογή του εμπειρικού μοντέλου, το οποίο εξηγεί το μεγαλύτερο μέρος της διασποράς των τιμών. Οι κλίσεις των ευθειών ελαχίστων τετραγώνων είναι 1.00 για το 2001 και 0.95 για το 2002. Οι τιμές είναι συνεπείς με τους προηγούμενους δείκτες και επιβεβαιώνουν την επιτυχία του εμπειρικού μοντέλου και για τα δύο έτη που εξετάζονται. Η μικρότερη τιμή για την κλίση για το έτος 2002 είναι σε συμφωνία με την υποεκτίμηση (-6.9%) που παρατηρείται για τα δεδομένα αυτού του έτους. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, RMSE, για τα δύο έτη είναι επίσης αποδεκτό και χαμηλό, και υπολογίστηκε ίσο με 0.050 mm/h για το 2001 και 0.055 mm/h για το 2002. Οι χαμηλές τιμές του RMSE δείχνουν την ικανοποιητική ακρίβεια με την οποία το μοντέλο εκτιμά την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε σχέση με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005) όπως αυτές δίνονται στην βάση δεδομένων του CIMIS. Οι τιμές του δείκτη συμφωνίας  $d$  υπολογίστηκε για τα δύο έτη και βρέθηκε ίσος με 0.993 για το 2001 και με 0.990 για το 2002. Με βάση τις τιμές αυτές το μοντέλο κρίνεται σε ικανοποιητική συμφωνία με τα δεδομένα (εκτιμήσεις από την ASCE PM) και εκτιμά επιτυχώς τις ωριαίες τιμές της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.

Σε όλους τους στατιστικούς δείκτες και για όλες τις χρονικές περιόδους (ετήσια, θερινή περίοδος) που εξετάστηκαν οι ωριαίες εκτιμήσεις της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της μεθόδου ASCE PM (2005), διαπιστώθηκε η ικανοποιητική ακρίβεια εκτίμησης της εμπειρικής μεθόδου είτε

πρόκειται για όλο το έτος είτε για την θερινή και πιο απαιτητική με όρους ρυθμούς εξατμισοδιαπνοής περίοδο του έτους. Σχεδόν σε όλες τις περιπτώσεις η μέθοδος υποεκτιμά, με -0.96% κατά μέσο όρο για την ετήσια και -2.4% κατά μέσο όρο για την θερινή περίοδο. Από τα διαγράμματα διασποράς διακρίνονται κάποια ελάχιστα και μεμονωμένα σημεία για τα οποία παρατηρούνται μεγάλες υποεκτιμήσεις της τιμής της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.

### **5.7. Αποτελέσματα για τα δεδομένα του πειραματικού σταθμού του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα.**

Τα αποτελέσματα της σύγκρισης των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου για την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς και των αντίστοιχων εκτιμήσεων της μεθόδου ASCE PM (2005) για τα δεδομένα του πειραματικού σταθμού του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα, παρουσιάζονται στον πίνακα 17. Οι εκτιμήσεις αυτές αναφέρονται στο διάστημα από την ιουλιανή ημέρα (DOY) 92 έως την (DOY) 366 και για το έτος 2012.

Για την περίοδο επαλήθευσης για τον σταθμό της Κωπαΐδας ( $92 \leq \text{DOY} \leq 366$ ) η μέση τιμή της σχετικής υγρασίας (RH) ήταν ίση με 67.8%, η μέση θερμοκρασία ίση με 19.8 °C, η μέση τιμή της ταχύτητας του ανέμου ίση με 0.92 m/s και η μέση τιμή του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας ίση με 1.05 kPa.

Για την ίδια περίοδο στον σταθμό Davis, Ca ( $92 \leq \text{DOY} \leq 366$ ) και για το έτος 2000, η μέση τιμή της σχετικής υγρασίας (RH) ήταν ίση με 65.4%, η μέση θερμοκρασία ήταν ίση με 16.9 °C, η μέση τιμή της ταχύτητας του ανέμου ήταν ίση με 0.97 m/s και η μέση τιμή του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας ίσο με 1.19 kPa. Οι τιμές των μετεωρολογικών μεταβλητών είναι παρόμοιες όπως είναι αναμενόμενο από το παρόμοιο κλιματικό καθεστώς που χαρακτηρίζει και τις δύο θέσεις.

Υπεύθυνος για την λειτουργία και την συντήρηση του σταθμού είναι ο Επίκουρος καθηγητής κ. Αλεξανδρής Σταύρος. Για την περίοδο που εξετάζεται η μέθοδος ASCE PM (2005) έδωσε αθροιστικά, εξατμισοδιαπνοή αναφοράς ίση με 1171.30 mm, ενώ η εμπειρική μέθοδος 1183.86 mm (βλέπε Πίνακα 17). Η εμπειρική μέθοδος υπερεκτιμά

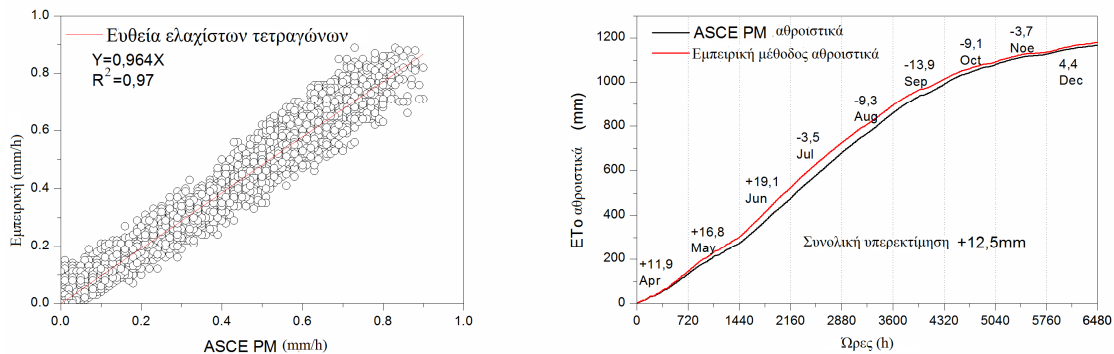
ελαφρά σε σχέση με την ASCE PM (12.57 mm). Η υπερεκτίμηση αυτή, σαν ποσοστό της αθροιστικής εκτίμησης της ASCE PM για την ίδια περίοδο, είναι 1.1%, δηλαδή πρόκειται για ελάχιστη απόκλιση μεταξύ των δύο μεθόδων, για το διάστημα επαλήθευσης της εμπειρικής μεθόδου (DOY 92-366). Η μικρή απόκλιση μας δείχνει την ικανοποιητική συμπεριφορά της εμπειρικής μεθόδου για την περιοχή της Κωπαΐδας.

**Πίνακας 16 Αθροίσματα και στατιστικοί δείκτες για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την μέθοδο ASCE PM, για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα, και για το διάστημα από DOY 92-366 του έτους 2012.**

Έτος	PM (1)	Εμπειρική (2)	Διαφορά (2)-(1)	Διαφ % [(2)-(1)]/(1)	R <sup>2</sup>	RMSE	Slope	d
2012	1171.3	1183.8	12.5	1.1%	0.97	0.043	0.964	0.992

Οι αθροιστικές καμπύλες για τις δύο μεθόδους και για όλο το χρονικό διάστημα επαλήθευσης της εμπειρικής μεθόδου στο συγκεκριμένο σταθμό φαίνονται δεξιά στο Σχήμα 19. Η εικόνα των δύο καμπυλών δείχνει την ικανοποιητική συμφωνία των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου με τις εκτιμήσεις της ASCE PM.

## Κωπαΐδα , 2012



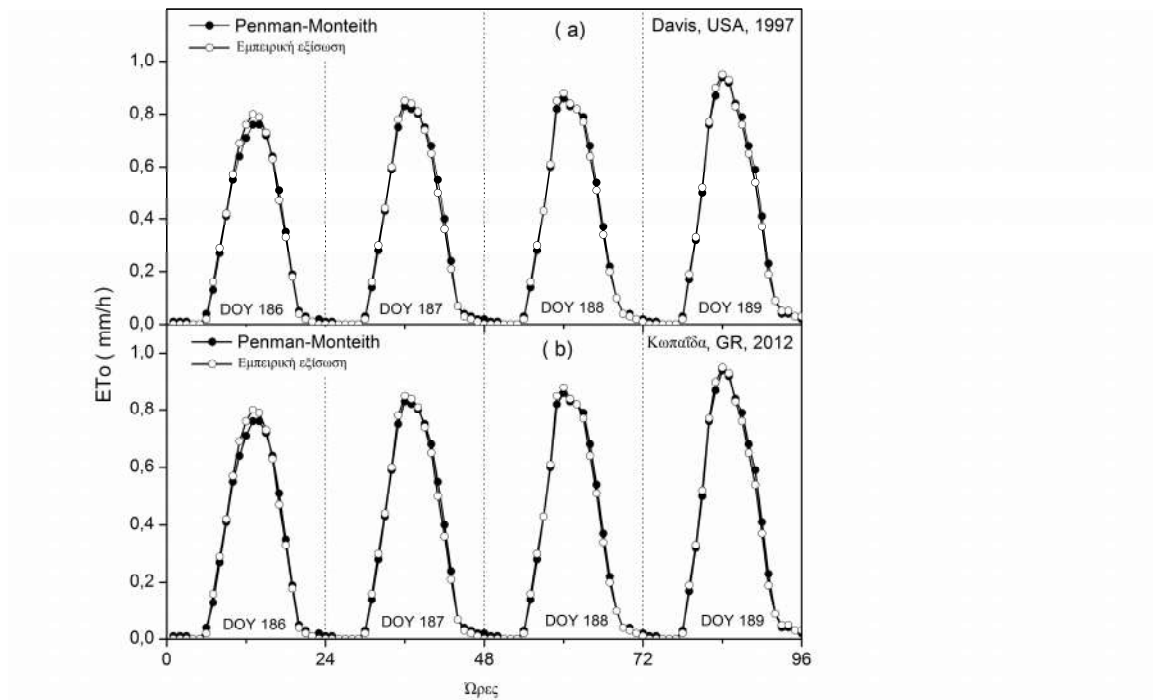
**Σχήμα 18** Αριστερά στο σχήμα είναι το διάγραμμα διασποράς των ωριαίων τιμών της ASCE PM (άξονας X) σε mm/h και της εμπειρικής μεθόδου (άξονας Y) σε mm/h, για το διάστημα  $92 \leq DOY \leq 366$ , του 2012, για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα. Δεξιά οι αθροιστικές καμπύλες για τις ωριαίες εκτιμήσεις της εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς με την εμπειρική μέθοδο (κόκκινη γραμμή, mm) και για την ASCE PM (μαύρη γραμμή, mm).

Στο Σχήμα 19 (αριστερά) φαίνεται το διάγραμμα διασποράς των τιμών των ωριαίων εκτιμήσεων της εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς με την ASCE PM (άξονας X) και των αντίστοιχων εκτιμήσεων με την εμπειρική μέθοδο (άξονας Y). Η εικόνα του διαγράμματος δείχνει ότι η εμπειρική μέθοδος μπορεί να εκτιμά αξιόπιστα σε σχέση με την ASCE PM (2005). Ο συντελεστής προσδιορισμού των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων είναι ίσος με 0.97, είναι ικανοποιητικός και ποσοτικοποιεί την εικόνα που φαίνεται στο διάγραμμα διασποράς. Η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου και τις εκτιμήσεις της ASCE PM είναι ίση με 0.964, και θεωρείται και αυτή ικανοποιητική για την μέθοδο. Από τις εκτιμήσεις των μεθόδων υπολογίστηκε και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) της εκτίμησης της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM. Η τιμή του βρέθηκε ίση με 0.043 mm/h, και είναι κάτω από το όριο που έχει γίνει δεκτό για την αποδοχή της καταλληλότητας μιας εκτίμησης (0.073 mm/h). Επίσης υπολογίστηκε ο δείκτης συμφωνίας (d) για τα ίδια δεδομένα και βρέθηκε ίσος με 0.992. Η τιμή του δείκτη είναι ιδιαίτερα ικανοποιητική και δείχνει την επιτυχία των εκτιμήσεων της ωριαίας εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς με την εμπειρική μέθοδο σε σχέση με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις με την ASCE PM.

Στο κάτω γράφημα του σχήματος 18 φαίνονται οι ωριαίες τιμές για την εμπειρική μέθοδο και την ASCE PM, για τέσσερις ημέρες (DOY 186-189) και για τον πειραματικό σταθμό στην Κωπαΐδα. Οι ωριαίες τιμές για τις δύο μεθόδους είναι σε συμφωνία με τους στατιστικούς δείκτες που έχουν εξετασθεί μέχρι τώρα για το διάστημα DOY 92-366 του 2012, και δείχνει την επάρκεια της μεθόδου για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.

### 5.8. Σύγκριση ωριαίων τιμών των δύο μεθόδων.

Με βάση τους στατιστικούς δείκτες που φαίνονται στον πίνακα 15, το έτος 1997 έχει τιμές στατιστικών δεικτών παραπλήσιες με τις μέσες τιμές για όλη την περίοδο. Για το έτος αυτό επιλέχθηκαν οι ημέρες (DOY) 186-189 (Ιούλιος) όπως φαίνεται στο Σχήμα 18.



**Σχήμα 19** Ωριαίες εκτιμήσεις με την ASCE PM (συμπαγή σύμβολα) και με την εμπειρική μέθοδο (κενά σύμβολα) για τις ημέρες (DOY) 186, 187, 188, 189, για το έτος 1997. Επάνω οι εκτιμήσεις των δύο μεθόδων για τον σταθμό Davis, CA και κάτω για τον πειραματικό μετεωρολογικό σταθμό εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (γρασίδι) του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαίδα για το έτος 2012 και τις ίδιες ημέρες.

Για τις εκτιμήσεις του ωριαίου ρυθμού της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την εμπειρική μέθοδο και την μέθοδο ASCE PM (2005) για την περιοχή της Κωπαίδας, υπολογίσθηκαν οι στατιστικοί δείκτες για κάθε μία από τις ιουλιανές ημέρες 186, 187, 188, 189 (θερινή περίοδος, Ιούλιος). Η μέση τιμή του συντελεστή προσδιορισμού βρέθηκε ίση με 0.99, η μέση τιμή της κλίσης της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ίση με 0.98 και η μέση τιμή για



το RMSE ίση με 0.039 mm/h. Όμοια υπολογίσθηκαν και οι στατιστικοί δείκτες για τις εκτιμήσεις στον σταθμό DAVIS του δικτύου CIMIS, για το έτος 1997 και βρέθηκε, η μέση τιμή για τον συντελεστή προσδιορισμού ίση με 0.99, η μέση τιμή για την κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ίση με 1.00 και η μέση τιμή για το RMSE ίση με 0.039 mm/h.

Οι εκτιμήσεις των δύο μεθόδων και για τους δύο σταθμούς είναι σε ικανοποιητική συμφωνία όπως φαίνεται και από την παρόμοια εικόνα των εκτιμήσεων στο Σχήμα 18.

### **5.9. Αποτίμηση αποτελεσμάτων για τους δύο μετεωρολογικούς σταθμούς και για όλα τα χρονικά διαστήματα που εξετάστηκαν (ετήσιο, θερινή περίοδος)**

Τόσο οι εκτιμήσεις που εξετάστηκαν για τον σταθμό Davis (66911 ωριαίες τιμές για οκτώ χρόνια) όσο και τα δεδομένα για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστήμιου Αθηνών στην Κωπαΐδα (6593 ωριαίες τιμές για τις ημέρες 92-366 του 2012) δείχνουν ότι η εμπειρική σχέση που προτείνεται με την παρούσα διατριβή εκτιμά με ικανοποιητική ακρίβεια την εξαμνησιοδιαπνοή αναφοράς για ωριαία χρονικά διαστήματα, αν συγκριθεί με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της ASCE PM (2005). Τα διαγράμματα διασποράς (βλ. Σχήματα 13, 14, 16, 17) των τιμών της ASCE PM (άξονας X) σε σχέση με τις τιμές της εμπειρικής μεθόδου (άξονας Y) δίνουν συστηματικά μια ικανοποιητική εικόνα για την ικανότητα της εμπειρικής μεθόδου να εξηγεί την διασπορά των τιμών. Περιστασιακά παρατηρούνται στα διαγράμματα αυτά μεμονωμένες τιμές που αντιπροσωπεύουν σημαντικές υπερεκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου π.χ. στο Σχήμα 13, στο έτος 1996 όπου παρατηρείται η μέγιστη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου, δηλαδή η μέγιστη τιμή μιας μετεωρολογικής μεταβλητής που δεν λαμβάνει υπ' όψιν η εμπειρική μέθοδος, διακρίνονται μεμονωμένα σημεία στα οποία η εμπειρική μέθοδος υποεκτιμά σημαντικά. Τέτοιες τιμές συμβάλλουν σημαντικά σε δείκτες όπως το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, το οποίο σταθμίζει την τιμή του κάθε σφάλματος με τον εαυτό του και άρα υψηλότερες τιμές σφάλματος είναι πιο καθοριστικές για την τιμή του σε σχέση με χαμηλότερες τιμές. Οι συστηματικά καλές (χαμηλές) τιμές του RMSE δείχνουν ότι τέτοιες υποεκτιμήσεις δεν επηρεάζουν σημαντικά την τιμή του δείκτη. Το εύρος της κύμανσης του δείκτη για όλη την περίοδο επαλήθευσης και για όλα τα χρονικά διαστήματα είναι μικρό (ελάχιστο 0.036 mm/h για το έτος 1998 και μέγιστο 0.055 mm/h για την θερινή περίοδο του 2002), και επομένως η μέθοδος για όλη την περίοδο επαλήθευσης και για όλα τα χρονικά διαστήματα για τα οποία εξετάστηκε (ετήσιο, θερινή περίοδος) συμπεριφέρεται με σταθερότητα εκτιμώντας με ικανοποιητική ακρίβεια. Όλες οι εκτιμήσεις έχουν γίνει για ημίξηρο κλίμα και η μέθοδος προτείνεται για τέτοιου τύπου κλίματα.

Η μέθοδος εκτιμά παρόμοια τόσο για όλο το έτος όσο και για την θερινή (ζεστή) περίοδό του. Συνεπώς φαίνεται ότι, η ικανοποιητική συμπεριφορά της μεθόδου οφείλεται στις μετεωρολογικές παραμέτρους που λαμβάνει υπ' όψιν, δηλαδή την εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία και την σχετική υγρασία. Η μικρού μήκους ακτινοβολία είναι η σημαντικότερη μετεωρολογική παράμετρος για την διεργασία της εξατμισοδιαπνοής. Είναι η κυριότερη πηγή ενέργειας για την διεργασία της εξάτμισης και εξαρτάται από τον χρόνο, το γεωγραφικό πλάτος, την κατάσταση της ατμόσφαιρας κλπ. Η σημασία της μικρού μήκους ακτινοβολίας έχει διερευνηθεί από διάφορους συγγραφείς. Ο Meyer (1989) διατύπωσε την άποψη ότι η μικρού μήκους ακτινοβολία μαζί με την υγρασία της ατμόσφαιρας είναι σημαντικότεροι παράγοντες στην εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε σχέση με την ταχύτητα του ανέμου και την θερμοκρασία. Για αυτό το λόγο σε πραγματικά δεδομένα εισήγαγε τυχαία και συστηματικά σφάλματα και εξέτασε τις μεταβολές του εκτιμώμενου ρυθμού εξατμισοδιαπνοής. Για παρόμοια σφάλματα στα δεδομένα διαπίστωσε ότι οι αποκλίσεις γινόταν σταδιακά μεγαλύτερες όταν αυτά αφορούσαν στην ταχύτητα του ανέμου (μικρότερα σφάλματα), την θερμοκρασία, την υγρασία της ατμόσφαιρας και την ακτινοβολία (μεγαλύτερα σφάλματα).

Ο Hidalgo et al. (2005) μελέτησε τις διακυμάνσεις της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς για το διάστημα 1992-2005 χρησιμοποιώντας τις ημερήσιες τιμές της από το δίκτυο CIMIS. Διαπίστωσε ότι οι μεταβολές της ημερήσιας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς συσχετίζονται ισχυρά με τις μεταβολές της καθαρής ακτινοβολίας,  $R_n$ , και της σχετικής υγρασίας, RH, ενώ η συσχέτιση δεν είναι το ίδιο ισχυρή για τις μεταβολές της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας και της ταχύτητας του ανέμου. Ειδικότερα η σχέση του ρυθμού της ημερήσιας εξατμισοδιαπνοής και της ακτινοβολίας είναι εμφανής στην μείωση της ημερήσιας τιμής τις ημέρες με έντονη νέφωση.

Οι Xu et al. (2006) εξέτασαν την χωρική και την χρονική κατανομή των τιμών της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς για την λεκάνη του ποταμού Yangtze και για το χρονικό διάστημα από τον 1960-2000, και σε ανάλυση ευαισθησίας που πραγματοποίησαν διαπίστωσαν ότι οι μετεωρολογικές μεταβλητές στις οποίες είναι πιο ευαίσθητη είναι η καθαρή ακτινοβολία και αμέσως μετά η σχετική υγρασία.

Ο Gong et al. (2006) διερεύνησε την ευαισθησία της εξίσωσης PM στις κλιματικές μεταβλητές που χρησιμοποιούνται για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την εξίσωση FAO 56 PM, για ημερήσιες εκτιμήσεις από 150 μετεωρολογικούς σταθμούς και 41 χρόνια. Η ποσοτική εκτίμηση της σημασίας της κάθε μετεωρολογικής μεταβλητής έδειξε ότι η μέθοδος FAO 56 PM ήταν πιο ευαίσθητη στην σχετική υγρασία στην εισερχόμενη μικρού μήκους ακτινοβολία στην θερμοκρασία και στην ταχύτητα του ανέμου με σειρά από την πιο ευαίσθητη προς την λιγότερο ευαίσθητη μετεωρολογική μεταβλητή.

Συνάγεται επομένως ότι σε περιόδους όπου ο ενεργειακός όρος της εξίσωσης είναι πιο σημαντικός η εμπειρική μέθοδος για την εκτίμηση της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς μπορεί να εκτιμήσει με ικανοποιητική ακρίβεια. Η σχετική υγρασία που επίσης λαμβάνεται υπ' όψιν από την εμπειρική εξίσωση πληροφορεί για την ικανότητα της ατμόσφαιρας να συγκρατήσει υδρατμούς. Έτσι για περιόδους που ο αεροδυναμικός όρος είναι πιο σημαντικός η εξίσωση μπορεί να δίνει ικανοποιητικές εκτιμήσεις λαμβάνοντας υπ' όψιν τόσο την σχετική υγρασία όσο και την συνάρτηση της σχετικής υγρασίας στον σύνθετο όρο της εξίσωσης.

### **5.10. Αποτελέσματα για την διερεύνηση του σφάλματος (RMSE) για τον σταθμό Davis**

Στο κεφάλαιο 3.4 αναλύθηκε η σχέση του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας με την συνάρτηση της σχετικής υγρασίας και συγκεκριμένα με το αντίστροφο του φυσικού λογαρίθμου της σχετικής υγρασίας ( $1/\ln(RH)$ ). Με βάση την ανάλυση εκείνη η συνάρτηση της σχετικής υγρασίας συμπεριλήφθηκε στον σύνθετο όρο της εμπειρικής σχέσης για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Οι αποκλίσεις των εκτιμήσεων της εμπειρικής εξίσωσης από τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της εξίσωσης ASCE PM (2005) διερευνήθηκαν για το σύνολο της περιόδου επαλήθευσης και για τους δύο σταθμούς (Davis, CA & Πειραματικός σταθμός του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα) σε συνάρτηση με τις τιμές του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (VPD) που υπολογίσθηκαν από τα δεδομένα. Ο στατιστικός δείκτης που χρησιμοποιήθηκε για την διερεύνηση είναι το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE).

Για να διερευνηθούν οι αποκλίσεις της εμπειρικής εξίσωσης από τις εκτιμήσεις της εξίσωσης ASCE PM (2005) για τον σταθμό Davis, CA με την βοήθεια του μέσου τετραγωνικού σφάλματος, εξετάστηκαν αρχικά, όλα τα 66911 ωριαία δεδομένα για οκτώ έτη που επιλέχθηκαν από την βάση δεδομένων του δικτύου CIMIS με βάση τις μέγιστες και ελάχιστες τιμές των ετών αυτών για την θερμοκρασία, την ταχύτητα του ανέμου, την βροχόπτωση και τα δύο συνεχόμενα έτη μετά το έτος 2000. Για όλες τις τιμές του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (66911) που υπολογίσθηκαν από τα δεδομένα του σταθμού Davis, βρέθηκαν οι περιγραφικοί στατιστικοί δείκτες (βλέπε Πίνακα 18).

**Πίνακας 17 Στατιστικοί δείκτες για το σύνολο των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας για την περίοδο επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης (66911 τιμές). Τα δεδομένα ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων του δικτύου CIMIS, για τον σταθμό Davis, CA.**

VPD (kPa)	
Μέσος όρος	0.853
Διάμεσος	0.464
Τυπική απόκλιση	1.000
Διασπορά δείγματος	1.001
Κύρτωση	3.097
Λοξότητα	1.790
Εύρος τιμών	6.227
Ελάχιστη τιμή	0.000
Μέγιστη τιμή	6.227
Αριθμός παρατηρήσεων	66911

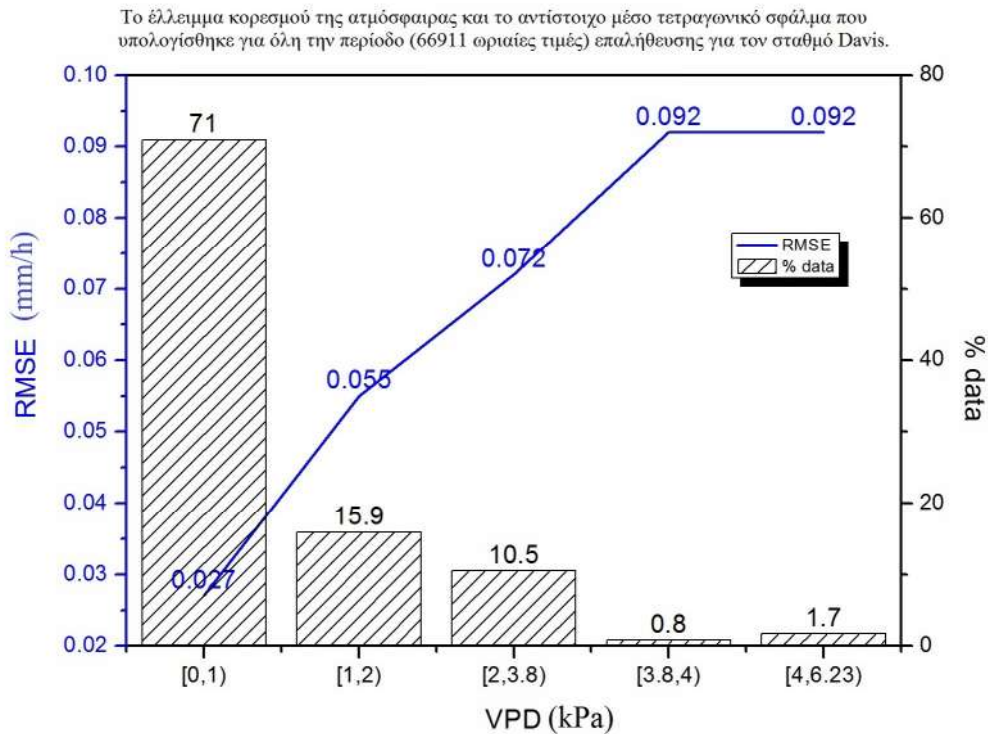
Ο μέσος όρος των τιμών του ελλείμματος κορεσμού για όλη την περίοδο επαλήθευσης είναι 0.853 kPa, η διάμεση τιμή του δείγματος είναι 0.464 kPa, η τυπική απόκλιση είναι ίση με 1.000 kPa, η ελάχιστη τιμή είναι ίση με 0 kPa, η μέγιστη ίση με 6.227 kPa, και το εύρος επίσης ίσο με 0.6227 kPa.

Για όλες αυτές τις τιμές υπολογίσθηκαν οι αποκλίσεις της εμπειρικής μεθόδου για τον υπολογισμό της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς από την αντίστοιχη της ASCE PM (2005). Στην συνέχεια ομαδοποιήθηκαν τα δεδομένα σε πέντε κατηγορίες βασισμένες στις τιμές του ελλείμματος κορεσμού (βλέπε Πίνακα 19).

**Πίνακας 18** Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για όλη την διάρκεια της περιόδου επαλήθευσης και για όλες τις τιμές (66911 τιμές). Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (VPD), για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά.

VPD (kPa)	RMSE	Δεδομένα	
		Δεδομένα [%]	[%] (Αθροιστικά)
[0,1)	0.027	71	71
[1,2)	0.055	15.9	86.9
[2,3.8)	0.072	10.5	97.5
[3.8,4)	0.092	0.8	98.3
[4,6.23)	0.092	1.7	100

Από την παραπάνω ανάλυση βρέθηκε ότι το 71% των ωριαίων τιμών για το σύνολο της περιόδου επαλήθευσης για τον σταθμό Davis χαρακτηρίζεται από ελλείμματα κορεσμού από 0 έως 1kPa, (βλέπε Σχήμα 20) και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα για αυτές τις τιμές είναι ίσο με 0.027 mm/h.



Σχήμα 20 Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίστηκε για όλη την περίοδο επαλήθευσης για τον σταθμό Davis (66911 τιμές). Οι τρεις πρώτες στήλες αντιστοιχούν στα δεδομένα που έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από το όριο του 0.073 mm/h, πάνω από το οποίο δεν θεωρείται ικανοποιητική η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης.

Σε τιμές του ελλείμματος κορεσμού από 1 μέχρι 2 kPa, έχω το 15.9% των δεδομένων και χαρακτηρίζεται από μέσο τετραγωνικό σφάλμα ίσο με 0.055 mm/h. Για το εύρος τιμών του ελλείμματος κορεσμού από 2 kPa μέχρι 3.8 kPa, έχω το 10.5% των τιμών και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι ίσο με 0.072 mm/h. Επιλέχθηκε αυτή η τιμή (3.8 kPa) γιατί σε αυτή την τιμή το μέσο τετραγωνικό σφάλμα γίνεται σχεδόν ίσο με το ανώτατο όριο που έχει γίνει δεκτό σαν κριτήριο αποδεκτής εκτίμησης για την εμπειρική μέθοδο.

Μέχρι το όριο αυτό του μέσου τετραγωνικού σφάλματος, έχω αθροιστικά το 97.5% των δεδομένων (βλέπε τελευταία στήλη του Πίνακα 19). Το υπόλοιπο 2.5% των δεδομένων χαρακτηρίζεται από μέσο τετραγωνικό σφάλμα μεγαλύτερο από 0.072 mm/h (όριο 0.073 mm/h) και για αυτές τις τιμές η μέθοδος δεν δίνει ικανοποιητική εκτίμηση. Η ικανότητα



της μεθόδου να εκτιμά την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε σχέση με την ASCE PM (2005) κρίνεται ικανοποιητική για το μεγαλύτερο μέρος των δεδομένων που εξετάστηκαν για τον σταθμό Davis και για έτη που χαρακτηρίζονται από μέγιστες ή ελάχιστες τιμές για μετεωρολογικές μεταβλητές που η εξίσωση δεν λαμβάνει υπ' όψιν. Οι τιμές που δεν κρίνονται ικανοποιητικές χαρακτηρίζονται από ελλείμματα κορεσμού μεγαλύτερα από 3.8 kPa, και αντιστοιχούν σε μεγαλύτερες τιμές του αεροδυναμικού όρου της εξίσωσης ASCE PM (2005). Οι McAneney B. Itier (1996) για τον ενεργειακό όρο της PM προτείνουν ότι για ελλείμματα κορεσμού της ατμόσφαιρας μικρότερα από  $10 \text{ g/m}^3$  ο ενεργειακός όρος εκτιμά ικανοποιητικά την εξατμισοδιαπνοή αναφοράς. Σύμφωνα με τους ίδιους συγγραφείς η ακρίβεια της εξίσωσης PM μειώνεται για τιμές του ελλείμματος κορεσμού μεγαλύτερες από  $10 \text{ g/m}^3$  ή 1,436 kPa σε ατμοσφαιρική πίεση 10.32 kPa και θερμοκρασία  $35^\circ \text{C}$ . Το εύρος των τιμών του ελλείμματος κορεσμού για τις οποίες η εμπειρική εξίσωση εκτιμά ικανοποιητικά είναι έως 3.8 kPa και αυτό επιβεβαιώνει την συμβολή της σχέσης του ελλείμματος κορεσμού και της συνάρτησης της σχετικής υγρασίας που ενσωματώνεται στον σύνθετο όρο της εμπειρικής εξίσωσης.

Με τον ίδιο τρόπο υπολογίστηκε το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) για διάφορες τιμές της ταχύτητας του ανέμου ( $u_2$ ) και πάλι για τον σταθμό Davis και για όλη την περίοδο επαλήθευσης (66911 ωριαίες εκτιμήσεις). Για τις τιμές αυτές υπολογίστηκαν οι περιγραφικοί στατιστικοί δείκτες (βλέπε Πίνακα 20).

**Πίνακας 19 Στατιστικοί δείκτες για τις 66911 τιμές (σύνολο τιμών για την περίοδο επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης) της ταχύτητας του ανέμου από δεδομένα που ανακτήθηκαν για τον σταθμό Davis, CA και οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της εμπειρικής σχέσης.**

Ταχύτητα του ανέμου (m/s)	
Μέσος όρος	2.61
Διάμεσος	2.2
Τυπική απόκλιση	1.72
Διασπορά	2.96
Κύρτωση	2.47
Λόξωση	1.43
Εύρος	13.3
Ελάχιστο	0.4
Μέγιστο	13.7
Αριθμός παρατηρήσεων	66911

Για όλες τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου ο μέσος όρος είναι 2.61 m/sec, ο διάμεσος είναι ίσος με 2.2 m/sec, η τυπική απόκλιση ίση με 1.72 m/sec. Η ελάχιστη τιμή είναι ίση με 0.4 m/sec, η μέγιστη τιμή ίση με 13.7 m/sec, και το εύρος των τιμών της ταχύτητας του ανέμου είναι 13.3 m/sec.

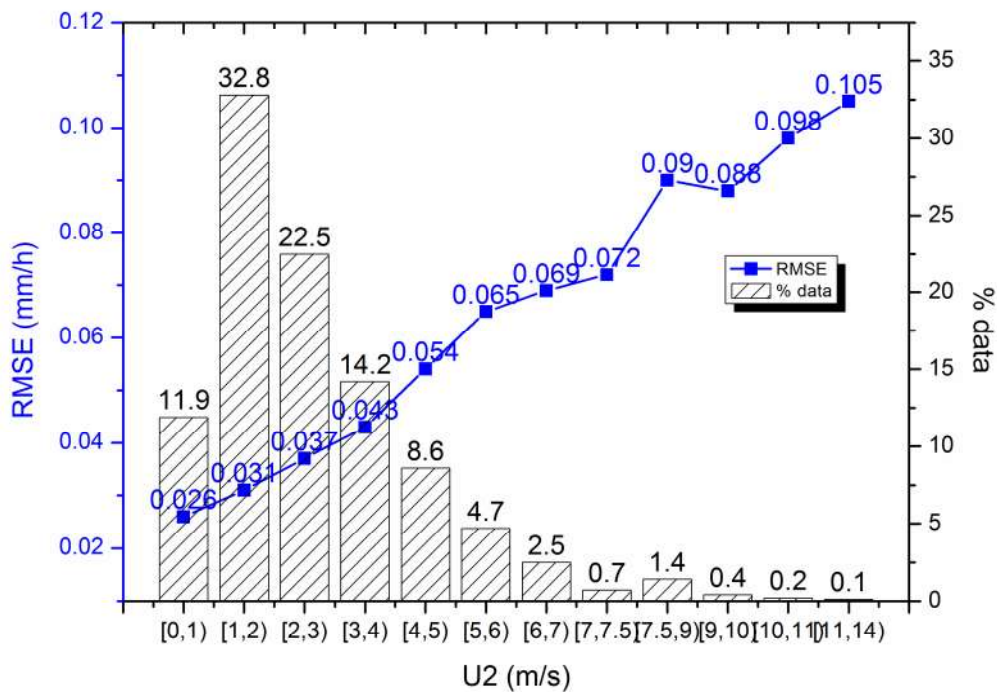
Για όλες αυτές τις τιμές και για τις αποκλίσεις της εμπειρικής μεθόδου στον υπολογισμό της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς από την αντίστοιχη της ASCE PM (2005) ομαδοποιήθηκαν τα δεδομένα σε δώδεκα κατηγορίες βασισμένες στις τιμές της ταχύτητας του ανέμου (βλέπε Πίνακα 21).

**Πίνακας 20** Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για όλη την διάρκεια της περιόδου επαλήθευσης και για όλες τις τιμές (66911 τιμές). Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών της ταχύτητας του ανέμου, για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών της ταχύτητας του ανέμου και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά.

U <sub>2</sub>	RMSE	Δεδομένα	
		Δεδομένα (%)	(αθροιστικά)
[0,1)	0.026	11.9	11.9
[1,2)	0.031	32.8	44.7
[2,3)	0.037	22.5	67.1
[3,4)	0.043	14.2	81.4
[4,5)	0.054	8.6	90
[5,6)	0.065	4.7	94.7
[6,7)	0.069	2.5	97.2
[7,7.5)	0.072	0.7	97.9
[7.5,9)	0.09	1.4	99.4
[9,10)	0.088	0.4	99.8
[10,11)	0.098	0.2	99.9
[11,14)	0.105	0.1	100

Από την παραπάνω ανάλυση βρέθηκε ότι το 97.9% των ωριαίων τιμών για το σύνολο της περιόδου επαλήθευσης για τον σταθμό Davis χαρακτηρίζεται από ταχύτητες του ανέμου από 0-7.5 m/sec, και έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από 0.072 mm/h, μικρότερο δηλαδή από το μέγιστο σφάλμα (0.073 mm/h) για το οποίο οι εκτιμήσεις της

μεθόδου είναι αποδεκτές. Οι μικρότερες τιμές του μέσου τετραγωνικού σφάλματος παρατηρούνται στις μικρότερες τιμές της ταχύτητας του ανέμου και οι μέγιστες τιμές του RMSE στις μέγιστες τιμές της ταχύτητας του ανέμου. Περίπου το 70% των τιμών της ταχύτητας είναι μεταξύ 1 και 4 m/s. Ιστόγραμμα συχνοτήτων βασισμένο στον πίνακα 21 φαίνεται στο Σχήμα 21. Από ίδιο πίνακα φαίνεται ότι περίπου οι μισές εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου δίνουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από 0.031 mm/h ένα σφάλμα δηλαδή εξαιρετικά μικρό για μια εμπειρική μέθοδο που με ελάχιστα δεδομένα εκτιμά την ωριαία εξαμισοδιαπνοή αναφοράς. Οι εκτιμήσεις αυτές αντιστοιχούν στις δύο πρώτες στήλες του ιστογράμματος του Σχήματος 21.



**Σχήμα 21** Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για την ταχύτητα του ανέμου και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίστηκε για όλη την περίοδο επαλήθευσης για τον σταθμό Davis (66911 τιμές). Οι τρεις πρώτες στήλες αντιστοιχούν στα δεδομένα που έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από το όριο του 0.073 mm/h, πάνω από το οποίο δεν θεωρείται ικανοποιητική η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης.

Οι τιμές της ταχύτητας του ανέμου για τις οποίες οι εκτιμήσεις της ωριαίας τιμής της εξαμισοδιαπνοής αναφοράς με την εμπειρική μέθοδο σε σχέση με τις εκτιμήσεις την

ASCE PM (2005) έχουν υψηλό RMSE ( $>0.072$  mm/h), αντιστοιχούν στο 2.1% του συνόλου των δεδομένων με τα οποία έγινε η επαλήθευση της εμπειρικής μεθόδου. Αυτές οι τιμές αντιπροσωπεύουν ένα πολύ μικρό μέρος του συνόλου των δεδομένων και μπορεί να λεχθεί ότι στις περισσότερες περιπτώσεις η εμπειρική σχέση εκτιμά ικανοποιητικά σε σχέση με την ASCE PM (2005). Οι τιμές αυτές ( $u_2 > 7.5$  m/s) παρατηρούνται σπάνια, κυρίως κατά την θερινή περίοδο του έτους και συγκεκριμένα το ~ 8.3% των τιμών της ταχύτητας του ανέμου που υπερβαίνει τα 7.5 m/s παρατηρείται στην θερινή περίοδο δηλαδή, στην περίοδο που περιλαμβάνεται από την DOY 152-243. Στους τρεις χειμερινούς μήνες περιλαμβάνεται το 37.1% αυτών των τιμών (που η ταχύτητα του ανέμου υπερβαίνει τα 7.5 m/s), πράγμα που δείχνει ότι για την περίοδο που η εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής είναι πιο κρίσιμη, δηλαδή την θερινή-ζεστή περίοδο του έτους η εμπειρική μέθοδος δίνει ικανοποιητικές εκτιμήσεις αφού εκεί καταγράφεται μόλις το 8.3% των τιμών της ταχύτητας του ανέμου που είναι μεγαλύτερη από 7.5 m/s. Επίσης διαπιστώθηκε για το ίδιο υποσύνολο τιμών της περιόδου επαλήθευσης για τον σταθμό Davis, δηλαδή για όλες τις τιμές που χαρακτηρίζονται από ταχύτητες του ανέμου μεγαλύτερες από 7.5 m/s, ότι το 83% αυτών χαρακτηρίζονται από ιδιαίτερα χαμηλές τιμές της σχετικής υγρασίας ( $RH < 40\%$ ) πράγμα που δείχνει ότι ο αεροδυναμικός όρος της εξίσωσης ASCE PM είναι ιδιαίτερα σημαντικός. Συμπεραίνεται από τα προηγούμενα ότι για ιδιαίτερα υψηλές τιμές των μετεωρολογικών μεταβλητών που η εμπειρική εξίσωση δεν λαμβάνει υπ όψιν και για ιδιαίτερα μικρό μέρος του δείγματος η εμπειρική σχέση δεν εκτιμά ικανοποιητικά σύμφωνα με το κριτήριο των 0.073 mm/h που έχει τεθεί σαν όριο για την αξιοπιστία της μεθόδου. Για την μέγιστη τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος (0.101 m/s) που παρατηρείται για ταχύτητες από 11-14 m/s, σημειώνεται ότι, με βάση την βιβλιογραφία (Choi et al., 2012), μπορεί επίσης να θεωρηθεί αποδεκτό.

Σε ότι αφορά στο σύνολο του παρατηρούμενου εύρους των τιμών της ταχύτητας του ανέμου και για όλη την περίοδο επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης στον σταθμό Davis, η εμπειρική σχέση δίνει ικανοποιητικές και αξιόπιστες εκτιμήσεις. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM (2005) για σχεδόν όλες τις παρατηρούμενες ταχύτητες του ανέμου (97.9% των παρατηρήσεων) είναι μέχρι 0.072 mm/h δηλαδή μικρότερο από το όριο των 0.073 mm/h.

Έχει αναφερθεί ότι για την επιλογή των ετών επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης χρησιμοποιήθηκαν σαν κριτήριο, οι μέγιστες και οι ελάχιστες τιμές, μεταξύ άλλων και της ταχύτητας του ανέμου. Κατά την διάρκεια του 1996 παρατηρήθηκε η μέγιστη μέση ταχύτητα ανέμου ίση με 2.78 m/s (μέσος όρος για την περίοδο 1982-2012: 2.43 m/s), και ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων της 8447 ωριαία δεδομένα. Για το ίδιο έτος εκτιμήθηκαν οι αντίστοιχες τιμές της ωριαίας εξαμισοδιαπνοής αναφοράς με την εμπειρική σχέση, ενώ από την βάση δεδομένων του CIMIS ανακτήθηκαν οι τιμές για την ωριαία εξαμισοδιαπνοή αναφοράς όπως υπολογίζεται με την εξίσωση ASCE PM (2005). Για τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου υπολογίσθηκαν οι περιγραφικοί στατιστικοί δείκτες (βλέπε Πίνακα 22).

**Πίνακας 21 Στατιστικοί δείκτες για τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου για το έτος 1996 (μέγιστη ετήσια τιμή ταχύτητας ανέμου για το σύνολο των ετών λειτουργίας του σταθμού Davis, 1982-2012) Τα δεδομένα τα ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων του CIMIS και για τον σταθμό Davis, CA και έχουν χρησιμοποιηθεί για την επαλήθευση της εμπειρικής σχέσης.**

Ταχύτητα ανέμου, 1996 (m/s)	
Μέσος όρος	2.78
Διάμεσος	2.30
Τυπική απόκλιση	1.81
Διασπορά	3.30
Κύρτωση	1.89
Λοξότητα	1.35
Εύρος	12.2
Ελάχιστη τιμή	0.4
Μέγιστη τιμή	12.6
Αριθμός παρατηρήσεων	8447

Ο μέσος όρος για τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου για το έτος 1996 είναι ίσος με 2.78 m/s και είναι μεγαλύτερος κατά 14.4% σε σχέση με τον μέσο όρο της περιόδου 1982-2012 που είναι ίσος με 2.43 m/s. Η διάμεση για τις 8447 τιμές του 1996 είναι ίση με 2.30 m/s, η τυπική απόκλιση είναι ίση με 1.81 m/s, το εύρος των παρατηρούμενων τιμών είναι ίσο με 12.2 m/s, η ελάχιστη τιμή είναι ίση με 0.4 m/s, και η μέγιστη τιμή είναι ίση με 12.6 m/s.

Οι τιμές της ταχύτητας του ανέμου διαιρέθηκαν σε 12 κατηγορίες (βλέπε Πίνακα 23) και για τις τιμές που περιέλαβε η κάθε κατηγορία ξεχωριστά, υπολογίστηκε το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των εκτιμήσεων της ωριαίας εξαμυσοδιαπνοής όπως υπολογίζεται με την εμπειρική μέθοδο σε σχέση με την εκτίμηση της ASCE PM(2005).

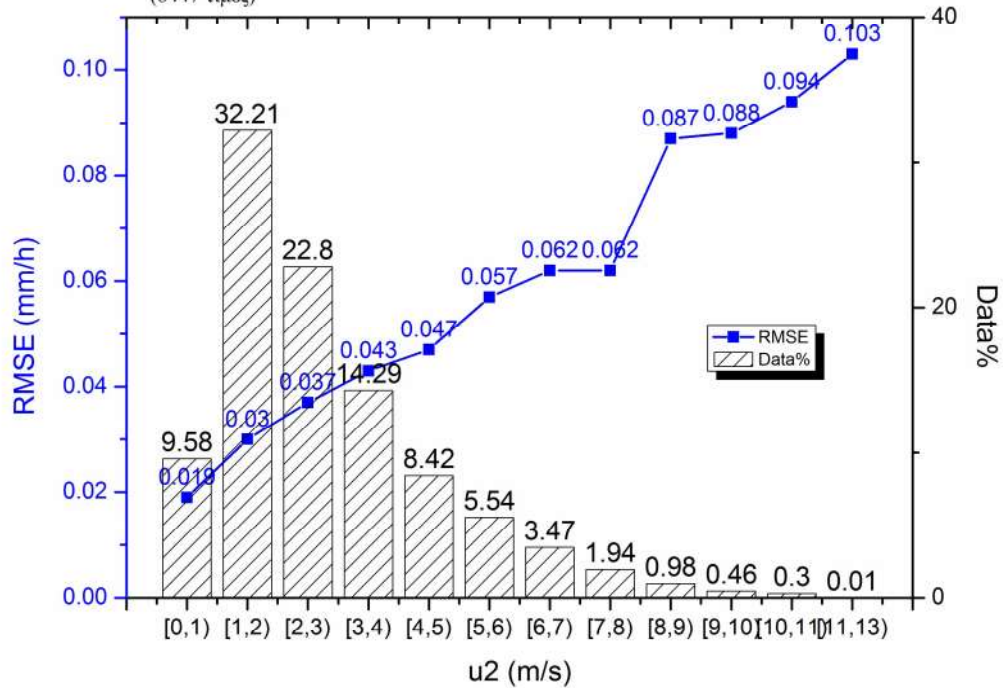
**Πίνακας 22** Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για το έτος 1996 κατά το οποίο παρατηρήθηκε η μέγιστη μέση ταχύτητα του ανέμου. Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών της ταχύτητας του ανέμου, για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών της ταχύτητας του ανέμου και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά.

U <sub>2</sub> (m/sec)	RMSE (mm/h)	Δεδομένα (%)	Δεδομένα % (Αθροιστικά)
[0,1)	0.019	9.6	9.6
[1,2)	0.030	32.2	41.8
[2,3)	0.037	22.8	64.6
[3,4)	0.043	14.3	78.9
[4,5)	0.047	8.4	87.3
[5,6)	0.057	5.5	92.8
[6,7)	0.062	3.5	96.3
[7,8)	0.062	1.9	98.2
[8,9)	0.087	1.0	99.2
[9,10)	0.088	0.5	99.7
[10,11)	0.094	0.3	100.0
[11,13)	0.103	0.0	100.0

Για κάθε κατηγορία ξεχωριστά βρέθηκε το ποσοστό των δεδομένων που περιλαμβάνει ως προς το σύνολο των δεδομένων του έτους (δηλ. ως προς τα 8447 ωριαία δεδομένα για το έτος 1996) και υπολογίσθηκε το αθροιστικό ποσοστό για όλες τις κατηγορίες. Το μεγαλύτερο ποσοστό δεδομένων (32.2%) χαρακτηρίζεται από ταχύτητες μεταξύ 1 και 2 m/s. Για ταχύτητες από 1-4 m/s έχω ~70% όλων των δεδομένων του έτους, κάτι που οπτικοποιείται στο Σχήμα 22. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα κλιμακώνεται καθώς αυξάνει η ταχύτητα του ανέμου με τις μικρότερες ταχύτητες να χαρακτηρίζονται από τα μικρότερα σφάλματα και τις μεγαλύτερες ταχύτητες από τα μεγαλύτερα σφάλματα. Για τιμές της ταχύτητας του ανέμου μέχρι 8 m/s παρατηρείται μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από 0.07 mm/h, με 0.073 mm/h να είναι και το ανώτατο αποδεκτό όριο που ορίστηκε για την εμπειρική μέθοδο. Οι τιμές της ταχύτητας του ανέμου μέχρι 8 m/s αντιστοιχούν στο 98.2 % των δεδομένων, είναι επομένως δυνατόν να εξαχθεί το συμπέρασμα ότι για πρακτικά όλες τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου που παρατηρούνται το 1996 στον σταθμό Davis, η εμπειρική σχέση εκτιμά ικανοποιητικά. Το μέγιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίζεται από τα δεδομένα είναι 0.103 το οποίο σύμφωνα με άλλες βιβλιογραφικές πηγές (Choi et al., 2012) μπορεί επίσης να γίνει αποδεκτό σε μια ωριαία εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.



Η ταχύτητα του ανέμου το ποσοστό των δεδομένων και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίσθηκε για το έτος 1996 για τον σταθμό Davis (8447 τιμές)



Σχήμα 22 Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για την ταχύτητα του ανέμου και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίσθηκε για το έτος 1996 για τον σταθμό Davis (8447 τιμές). Οι οκτώ πρώτες στήλες αντιστοιχούν στα δεδομένα που έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από το όριο του 0.073 mm/h, πάνω από το οποίο δεν θεωρείται ικανοποιητική η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης. Η στήλη 12 έχει το μέγιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) ίσο με 0.103 mm/h, που επίσης θεωρείται αποδεκτό από κάποιους συγγραφείς (Choi et al., 2012).

Υψηλές ταχύτητες του ανέμου σε συνδυασμό με μεγάλες τιμές για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας οδηγούν σε υποεκτιμήσεις τις μεθόδους ακτινοβολίας (Allen et al. 1998. Ο Amatya et al., 1995, εξέτασε τις εκτιμήσεις πέντε εμπειρικών μεθόδων σε συνάρτηση με τις εκτιμήσεις της FAO 56 PM για τρεις θέσεις στην Β Καρολίνα. Οι εμπειρικές μέθοδοι ήταν η Priestley-Taylor (1972) η Makkink (1957) η Turc (1951), η Hargreaves Samani (1985) και η Thornthwaite (1948). Οι τρεις πρώτες μέθοδοι (μέθοδοι ακτινοβολίας) εξετάστηκαν για την θέση Tarboro όπου παρατηρούνται υψηλές ταχύτητες ανέμου και ελλείμματα κορεσμού της ατμόσφαιρας. Σε τέτοιες συνθήκες όπου ο αεροδυναμικός όρος της εξίσωσης PM είναι σημαντικός οι μέθοδοι που στηρίζονται στην

ακτινοβολία τείνουν να υποεκτιμούν (Allen et al., 1998). Τα αποτελέσματα της μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM (2005) επιβεβαιώνουν αυτές τις παρατηρήσεις.

### **5.11. Αποτελέσματα για την διερεύνηση του σφάλματος (RMSE) για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου στην Κωπαΐδα.**

Οι αποκλίσεις της εκτίμησης της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς από την εμπειρική μέθοδο σε σχέση με την ASCE PM (2005) μελετήθηκαν για τις ημέρες DOY 92-366 για το 2012, με τα δεδομένα του πειραματικού σταθμού του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών. Χρησιμοποιήθηκε ο ίδιος στατιστικός δείκτης (RMSE) και διερευνήθηκε η σχέση των αποκλίσεων των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων σε συνάρτηση με τις τιμές του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και της ταχύτητας του ανέμου.

Για τις 6593 ωριαίες τιμές που χρησιμοποιήθηκαν για να επαληθευθεί η εμπειρική σχέση στον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα υπολογίσθηκε το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και οι στατιστικούς δείκτες για τις τιμές αυτές (βλέπε Πίνακα 24).

**Πίνακας 23 Στατιστικοί δείκτες για το σύνολο των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας για την περίοδο επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης (6593 τιμές) για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα.**

Στατιστικοί δείκτες για το VPD (kPa, Σταθμός του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα)	
Μέσος όρος	1.05
Διάμεσος	0.64
Τυπική απόκλιση	1.09
Διασπορά	1.19
Κύρτωση	0.93
Λοξότητα	1.24
Εύρος	5.87
Ελάχιστη τιμή	0.00
Μέγιστη τιμή	5.87
Αριθμός παρατηρήσεων	6593

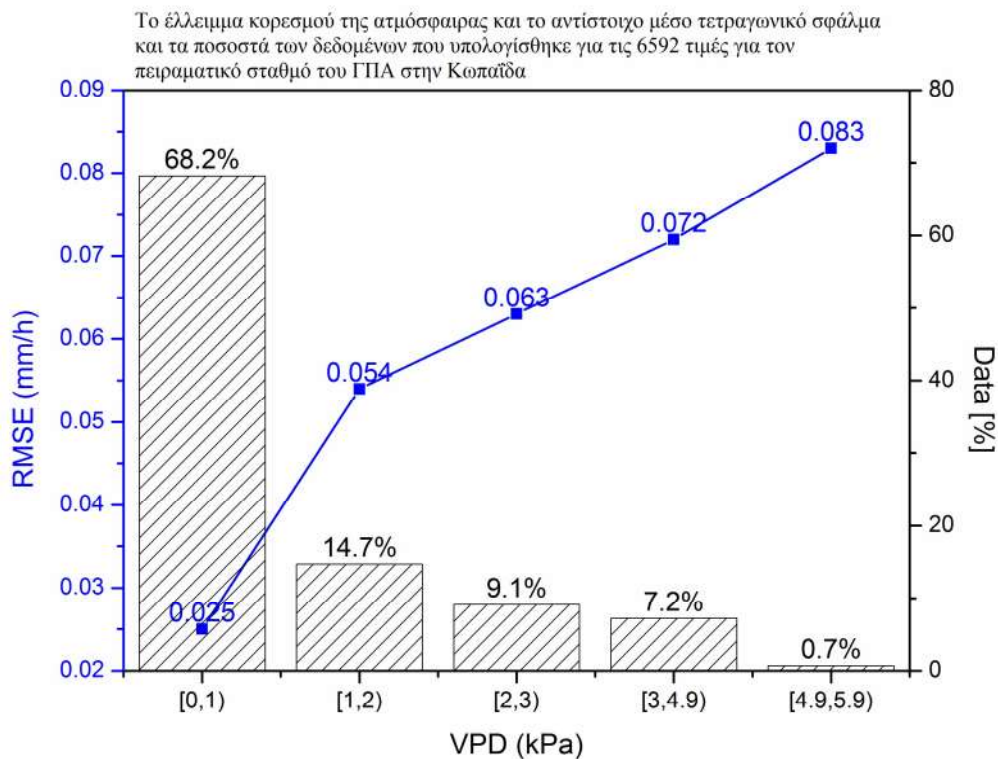
Υπολογίσθηκαν 6593 τιμές του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας για τις ημέρες από DOY 92-366 του 2012. Ο μέσος όρος των υπολογισμένων τιμών βρέθηκε ίσος με 1.05 kPa, η διάμεση τιμή ίση με 0.64 kPa, η τυπική απόκλιση ήταν 1.09 kPa, το εύρος των τιμών ίσο με 5.87 kPa, που ταυτίζεται και με την μέγιστη τιμή.

Οι 6593 τιμές του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας που υπολογίσθηκαν για τον πειραματικό σταθμό στην Κωπαΐδα ομαδοποιήθηκαν σε πέντε κατηγορίες (βλέπε Πίνακα 25) και για κάθε κατηγορία τιμών υπολογίσθηκε το μέσο τετραγωνικό σφάλμα των εκτιμήσεων της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την εμπειρική μέθοδο σε σχέση με τις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005).

**Πίνακας 24** Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για τις τιμές VPD, για την περίοδο από DOY 92-366 για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα (6593 τιμές). Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (VPD), για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιράς και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά.

VPD (kPa)	RMSE	Δεδομένα [%]	Δεδομένα αθροιστικά [%]
[0,1)	0.025	68.2	68.2
[1,2)	0.054	14.7	82.9
[2,3)	0.063	9.1	92
[3,4.9)	0.072	7.2	99.3
[4.9,5.9)	0.083	0.7	100

Για τις τιμές του ελλείμματος κορεσμού από 0-1kPa έχω το 68.2% των δεδομένων και το RMSE είναι ίσο με 0.025 mm/h, για τις τιμές από 1-2 kPa, έχω το 14.7 % των δεδομένων με το μέσο τετραγωνικό σφάλμα να είναι ίσο με 0.054 mm/h. Για τιμές του ελλείμματος κορεσμού από 2-3 kPa έχω το 9.1% των δεδομένων και χαρακτηρίζεται από RMSE ίσο με 0.063 mm/h και για τιμές του ελλείμματος κορεσμού από 3-4.9 kPa έχω RMSE ίσο με 0.072 mm/h (βλέπε Σχήμα 23). Η τιμή 4.9 kPa έχει επιλεγεί γιατί γι' αυτή την τιμή έχω το μέσο τετραγωνικό σφάλμα φθάνει στην ανώτατη τιμή για την οποία είναι αποδεκτή η εκτίμηση της εμπειρικής μεθόδου. Συνολικά το 99.3 % των τιμών δίνει αποδεκτές εκτιμήσεις με την εμπειρική μέθοδο για τα δεδομένα του πειραματικού σταθμού στην Κωπαΐδα. Για το υπόλοιπο 0.7 % το RMSE είναι ίσο με 0.083 mm/h.



**Σχήμα 23** Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίστηκε για τις 6593 τιμές για τον πειραματικό σταθμό του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα. Οι τέσσερις πρώτες στήλες του ιστογράμματος αντιστοιχούν στα δεδομένα που έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από το όριο του 0.073 mm/h, πάνω από το οποίο δεν θεωρείται ικανοποιητική η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης.

Η εμπειρική μέθοδος που προτείνεται εκτιμά ικανοποιητικά για το σύνολο, πρακτικά, των δεδομένων του πειραματικού σταθμού την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς όπως αυτή υπολογίζεται από την εξίσωση ASCE PM (2005).

Για τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου για την ίδια περίοδο (DOY 92-366) και για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα υπολογίστηκαν οι περιγραφικοί στατιστικοί δείκτες όπως φαίνεται στον Πίνακα 26.

**Πίνακας 25 Περιγραφικοί στατιστικοί δείκτες για τις 6593 ωριαίες τιμές της ταχύτητας του ανέμου που καταγράφηκαν από την DOY 93-366 στον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών.**

Ταχύτητα ανέμου (Κωπαΐδα)	
u2	
Μέσος όρος	0.92
Διάμεσος	0.40
Τυπική απόκλιση	1.14
Διασπορά	1.31
Κύρτωση	2.18
Λοξότητα	1.61
Εύρος	6.60
Ελάχιστη τιμή	0.00
Μέγιστη τιμή	6.60
Αριθμός παρατηρήσεων	6593

Ο μέσος όρος των τιμών που παρατηρήθηκαν για τις 6593 τιμές είναι ίσος με 0.92 m/s, και η διάμεση τιμή είναι ίση με 0.40 m/s. Η τυπική απόκλιση είναι ίση με 1.14 m/s και η μέγιστη τιμή είναι ίση με το εύρος των παρατηρούμενων τιμών ίση με 6.60 m/s.

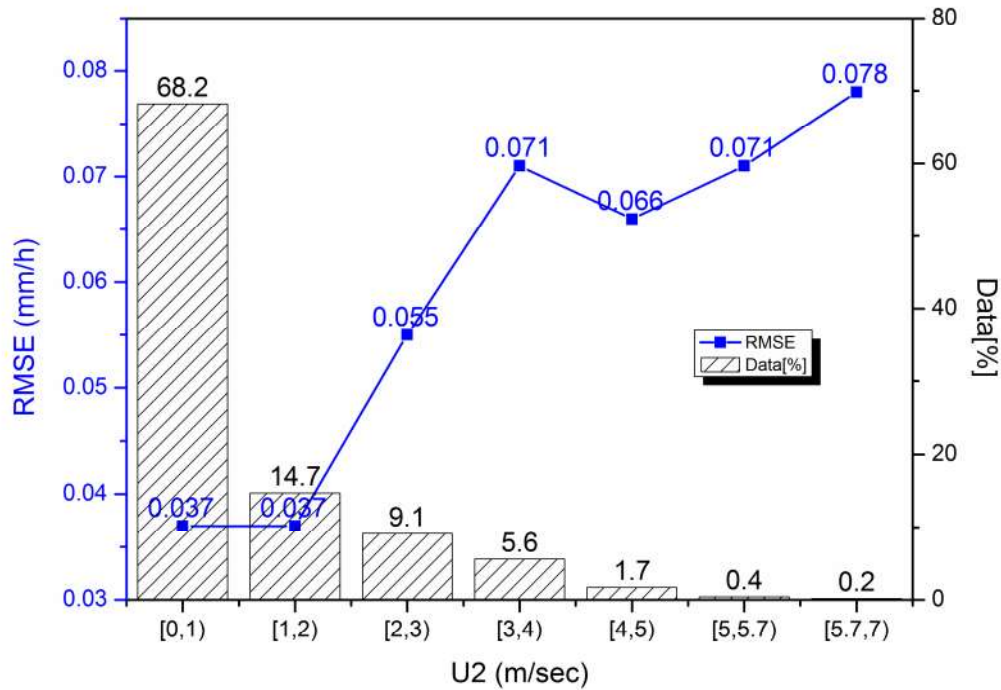
Οι τιμές της ταχύτητας του ανέμου ομαδοποιήθηκαν σε επτά (7) κατηγορίες (βλέπε Πίνακα 27) και για κάθε κατηγορία υπολογίσθηκε το μέσο τετραγωνικό σφάλμα της εκτίμησης της ωριαίας εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς με την εμπειρική μέθοδο σε σχέση με την ASCE PM (2005). Στο Σχήμα 24 φαίνεται το ιστόγραμμα των δεδομένων για κάθε κατηγορία τιμών ταχύτητας με τα αντίστοιχα ποσοστά και το μέσο τετραγωνικό σφάλμα.

**Πίνακας 26** Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για το έτος 2012 και για τις ημέρες (DOY) 92-366. Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών της ταχύτητας του ανέμου, για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών της ταχύτητας του ανέμου και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά.

U2 (m/sec)	RMSE	Δεδομένα [%]	Αθροιστικά δεδομένα [%]
[0,1)	0.037	68.2	68.2
[1,2)	0.037	14.7	82.9
[2,3)	0.055	9.1	92
[3,4)	0.071	5.6	97.6
[4,5)	0.066	1.7	99.3
[5,5.7)	0.071	0.4	99.7
[5.7,7)	0.078	0.3	100

Οι τιμές από 0-2 m/s χαρακτηρίζουν το 82.9% των δεδομένων και υπολογίστηκε μέσο τετραγωνικό σφάλμα των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM (2005) ίσο με 0.037 m/s, οι τιμές από 2-3 m/s αντιπροσωπεύουν το 9.1 % των τιμών και χαρακτηρίζονται από RMSE ίσο με 0.055 m/s, οι τιμές από 3-4 m/s αντιπροσωπεύουν το 5.6% των τιμών και έχουν RMSE ίσο με 0.071 m/s, οι τιμές από 4 έως 5 m/s αντιπροσωπεύουν το 1.7% και έχουν RMSE ίσο με 0.066 m/s, και οι τιμές από 5-5.7 m/s έχουν RMSE ίσο με 0.071 m/s. Οι τιμές αυτές αντιστοιχούν στο 99.7% των μετρήσεων που εξετάστηκαν και δείχνουν ότι για όλο το παρατηρούμενο εύρος τιμών της περιόδου επαλήθευσης για τον πειραματικό σταθμό του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα, οι εκτιμήσεις είναι ικανοποιητικές σε σχέση με αυτές της ASCE PM (2005). Η εικόνα είναι παρόμοια με την αντίστοιχη για τον σταθμό Davis, CA, και για το αντίστοιχο διάστημα επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης. Το εύρος των ταχυτήτων για τον σταθμό του Davis (13.3 m/s) ήταν μεγαλύτερο απ ότι το εύρος των τιμών για τον πειραματικό σταθμό στην Κωπαΐδα (5.7 m/s). Η παρατηρούμενη διαφορά στο εύρος και τον μέσο όρο των τιμών της ταχύτητας του ανέμου που παρατηρείται στις δύο θέσεις (Κωπαΐδα, Davis) αν και

σημαντική δεν επηρεάζει την ικανότητα της εμπειρικής μεθόδου να εκτιμά ικανοποιητικά παρ' ότι δεν λαμβάνει υπ' όψιν την συγκεκριμένη μετεωρολογική μεταβλητή.



**Σχήμα 24** Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για την ταχύτητα του ανέμου και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίσθηκε για το έτος 2012 για τον πειραματικό σταθμό του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα, (6593 τιμές). Όλες οι στήλες (εκτός της τελευταίας) πρακτικά έχουν αποδεκτό μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Η στήλη [5,7.7) έχει το μέγιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα ίσο με 0.078 mm/h, που επίσης θεωρείται αποδεκτό από κάποιους συγγραφείς (Choi et al., 2012).

Για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα και τα δεδομένα που εξετάστηκαν (6593 τιμές για το διάστημα από DOY 92-366 του 2012) διαπιστώθηκε ότι πρακτικά όλες οι τιμές των εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου δίνουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα από την ASCE PM (2005) μικρότερο από το όριο που έχει γίνει δεκτό σαν το μέγιστο αποδεκτό σφάλμα. Η εικόνα για τον σταθμό στην Κωπαΐδα είναι σύμφωνη με την εικόνα για τον μετεωρολογικό σταθμό του Davis αφού και στις δύο περιπτώσεις η εμπειρική σχέση εκτιμά με ικανοποιητική ακρίβεια την ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς.



### **5.12. Περιορισμοί στην εφαρμογή της εμπειρικής σχέσης με βάση την ανάλυση του σφάλματος (RMSE) για το VPD και την $u_2$ τόσο για το Davis, CA όσο και για την Κωπαΐδα**

Έχοντας ολοκληρώσει την διερεύνηση του σφάλματος και για τους δύο σταθμούς μπορούμε να πούμε ότι και στους δύο η εμπειρική εξίσωση εκτιμά ικανοποιητικά τον ωριαίο ρυθμό της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε σχέση με τις αντίστοιχες εκτιμήσεις της ASCE PM (2005). Και για τις δύο θέσεις (Davis, CA, Κωπαΐδα) διαπιστώσαμε ότι με κριτήριο την τιμή 0.073 mm/h, σαν την ανώτατη αποδεκτή τιμή για το σφάλμα (RMSE) της μεθόδου, υπάρχουν τιμές τόσο για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας όσο και για την ταχύτητα του ανέμου, πάνω από τις οποίες οι εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου παύουν να είναι αποδεκτές σε ημίξηρες κλιματικές συνθήκες (μεσογειακού τύπου κλίμα). Οι όροι αυτοί (έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας, ταχύτητα του ανέμου), όπως γνωρίζουμε, συμμετέχουν στον αεροδυναμικό όρο της ASCE PM (2005) και έτσι αυτό που στην πραγματικότητα διαπιστώσαμε ήταν ότι αφενός η ικανότητα της εμπειρικής εξίσωσης να εκτιμά την συνεισφορά του αεροδυναμικού όρου είναι ικανοποιητική, (το μεγαλύτερο, >97%, μέρος των δεδομένων δίνει ικανοποιητικές εκτιμήσεις) αφετέρου οι δύο αυτοί παράγοντες (έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και ταχύτητα του ανέμου) έχουν μια ανώτατη τιμή, ένα άνω όριο, πάνω από το οποίο η εμπειρική μέθοδος δίνει εκτιμήσεις οι οποίες δεν είναι αποδεκτές με κριτήριο την τιμή που θέσαμε (όχι μεγαλύτερη από 0.073 mm/h). Είναι φανερό λοιπόν ότι το άνω όριο αυτό, πάνω από το οποίο οι ωριαίες εκτιμήσεις παύουν να είναι αποδεκτές, θα πρέπει να το διερευνήσουμε με μέτρο τον αεροδυναμικό όρο της εξίσωσης PM, μιας και σε αυτόν συνεισφέρουν τόσο το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας όσο και η ταχύτητα του ανέμου, με την μαθηματική έκφραση αυτής της συνεισφοράς στην εξίσωση ASCE PM (2005) να είναι το γινόμενό τους.

Εάν υπολογισθεί για τον σταθμό Davis, το γινόμενο της ανώτερης τιμής του ωριαίου ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (VPD, kPa), πάνω από την οποία, η τιμή του RMSE (mm/h) για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM (2005) παύει να είναι αποδεκτή, δηλαδή την τιμή 3.8 kPa, όπως φαίνεται στην 3<sup>η</sup> γραμμή του Πίνακα 18 (για τις 66911 ωριαίες τιμές της περιόδου επαλήθευσης), με την ανώτερη τιμή της ωριαίας ταχύτητας του ανέμου ( $u_2$ , m/s) πάνω από την οποία η τιμή του RMSE

(mm/h) για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM (2005), παύει να είναι αποδεκτή (επίσης για τις 66911 ωριαίες τιμές της περιόδου επαλήθευσης), δηλαδή, την τιμή 7.5 m/s, όπως φαίνεται στην 7<sup>η</sup> γραμμή του Πίνακα 20, θα είναι: **3.8\*7.5=28.5 (kPa\*m/s).**

Με όμοιο τρόπο υπολογίζεται, για τον πειραματικό σταθμό του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα, το γινόμενο της ανώτερης τιμής του ωριαίου ελλείμματος κορεσμού (VPD, kPa), πάνω από την οποία, η τιμή του RMSE (mm/h) για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM (2005) παύει να είναι αποδεκτή, δηλαδή την τιμή 4.9 kPa, όπως φαίνεται στην 4<sup>η</sup> γραμμή του Πίνακα 24, με την ανώτερη τιμή της ωριαίας ταχύτητας του ανέμου ( $u_2$ , m/s) πάνω από την οποία η τιμή του RMSE (mm/h) για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την ASCE PM (2005), παύει να είναι αποδεκτή δηλαδή την τιμή 5.7 m/s, όπως φαίνεται στην 6<sup>η</sup> γραμμή του Πίνακα 26, που είναι: **4.9\*5.7=27.93 (kPa\*m/s).**

Επειδή το γινόμενο των δύο αυτών ποσοτήτων είναι μια ισχυρή ένδειξη της τάξης μεγέθους του αεροδυναμικού όρου της εξίσωσης ASCE PM (2005) και επειδή η εμπειρική μέθοδος που προτείνεται στην παρούσα διατριβή είναι μια μέθοδος ακτινοβολίας, συστήνεται για τις ευρύτερες γεωγραφικές περιοχές για τις οποίες μπορούν να γίνουν εκτιμήσεις των αναμενόμενων τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και της μέσης ταχύτητας του ανέμου σε ωριαία βάση, ή για τις οποίες υπάρχουν περιορισμένες σημειακές μετρήσεις ή μετρήσεις για περιορισμένα χρονικά διαστήματα, επίσης σε ωριαία χρονική βάση, να εκτιμάται το γινόμενο των παραγόντων αυτών και **για τιμές του που υπερβαίνουν τα 28 kPa\*m/s**, η χρήση της παρούσας μεθόδου να γίνεται λαμβάνοντας υπ' όψιν τα αποτελέσματα των διερευνήσεων του σφάλματος καθώς είναι πιθανό τα σφάλματα (RMSE) στις εκτιμήσεις να είναι σημαντικά και να υπερβαίνουν το όριο των 0.073 mm/h.

Το ίδιο θα προταθεί για τις τιμές της ωριαίας ταχύτητας του ανέμου που υπερβαίνουν τα 7.5 m/s και για τις τιμές του ωριαίου ελλείμματος κορεσμού που υπερβαίνουν τα 5.7 kPa, πάντα λαμβανομένων υπ' όψιν των παρατηρήσεων που έχουν γίνει στην προηγούμενη παράγραφο, δηλαδή ότι οι δύο αυτοί παράγοντες συμμετέχουν στον αεροδυναμικό παράγοντα της εξίσωσης ASCE PM (2005) και η συσχέτιση του καθενός παράγοντα με

την εκτίμηση της εξαμισοδιαπνοής αναφοράς είναι διαφορετική για διαφορετικά επίπεδα της τιμής του άλλου.

## 6. Συμπεράσματα

Στην παρούσα διατριβή προτείνεται ένα εμπειρικό υπολογιστικό σχήμα για την εκτίμηση της ωριαίας τιμής της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς, με την χρήση δύο μετεωρολογικών μεταβλητών, της εισερχόμενης μικρού μήκους ακτινοβολίας και της σχετικής υγρασίας. Για την εκτίμηση της τιμής της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς λαμβάνεται υπ' όψιν η θεωρητική διάρκεια της ημέρας και η σχέση μεταξύ του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και του αντίστροφου του φυσικού λογάριθμου της σχετικής υγρασίας τα οποία συνδυάζονται σε ένα σύνθετο όρο. Πρόκειται για νέα, πρωτότυπη, εμπειρική μέθοδο, την μοναδική στην βιβλιογραφία που εκτιμά ωριαία τιμή της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την χρήση δύο μετεωρολογικών μεταβλητών. Η συγκεκριμένη σχέση ανάμεσα στο έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και στο αντίστροφο του φυσικού λογάριθμου η οποία χρησιμοποιείται στον σύνθετο όρο της μεθόδου, για πρώτη φορά διατυπώνεται και τεκμηριώνεται στα πλαίσια της παρούσης. Τα ευρήματα της διατριβής έχουν δημοσιευθεί στο περιοδικό *Agricultural Water Management*, Chatzithomas and Alexandris (2015).

Η εμπειρική μέθοδος αφού βαθμονομήθηκε με τα δεδομένα του σταθμού Davis, CA για το έτος 2000, επαληθεύθηκε με δεδομένα οκτώ ετών από τον ίδιο σταθμό που επιλέχθηκαν με κριτήριο τις μέγιστες και ελάχιστες μέσες ετήσιες τιμές για την ετήσια βροχόπτωση, την θερμοκρασία, την ταχύτητα του ανέμου και επίσης για τα δύο συνεχόμενα έτη από το έτος της βαθμονόμησης (2000). Εξετάσθηκαν οι 66911 τιμές συνολικά, οι εκτιμήσεις για το κάθε έτος ξεχωριστά και οι εκτιμήσεις για την θερμή περίοδο (DOY 152-243) κάθε έτους ξεχωριστά δηλαδή για οκτώ θερμές περιόδους. Οι αθροιστικές εκτιμήσεις για το σύνολο των τιμών της περιόδου επαλήθευσης είναι παραπλήσιες (-111.0 mm ή -1.03% σε σχέση με την αθροιστική εκτίμηση της ASCE PM (2005). Ο μέσος όρος των ετήσιων εκτιμήσεων της εμπειρικής μεθόδου υποεκτιμά κατά 0,96% σε σχέση με τον μέσο όρο των ετήσιων εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), ενώ το μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι ικανοποιητικό (0.042 mm/h) και μικρότερο από το όριο που έχει γίνει δεκτό σαν μέγιστο επιτρεπτό και στηρίζεται στην εργασία των Ventura et al. (1999) ίσο με 0.073 mm/h. Όμοια ικανοποιητικοί είναι και οι υπόλοιποι στατιστικοί δείκτες (κλίση 0.98, συντελεστής προσδιορισμού 0.97, δείκτης συμφωνίας 0.99).

Η εικόνα είναι παρόμοια και για τις θερινές περιόδους ( $152 \geq DOY \geq 243$ ) με στατιστικούς δείκτες επίσης ικανοποιητικούς (κλίση 0.98, συντελεστής προσδιορισμού 0.97, δείκτης συμφωνίας 0.99). Η διαφορά των μέσων όρων των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων για τις θερινές περιόδους όλων των ετών βρέθηκε ίση με -13.8 mm, ή -2.4% της μέσης θερινής εκτίμησης της ASCE PM. Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα για όλες τις τιμές των θερινών περιόδων βρέθηκε ίσο με 0.047 mm/h.

Η εμπειρική μέθοδος βρέθηκε να εκτιμά ικανοποιητικά για όλες τις χρονικές περιόδους που εξετάστηκε. Μέσω της σχέσης του ελλείμματος κορεσμού με την συνάρτηση της σχετικής υγρασίας, η εμπειρική εξίσωση έμμεσα λαμβάνει υπ όψιν την υγρασία της ατμόσφαιρας. Μεγάλα ελλείμματα κορεσμού της ατμόσφαιρας δίνουν και σημαντικούς αεροδυναμικούς όρους για την εκτίμηση της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. Η συμπερίληψη τόσο της μικρού μήκους εισερχόμενης ακτινοβολίας όσο και της σχέσης με το έλλειμμα κορεσμού στον σύνθετο όρο της εμπειρικής εξίσωσης συμβάλλει στην ικανοποιητική συμπεριφορά του εμπειρικού μοντέλου για όλες τις χρονικές περιόδους που εξετάστηκαν. Το προηγούμενο συμπέρασμα ενισχύεται από τις επιδόσεις του υπολογιστικού σχήματος της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς στην διάρκεια της θερμής περιόδου του έτους, οπότε τα ελλείμματα κορεσμού της ατμόσφαιρας ήταν μεγαλύτερα και κατά συνέπεια και ο αεροδυναμικός όρος ήταν σημαντικότερος.

Χρησιμοποιήθηκαν 6593 ωριαία δεδομένα από τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα, για το έτος 2012. Οι στατιστικοί δείκτες για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με τις αντίστοιχες της ASCE PM ήταν όλοι ικανοποιητικοί. Η διαφορά των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων ήταν 12.5mm ή 1.1 % της αθροιστικής εκτίμησης της ASCE PM (2005). Το μέσο τετραγωνικό σφάλμα είναι ίσο με 0.043 mm/h, και είναι επίσης χαμηλό σε σύγκριση με το όριο των 0.073 mm/h. Η προσαρμογή των εκτιμήσεων της εμπειρικής σχέσης στις εκτιμήσεις της ASCE PM (2005) είναι ικανοποιητική όπως φαίνεται και από τον συντελεστή προσδιορισμού (0.97). Η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων βρέθηκε ίση με 0.96 και ο συντελεστής συμφωνίας των δύο μεθόδων ίσος με 0.99.

Η ικανότητα της εμπειρικής μεθόδου να εκτιμά ικανοποιητικά σε διαφορετικές θέσεις (που όμως χαρακτηρίζονται από παρόμοιο – ημίξηρο - κλίμα) τεκμηριώνεται από την

επιτυχή επαλήθευση των εκτιμήσεών του εμπειρικού μοντέλου τόσο για τον σταθμό του Davis, CA, (όπου και βαθμονομήθηκε με δεδομένα για το έτος 2000) όσο και από την επιτυχή επαλήθευση των εκτιμήσεών του για τα δεδομένα του πειραματικού σταθμού του Γεωπονικού Πανεπιστήμιου στην Κωπαΐδα. Επομένως η μέθοδος προτείνεται για θέσεις όπου επικρατούν ημίξηρες κλιματικές συνθήκες.

Στην εμπειρική σχέση, έμμεσα, λαμβάνεται υπ όψιν το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας (VPD) μέσω της σχέσης του με το αντίστροφο του λογαρίθμου της σχετικής υγρασίας. Διερευνήθηκε η σχέση του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και στις δύο θέσεις (Davis, CA, Κωπαΐδα). Στο σταθμό Davis υπολογίσθηκε ο μέσος όρος για το VPD για όλα τα δεδομένα της περιόδου επαλήθευσης (66911) και βρέθηκε ίσος με 0.853 kPa, και με εύρος ίσο με 6.23 kPa, ενώ για τον πειραματικό σταθμό στην Κωπαΐδα (6593 δεδομένα) βρέθηκε ίσος με 1.05 kPa, με εύρος τιμών ίσο με 5.87 kPa. Αφού κατηγοριοποιήθηκαν οι εκτιμήσεις των δύο μεθόδων, ανάλογα με τις τιμές του ελλείμματος κορεσμού που αντιστοιχεί στην κάθε εκτίμηση, υπολογίσθηκε το μέσο τετραγωνικό σφάλμα για κάθε κατηγορία τιμών του ελλείμματος κορεσμού, και διαπιστώθηκε ότι για, πρακτικά, όλες τις παρατηρούμενες τιμές η εμπειρική σχέση εκτιμά ικανοποιητικά αν σαν μέτρο σύγκρισης τεθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα, σε σχέση με την ASCE PM, ίσο με 0.073mm/h. Επίσης σημειώνεται ότι με βάση την βιβλιογραφία ακόμη και οι μέγιστες τιμές του RMSE που παρατηρήθηκε στις μέγιστες τιμές του VPD μπορεί να γίνει αποδεκτό.

Από την εμπειρική σχέση απουσιάζει η ταχύτητα του ανέμου (μεταβλητή που συμμετέχει στον αεροδυναμικό όρο της ASCE PM) και γι αυτό τον λόγο εξετάσθηκε το μέσο τετραγωνικό σφάλμα της εκτίμησης της εμπειρικής σχέσης και για τις δύο θέσεις (Davis, CA, Κωπαΐδα) σε σχέση με την ταχύτητα του ανέμου. Στο σταθμό Davis, CA, υπολογίσθηκε ο μέσος όρος των παρατηρούμενων τιμών για όλη την περίοδο επαλήθευσης (66911 δεδομένα) και βρέθηκε ίσος με 2.61 m/s με το εύρος των ιδίων τιμών ίσο με 13.3 m/s, ενώ για τον πειραματικό σταθμό της Κωπαΐδας (6593 δεδομένα) ο μέσος όρος της ταχύτητας του ανέμου βρέθηκε ίσος με 0.92 m/s και το εύρος τους βρέθηκε ίσο με 6.60 m/s. Αφού κατηγοριοποιήθηκαν οι τιμές των εκτιμήσεων με τις δύο μεθόδους (εμπειρική και ASCE PM) σύμφωνα με τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου, και υπολογίσθηκε η διαφορά τους, βρέθηκε ότι για το σύνολο, πρακτικά, των τιμών, η

εμπειρική σχέση εκτιμά ικανοποιητικά την τιμή της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε σχέση με την ASCE PM (2005) όταν σαν κριτήριο τεθεί τιμή μέσου τετραγωνικού σφάλματος ίση με 0.073 mm/h. Η ικανότητα της εμπειρικής μεθόδου να εκτιμά ικανοποιητικά είναι παρόμοια και στους δύο σταθμούς παρ' ότι τόσο ο μέσος όρος όσο και το εύρος των τιμών στο Davis είναι κατά πολύ μεγαλύτερα απ' ό,τι στον πειραματικό σταθμό στην Κωπαΐδα.

Με βάση τα αποτελέσματα του ελέγχου του σφάλματος για όλες τις παρατηρούμενες τιμές του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και της ταχύτητας του ανέμου τόσο στο Davis, CA, όσο και στην Κωπαΐδα, προτείνεται η χρήση της εμπειρικής εξίσωσης για τιμές του γινομένου του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (kPa) με την ταχύτητα του ανέμου (m/s) μεγαλύτερες από 28 (kPa\*m/s) να γίνεται λαμβάνοντας υπ' όψιν τα αποτελέσματα της διερεύνησης του σφάλματος (RMSE) για τις δύο μεταβλητές (έλλειμμα κορεσμού και ταχύτητα ανέμου) και για τις δύο θέσεις (Davis, CA, Κωπαΐδα).

Όμοια για τιμές της ταχύτητας του ανέμου μεγαλύτερες του 7.5 m/s, και για τιμές του ελλείμματος κορεσμού μεγαλύτερες του 4.9 kPa, η χρήση της εμπειρικής εξίσωσης, μπορεί να γίνει λαμβανομένων υπ' όψιν των παρατηρήσεων της προηγούμενης παραγράφου και των αποτελεσμάτων της διερεύνησης του σφάλματος (RMSE) για τις δύο μεταβλητές (έλλειμμα κορεσμού και ταχύτητα ανέμου) και για τις δύο θέσεις (Davis, CA, Κωπαΐδα).

Η χρήση της μικρού μήκους ακτινοβολίας στην εμπειρική σχέση παρακάμπτει τον εμπειρισμό στον υπολογισμό της καθαρής ακτινοβολίας πράγμα που συμβάλλει στην ικανότητα της μεθόδου να εκτιμά ικανοποιητικά τον ωριαίο ρυθμό της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς σε σχέση με την ASCE PM (2005).

Η παρούσα εμπειρική μέθοδος μπορεί να χρησιμοποιηθεί για την συμπλήρωση ή διόρθωση χρονοσειρών οι οποίες έχουν αμφισβητούμενα ή ελλιπή δεδομένα για την ταχύτητα του ανέμου ή/και την θερμοκρασία.

## 7. Μελλοντική έρευνα

Όλες οι εμπειρικές σχέσεις χρήζουν διερεύνησης τόσο για την ικανότητά τους να προβλέπουν σε μία διαφορετική θέση από αυτή που βαθμονομήθηκαν όσο και από την ικανότητά τους να εκτιμούν σε διαφορετικά κλιματικά καθεστάτα.

Η διερεύνηση της ικανότητας της εμπειρικής σχέσης να εκτιμά σε διαφορετικά κλιματικά καθεστάτα επομένως είναι μια ερευνητική προσπάθεια η οποία θα συμπληρώσει την γνώση μας γύρω από την συμπεριφορά και τα όρια εφαρμογής του εμπειρικού μοντέλου που παρουσιάστηκε στην παρούσα διατριβή. Τέτοια κλιματικά καθεστάτα είναι υγρά κλίματα, ξηρά κλίματα και η συμπεριφορά της εξίσωσης σε μεγαλύτερα υψόμετρα στα οποία μπορεί να υπάρχουν καλλιεργούμενες εκτάσεις.

Μια άλλη σημαντική πλευρά είναι το χρονικό βήμα το οποίο χρησιμοποιεί η εμπειρική σχέση (ωριαίο) και η δυνατότητα της σχέσης να εκτιμά με μεγαλύτερο (ημερήσιο, δεκαήμερο κλπ) χρονικό βήμα. Η ερευνητική προσπάθεια σε αυτή την κατεύθυνση θα ήταν ωφέλιμη στην εφαρμογή της ορθολογικής άρδευσης.



## 8. Ευρετήριο εξισώσεων

$\rho_v = \frac{m_v}{V_a}$	1-1 .....	1-8
$q = \frac{\rho_v}{\rho_d + \rho_v}$	1-2 .....	1-8
$w = \frac{\rho_v}{\rho_d}$	1-3 .....	1-8
$X_i = \frac{mol_i}{\sum_i mol_i}$	1-4 .....	1-9
$C_i = \frac{m_i}{V_{o\lambda}}$	1-5 .....	1-9
$\omega_i = \frac{m_i}{\sum_i m_i}$	1-6 .....	1-9
$c_p = c_v + R_m = c_v + \frac{R}{M}$	1-7 .....	1-12
$\lambda = 2.501 - (2.361 * 10^{-3}) T_a$	1-8 .....	1-12
$P = P_0 \left( \frac{T_0 - \alpha(z - z_0)}{T_0} \right)^{\frac{g}{\alpha R}} = 101.3 \left( \frac{293 - 0.0065z}{293} \right)^{5.26}$	1-9 .....	1-13
$P = 101.3 - .01152z + 0.544 * 10^{-6} z^2$	1-10 .....	1-13
$\rho_\alpha = \frac{0,348P}{T + 273}$	1-11 .....	1-14
$\rho_\alpha = \frac{0,348P}{T_{KV} + 273}$	1-12 .....	1-14
$T_{KV} = 1,01(T + 273)$	1-13 .....	1-14
$e_s(T_w) - e = \frac{Pc_p}{\epsilon \lambda} (T_w - T)$	1-14 .....	1-15
$\gamma(hPa / K) = \frac{c_p P}{\epsilon \lambda}$	1-15 .....	1-15
$\frac{\partial e_s}{\partial T} = \frac{0,622e_s \lambda}{T^2 R_m^{(d)}}$	1-16 .....	1-17
$e_s(T_\alpha) = 0,611 \exp \left( \frac{17,27T_\alpha}{T_\alpha + 237,3} \right)$	1-17 .....	1-18

$\Delta = \frac{4099e_s(T)}{(T+237,3)^2},$	1-18.....	1-18
$RH = \frac{e_a}{e_s},$	1-19.....	1-19
$\delta e = e_s(T_a) - e_a,$	1-20.....	1-19
$R_a = \frac{G_{sc} t_d d_r}{\pi} (\omega_s \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \sin \omega_s),$	1-21.....	1-27
$d_r = 1 + 0,034 \cos\left(\frac{2\pi}{365} J - 0,05\right),$	1-22.....	1-27
$J = \text{int}\left(275 \frac{M}{9} - 30 + D\right) - 2,$	1-23.....	1-27
$\omega_s = \arccos(-\tan \varphi \tan \delta),$	1-24.....	1-28
$\delta = -0,409 \sin\left(\frac{2\pi}{365} J - 1,39\right),$	1-25.....	1-28
$R_s = R_a [\alpha_s + b_s (n/N)],$	1-26.....	1-29
$N = \frac{24}{\pi} \omega_s = 7,64 \omega_s,$	1-27.....	1-30
$\alpha_s = 0,29 \cos \varphi$	1-28.....	1-30
$R_s = R_a [0,22 + 0,52(n/N)]$	1-29.....	1-30
$R_s = R_a \left[\alpha_s + b_s \frac{n}{N}\right] = R_a \left[\alpha_s + b_s \frac{0}{N}\right] = R_a \alpha_s$	1-30.....	1-30
$R_{so} = R_a (\alpha_s + b_s)$	1-31.....	1-31
$R_{ns} = R_s (1 - \alpha)$	1-32.....	1-32
$R_{ns} = R_s (1 - \alpha) = R_a \left(a_s + b_s \frac{n}{N}\right) (1 - \alpha)$	1-33.....	1-32
$R_{nl} = R_{ld} - R_{lu} \approx f(\varepsilon_a \sigma T_a^4 - \varepsilon_s \sigma T_s^4) \approx f(\varepsilon_a - \varepsilon_s) \sigma \frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2}$	1-34.....	1-33
$R_{lu} = \varepsilon_s \sigma T_s^4,$	1-35.....	1-34
$R_{ld} = R_{ldc} (1 + \alpha m_c^b)$	1-36.....	1-35
$R_{ldc} = \varepsilon_{ac} \sigma T_a^4$	1-37.....	1-35
$\varepsilon_{ac} = a \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^b,$	1-38.....	1-35
$R_{ld} = a \left(\frac{e_a}{T_a}\right)^b \sigma T_a^4 (1 + \alpha m_c^b)$	1-39.....	1-36
$\varepsilon' = \varepsilon_a - \varepsilon_s$	1-40.....	1-36

$R_{nl} = f \varepsilon' \sigma T^4$	1-41	.....	1-36
$f = \alpha_c \frac{R_s}{R_{so}} + b_c$ ,	1-42	.....	1-36
$f = \alpha_c \frac{\alpha_s}{\alpha_s + b_s} + \alpha_c \frac{b_s}{\alpha_s + b_s} \frac{n}{N} + b_c$	1-43	.....	1-37
$f = 0,9 \frac{n}{N} + 0,1$	1-44	.....	1-37
$\varepsilon' = (\varepsilon_a - \varepsilon_{vs}) = -(\varepsilon_{vs} - \varepsilon_a) \approx -(\alpha_1 + b_1 \sqrt{e_a})$	1-45	.....	1-37
$R_{nl} = -(\alpha_1 + b_1 \sqrt{e_a}) \left( \alpha_c \frac{\alpha_s}{\alpha_s + b_s} + \alpha_c \frac{b_s}{\alpha_s + b_s} \frac{n}{N} + b_c \right) \sigma \frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2}$	1-46	.....	1-37
$R_{nl} = 2,45 \cdot 10^{-9} \left( 0,1 + \frac{n}{N} \cdot 0,9 \right) (0,35 - 0,14 \sqrt{e_a}) \frac{T_{\max}^4 + T_{\min}^4}{2}$	1-47	.....	1-38
$R_n = R_{ns} + R_{nl}$	1-48	.....	1-40
$R_n = R_a (1 - \alpha) \left( \alpha_s + b_s \frac{n}{N} \right) - f \varepsilon' \sigma T^4$	1-49	.....	1-40
$R_n = \lambda E + H + G + S + P_m + A_d$	1-50	.....	1-41
$R_n = \lambda E + H + G$	1-51	.....	1-43
$R_n - G = \lambda E + H$	1-52	.....	1-43
$R_n = \lambda E + H$	1-53	.....	1-43
$Q = -C_l A \frac{\partial T}{\partial z}$ ,	1-54	.....	1-44
$G = -C_l \left( \frac{\partial T}{\partial z} \right)$	1-55	.....	1-44
$C_v = \frac{Q}{V \Delta T}$ ,	1-56	.....	1-46
$C_m = \frac{Q}{m \Delta T}$	1-57	.....	1-46
$C_v = \rho_o C_m$	1-58	.....	1-46
$C_v = \sum c_i \rho_i f_i = c_d \rho_b f_d + c_w \rho_w f_w + c_a \rho_a f_a + c_c \rho_c f_c$	1-59	.....	1-47
$C_v = 837 \rho_b + 4.19 \times 10^6 J kg^{-1} K^{-1}$	1-60	.....	1-48
$D = \frac{C_l}{C_v} = \frac{C_l}{\rho_o C_m}$ ,	1-61	.....	1-48
$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}$	1-62	.....	1-50
$G = c_s \frac{T_i + T_{i-1}}{\Delta t} \Delta z$	1-63	.....	1-50
$G = 0.4 R_n \exp(-0.5 LAI)$	1-64	.....	1-51

$$E = \rho \overline{q'w'} \quad 2-1 \dots\dots\dots 2-3$$

$$\tau = \rho K_M \frac{\partial u}{\partial z} \quad 2-2 \dots\dots\dots 2-4$$

$$H = -\rho c_p K_J \frac{\partial T}{\partial z} \quad 2-3 \dots\dots\dots 2-4$$

$$\lambda E = -\rho K_V \frac{\partial q}{\partial z} \quad 2-4 \dots\dots\dots 2-4$$

$$K_V = K_J = K_M \quad 2-5 \dots\dots\dots 2-5$$

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln \left( \frac{z-d}{z_o} \right) \quad 2-6 \dots\dots\dots 2-5$$

$$H = -\frac{\rho c_p k^2 (\bar{u}_2 - \bar{u}_1) (T_2 - T_1)}{\left[ \ln \left( \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) \right]^2} \quad 2-7 \dots\dots\dots 2-5$$

$$E = -\frac{\rho \varepsilon k^2 (\bar{u}_2 - \bar{u}_1) (e_2 - e_1)}{P \left[ \ln \left( \frac{z_2 - d}{z_1 - d} \right) \right]^2} \quad 2-8 \dots\dots\dots 2-6$$

$$B = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad 2-9 \dots\dots\dots 2-7$$

$$E = \frac{R_n - G}{\lambda(1+B)} \quad 2-10 \dots\dots\dots 2-7$$

$$\lambda E = \frac{\frac{\Delta}{\gamma} (R_n - G) + \lambda f(u) (e_s - e_a)}{1 + \frac{\Delta}{\gamma}} \quad 2-11 \dots\dots\dots 2-8$$

$$f(u) = a_w + b_w u \quad 2-12 \dots\dots\dots 2-8$$

$$c = 0.892 - 0.0781u_d + 0.0219u_d R_s + 0.000196 \frac{u_d}{u_n} u_d RH_{\max} R_s$$

$$+ 0.00000236u_d^2 RH_{\max} R_s - 0.0000086 \left( \frac{u_d}{u_n} \right)^2 u_d^2 RH_{\max}^2 R_s \quad 2-13 \dots\dots\dots 2-10$$

$$- 0.0000161 RH_{\max} R_s^2$$

$$ET_o = c \left[ \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + 2.7 \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} (1 + 0.863u_2) (e_s - e_a) \right] \quad 2-14 \dots\dots\dots 2-10$$

$$a_w = 0.3 + 0.58 \exp \left\{ \left[ - \left( \frac{J-170}{45} \right)^2 \right] \right\}, \quad b_w = 0.32 + 0.54 \exp \left\{ \left[ - \left( \frac{J-228}{67} \right)^2 \right] \right\} \quad 2-152-10$$

$$a_w = 0.4 + 1.4 \exp \left\{ \left[ - \left( \frac{J-173}{58} \right)^2 \right] \right\} \quad 2-16 \dots\dots\dots 2-10$$

$$b_w = 0.605 + 0.345 \exp \left\{ \left[ - \left( \frac{J-243}{80} \right)^2 \right] \right\} \quad 2-17 \dots\dots\dots 2-11$$

$$\gamma = 0.00646(1 - 0.000946T)P, \quad 2-18 \dots\dots\dots 2-11$$

$$P = 101.3 - 0.0115z + 5.44 * 10^{-7} z^2, \quad 2-19 \dots\dots\dots 2-11$$

$$ET_o = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_n (mm/h) + \frac{\gamma}{\gamma + \Delta} w_f (e_s - e) \quad 2-20 \dots\dots\dots 2-12$$

$$R_n (mm/h) = \frac{R_n (W/m^2)}{694.5 - (1 - 0.000946T)} \quad 2-21 \dots\dots\dots 2-12$$

$$\lambda ET_o = \frac{\Delta(R_n - G) + \frac{\rho_a c_p}{r_a} (e_s - e)}{\Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad 2-22 \dots\dots\dots 2-13$$

$$\lambda ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{900}{T+273} (e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad 2-23 \dots\dots\dots 2-14$$

$$\lambda ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{37}{T+273} (e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad 2-24 \dots\dots\dots 2-14$$

$$r_a = \frac{\ln \left[ \frac{z_m - d}{z_{om}} \right] \ln \left[ \frac{z_h - d}{z_{oh}} \right]}{k^2 u_z} \quad 2-25 \dots\dots\dots 2-15$$

$$r_s = \frac{r1}{LAI_{active}} \quad 2-26 \dots\dots\dots 2-17$$

$$ET_{ref} = \frac{0.408\Delta(R_n - G) + \gamma \frac{C_n}{T+273} (e_s - e)}{\Delta + \gamma(1 + C_d u_2)} \quad 2-27 \dots\dots\dots 2-21$$

$$ET_p = kF \quad 2-28 \dots\dots\dots 2-25$$

$$F = (0.46T_m + 8.13) p \quad 2-29 \dots\dots\dots 2-25$$

$$T_m = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad 2-30 \dots\dots\dots 2-25$$

$$T_{max} = \frac{\sum_{i=1}^n T_{max,i}^d}{n}, \quad 2-31 \dots\dots\dots 2-25$$

$$T_{\min} = \frac{\sum_{i=1}^n T_{\min,i}^d}{n} \quad 2-32 \dots\dots\dots 2-25$$

$$p = 100 \left( \frac{\sum_{i=d_{in}}^{d_{fn}} N_i}{\sum_{i=1}^{365} N_i} \right) \quad 2-33 \dots\dots\dots 2-25$$

$$ET_o = a + bF \quad 2-34 \dots\dots\dots 2-26$$

$$a = 0.043RH_{\min} - \frac{n}{N} - 1.41 \quad 2-35 \dots\dots\dots 2-26$$

$$b = a_o + a_1RH_{\min} + a_2 \frac{n}{N} + a_3u_d + a_4RH_{\min} \frac{n}{N} + a_5RH_{\min}u_d \quad 2-36 \dots\dots\dots 2-26$$

$$b = 0.908 - 0.00483RH_{\min} + 0.7949 \frac{n}{N} + 0.0768 [\ln(u_d + 1)]^2 - 0.0038RH_{\min} \frac{n}{N} - 0.000443RH_{\min}u_d + 0.281 [\ln(u_d + 1)] \ln \left[ \ln \left( \frac{n}{N} + 1 \right) \right]^2 \quad 2-37 \dots\dots\dots 2-26$$

$$ET_o = MF(1.8T + 32)CH \quad 2-38 \dots\dots\dots 2-27$$

$$CH = 0.166(100 - RH)^{0.5}, RH > 64\% \quad 2-39 \dots\dots\dots 2-27$$

$$CH = 1, RH < 64\%$$

$$ET_o = 0.0135R_s(T + 17.8) \quad 2-40 \dots\dots\dots 2-27$$

$$ET_o = 0.0023(T_{\max} - T_{\min})^{0.5}(T + 17.8)R_a \quad 2-41 \dots\dots\dots 2-27$$

$$ET_o = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{1}{\lambda} (R_n - G) \quad 2-42 \dots\dots\dots 2-28$$

$$ET_o = 0.013 \frac{T}{T + 15} (R_s + 50), RH > 50\% \quad 2-43 \dots\dots\dots 2-29$$

$$ET_o = 0.013 \frac{T}{T + 15} (R_s + 50) \left( 1 + \frac{50 - RH}{70} \right), RH < 50\%$$

$$ET_o = b \left( \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_s \right) - 0.3 \quad 2-44 \dots\dots\dots 2-29$$

$$b = 1.066 - 0.13 * 10^{-2} RH_{av} + 0.045u_d - 0.20 * 10^{-3} RH_{av}u_d - 0.315 * 10^{-4} RH_{av}^2 - 0.11 * 10^{-2} u_d^2 \quad 2-45 \dots\dots\dots 2-29$$

$$ET_r = 0.025(T + 3)R_s \quad 2-46 \dots\dots\dots 2-30$$

$$\lambda ET_r = C_T(T - T_x)R_s, \quad 2-47 \dots\dots\dots 2-30$$

$$C_T = \frac{1}{C_1 + C_2C_H}, \quad 2-48 \dots\dots\dots 2-30$$

$$ET_r = 0.019(T + 6.344)R_s \quad 2-49 \dots\dots\dots 2-31$$

$$ET_o = 0.61 \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} R_s - 0.12 \quad 2-50 \dots\dots\dots 2-31$$

$$ET_o = 16 \left( \frac{N}{12} \right) \left( \frac{m}{30} \right) \left( \frac{10T_m}{I} \right)^\alpha \quad 2-51 \dots\dots\dots 2-31$$

$$\alpha = 6.75 * 10^{-7} I^3 - 7.71 * 10^{-5} I^2 + 1.79 * 10^{-2} I + 0.49 \quad 2-52 \dots\dots\dots 2-31$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} \left( \frac{T_{im}}{5} \right)^{1.514} \quad 2-53 \dots\dots\dots 2-32$$

$$ET_o = \frac{500 \frac{T_m + 0.006z}{100 - \phi} + 1.5(T - T_d)}{80 - T} \quad 2-54 \dots\dots\dots 2-32$$

$$ET_p = (0.015 + 4 * 10^{-4} T_m + 10^{-6} z) \left[ \frac{380(T + 0.006z)}{84 - |\phi|} - 40 + 4u_2(T - T_{dew}) \right] \quad 2-55 \dots\dots 2-33$$

$$ET_p = f(e_s^{14} - e^{14}) \quad 2-56 \dots\dots\dots 2-33$$

$$ET_o = f(R_s, RH) = A_o + A_1 RH + A_2 RH^2 + A_3 R_s + A_4 R_s RH + A_5 R_s^2 \quad 2-57 \dots\dots\dots 2-36$$

$$ET_o = g(R_s, T) = B_o + B_1 T + B_2 T^2 + B_3 R_s + B_4 R_s T + B_5 R_s^2 \quad 2-58 \dots\dots\dots 2-36$$

$$ET_o = h(f(R_s, RH), g(R_s, T)) = \quad 2-59 \dots\dots\dots 2-37$$

$$= C_o + C_1 RH + C_2 T + C_3 RH^2 + C_4 T^2 + C_5 R_s + \frac{R_s}{2} (C_6 RH + C_7 T) + C_8 R_s^2$$

$$C_o = \frac{A_o + B_o}{2}, C_1 = \frac{A_1}{2}, C_2 = \frac{B_1}{2}, C_3 = \frac{A_2}{2}, C_4 = \frac{B_2}{2}, C_5 = \frac{A_3 + B_3}{2}, \quad 2-60 \dots\dots\dots 2-37$$

$$C_6 = A_4, C_7 = B_4, C_8 = \frac{A_5 + B_5}{2}$$

$$f(X_1, X_2, X_3) = \hat{y} = b_o + b_1 X_1 + b_2 X_2 + b_3 X_3 \quad 3-1 \dots\dots\dots 3-12$$

$$SSE = \sum_{i=1}^v (\hat{y} - y)^2 \quad 3-2 \dots\dots\dots 3-13$$

$$ET_o = \begin{cases} 0.200382744 + 0.000411692R_s - 0.002353982RH \\ + 0.0002321 \left( R_s^{1+fN-fN\min} \right) \left( \frac{1}{\ln(RH)} \right), R_s \geq 0 \\ 0, R_s < 0 \end{cases} \quad 3-3 \dots\dots\dots 3-14$$

$$R^2 = \left( \frac{\sum (y - y_{av})(\hat{y} - \hat{y}_{av})}{\sqrt{\sum (y - y_{av})^2 (\hat{y} - \hat{y}_{av})^2}} \right)^2 \quad 4-1 \dots\dots\dots 4-10$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (y - \hat{y})^2} \quad 4-2 \dots\dots\dots 4-11$$

$$\text{slope} = \frac{\sum (y - y_{av})(\hat{y} - \hat{y}_{av})}{\sum (y - y_{av})^2} \quad 4-3 \dots\dots\dots 4-11$$

$$d = 1 - \frac{\sum (\hat{y} - y)^2}{\sum (|\hat{y} - y_{av}| + |y - y_{av}|)^2} \quad 4-4 \dots\dots\dots 4-12$$

$$Q = \varepsilon \sigma T^4, \quad 12-1 \dots\dots\dots 12-3$$

$$I(\lambda, T) = \frac{2\pi ckT}{\lambda^4}, \quad 12-2 \dots\dots\dots 12-4$$

$$I(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 \left( e^{hc/\lambda kT} - 1 \right)}, \quad 12-3 \dots\dots\dots 12-5$$

$$T(z, t) = F e^{i\omega t} e^{\pm \left( \frac{i\omega}{2D} \right)^{1/2} z} \quad 13-1 \dots\dots\dots 13-5$$

$$T(z, t) = F e^{-\left( \frac{\omega}{2D} \right)^{1/2} z} e^{i \left[ \omega t - \left( \frac{\omega}{2D} \right)^{1/2} z \right]} = A_s e^{-\left( \frac{\omega}{2D} \right)^{1/2} z} \sin \left[ \omega t - \left( \frac{\omega}{2D} \right)^{1/2} z \right], \quad 13-2 \dots\dots\dots 13-6$$

$$T(z, t) = T_m + A_s e^{-\left( \frac{\omega}{2D} \right)^{1/2} z} \sin \left[ \omega t - \left( \frac{\omega}{2D} \right)^{1/2} z - \frac{7\pi}{12} \right] \quad 13-3 \dots\dots\dots 13-8$$



## 9. Ευρετήριο Πινάκων

Πίνακας 1 Τιμές χαρακτηριστικών μεγεθών του ήλιου. Τα μεγέθη έχουν ληφθεί από τους Rakhecha and Singh (2009, p.57). .....	1-21
Πίνακας 2 Το ισοζύγιο ακτινοβολίας της επιφάνειας της γης. ....	1-24
Πίνακας 3 Ανάλυση του ισοζυγίου της μικρού μήκους ακτινοβολίας του ήλιου, σύμφωνα με τους αναφερόμενους συγγραφείς. Για όλες τις περιπτώσεις δεχόμαστε ότι 100 μονάδες ενέργειας εισέρχονται στην ατμόσφαιρα. ....	1-25
Πίνακας 4 Προσεγγιστικές μέσες τιμές λευκάυγειας (albedo), για διάφορες επιφάνειες. Οι τιμές έχουν ληφθεί από τον Brutsaert, 2005, σελ. 64. ....	1-32
Πίνακας 5 Οι τιμές του συντελεστή εκπομπής για διάφορες επιφάνειες έχουν ληφθεί από τον Brutsaert, (2005), pp. 64. ....	1-34
Πίνακας 6 Ενδεικτικές τιμές θερμικής αγωγιμότητας διαφόρων εδαφών. ....	1-45
Πίνακας 7 Συντελεστές της εμπειρικής συνάρτησης του ανέμου για την εξίσωση του Penman, όπως τροποποιήθηκε μεταγενέστερα από τους αναφερόμενους ερευνητές. ....	2-9
Πίνακας 8 Οι τιμές για τις σταθερές Cn και Cd στην εξίσωση για την εκτίμηση της $ET_{ref}$ , της ASCE (2005). ....	2-23
<b>Πίνακας 9 Οι τιμές των όρων της εξίσωσης ASCE PM, για τον υπολογισμό της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς. ....</b>	<b>2-23</b>
Πίνακας 10 Στατιστικά μεγέθη για τις διαφορές των μεθόδων που χρησιμοποιήθηκαν για την αξιολόγηση της μεθόδου Copais από την μέθοδο ASCE PM. Το ιδιαίτερα χαμηλό μέσο σφάλμα της μεθόδου Copais εξηγείται από την ομοιόμορφη διασπορά των εκτιμήσεών της. Μ.Ο. είναι ο μέσος όρος των σφαλμάτων, Δ.Ε. το διάστημα εμπιστοσύνης. ....	2-38
Πίνακας 11 Οι τιμές της κλίσης της ευθείας των ελαχίστων τετραγώνων για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και της συνάρτησης της σχετικής υγρασίας ( $1/\ln(RH)$ ) για το σύνολο των τιμών της περιόδου αξιολόγησης της εμπειρικής σχέσης (66.911 τιμές, πρώτη στήλη), για την περίοδο $80 < DOY < 267$ (θερμή περίοδος) και για τις υπόλοιπες τιμές που αντιστοιχούν στην ψυχρή περίοδο του έτους. ....	3-11
Πίνακας 12 Για τον σταθμό Davis και για τα παραπάνω οκτώ έτη, χρησιμοποιήθηκαν τα αντίστοιχα ωριαία δεδομένα για την επαλήθευση της εμπειρικής μεθόδου. Στην δεξιά στήλη φαίνεται το μέρος των ετήσιων ωριαίων τιμών που αντιστοιχούν στην θερινή περιόδό του (DOY 142-246). ....	4-6
Πίνακας 13 Τα όργανα που είναι εγκατεστημένα στον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών. Αρνητικές τιμές στα ύψη εγκατάστασης σημαίνουν ότι τα όργανα είναι εγκατεστημένα κάτω από την επιφάνεια του εδάφους. ....	4-9
Πίνακας 14 Οι εκτιμήσεις της ASCE PM (2005), οι εκτιμήσεις της Εμπειρικής σχέσης, η διαφορά τους, η διαφορά τους ως εκατοστιαίο ποσοστό της εκτίμησης της ASCE PM (2005), ο συντελεστής προσδιορισμού ( $R^2$ ), το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ανάμεσα στις τιμές της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς που εκτιμήθηκαν με την εμπειρική σχέση και τις τιμές της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς που εκτιμήθηκαν με την ASCE PM, και ο δείκτης συμφωνίας (d), για το σύνολο των τιμών (66.911 τιμές για κάθε μέθοδο) της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης. Μέσος όρος, μέγιστα και ελάχιστα αναφέρονται	

στις ετήσιες τιμές. Η τελευταία γραμμή αναφέρεται στο σύνολο της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης. ....	5-4
<b>Πίνακας 15 Για το διάστημα από DOY 152 – 243, και για όλα τα έτη της περιόδου επαλήθευσης (16913 ωριαίες τιμές), παρουσιάζονται: οι εκτιμήσεις της ASCE PM (2005), οι εκτιμήσεις της εμπειρικής σχέσης, η διαφορά τους, η διαφορά τους ως εκατοστιαίο ποσοστό της εκτίμησης της ASCE PM (2005), ο συντελεστής προσδιορισμού (<math>R^2</math>), το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), η κλίση της ευθείας ελαχίστων τετραγώνων ανάμεσα στις τιμές της ωριαίας εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς που εκτιμήθηκαν με την εμπειρική σχέση και τις τιμές της εξαμυσοδιαπνοής αναφοράς που εκτιμήθηκαν με την ASCE PM, και ο δείκτης συμφωνίας (d), για τις τιμές που περιλαμβάνονται στο χρονικό διάστημα από DOY 152 μέχρι DOY 243, και για όλα τα έτη της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης. Μέσος όρος, μέγιστα και ελάχιστα αναφέρονται στις τιμές για κάθε έτος. Η τελευταία γραμμή αναφέρεται στο σύνολο της περιόδου επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης. ....</b>	<b>5-15</b>
Πίνακας 16 Αθροίσματα και στατιστικοί δείκτες για τις εκτιμήσεις της εμπειρικής μεθόδου σε σχέση με την μέθοδο ASCE PM, για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα, και για το διάστημα από DOY 92-366 του έτους 2012. ....	5-27
Πίνακας 17 Στατιστικοί δείκτες για το σύνολο των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας για την περίοδο επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης (66911 τιμές). Τα δεδομένα ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων του δικτύου CIMIS, για τον σταθμό Davis, CA. ....	5-36
Πίνακας 18 Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για όλη την διάρκεια της περιόδου επαλήθευσης και για όλες τις τιμές (66911 τιμές). Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (VPD), για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά. ....	5-37
Πίνακας 19 Στατιστικοί δείκτες για τις 66911 τιμές (σύνολο τιμών για την περίοδο επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης) της ταχύτητας του ανέμου από δεδομένα που ανακτήθηκαν για τον σταθμό Davis, CA και οι οποίες χρησιμοποιήθηκαν για την επαλήθευση της εμπειρικής σχέσης. ....	5-40
Πίνακας 20 Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για όλη την διάρκεια της περιόδου επαλήθευσης και για όλες τις τιμές (66911 τιμές). Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών της ταχύτητας του ανέμου, για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών της ταχύτητας του ανέμου και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά. ....	5-41
Πίνακας 21 Στατιστικοί δείκτες για τις τιμές της ταχύτητας του ανέμου για το έτος 1996 (μέγιστη ετήσια τιμή ταχύτητας ανέμου για το σύνολο των ετών λειτουργίας του σταθμού Davis, 1982-2012) Τα δεδομένα τα ανακτήθηκαν από την βάση δεδομένων του	

CIMIS και για τον σταθμό Davis, CA και έχουν χρησιμοποιηθεί για την επαλήθευση της εμπειρικής σχέσης.....	5-44
Πίνακας 22 Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για το έτος 1996 κατά το οποίο παρατηρήθηκε η μέγιστη μέση ταχύτητα του ανέμου. Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών της ταχύτητας του ανέμου, για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών της ταχύτητας του ανέμου και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά.....	5-45
Πίνακας 23 Στατιστικοί δείκτες για το σύνολο των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας για την περίοδο επαλήθευσης της εμπειρικής σχέσης (6593 τιμές) για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα.....	5-49
Πίνακας 24 Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για τις τιμές VPD, για την περίοδο από DOY 92-366 για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα (6593 τιμές). Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας (VPD), για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών του ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά. ....	5-50
Πίνακας 25 Περιγραφικοί στατιστικοί δείκτες για τις 6593 ωριαίες τιμές της ταχύτητας του ανέμου που καταγράφηκαν από την DOY 93-366 στον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών. ....	5-52
Πίνακας 26 Οι τιμές του RMSE που έχουν υπολογισθεί για το έτος 2012 και για τις ημέρες (DOY) 92-366. Στην πρώτη στήλη είναι το εύρος των τιμών της ταχύτητας του ανέμου, για τις οποίες έχει υπολογισθεί το μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE), στην δεύτερη στήλη η τιμή του μέσου τετραγωνικού σφάλματος που αντιστοιχεί σε αυτό το εύρος, στην τρίτη στήλη είναι το ποσοστό των δεδομένων που χαρακτηρίζεται από το συγκεκριμένο εύρος τιμών της ταχύτητας του ανέμου και στην τελευταία στήλη το ποσοστό αθροιστικά.....	5-53
Πίνακας 27 Τα μήκη κύματος των χρωμάτων του ορατού φάσματος.....	12-2

## 10. Ευρετήριο Εικόνων

Εικόνα 1 Η εικόνα είναι από τον Brutsaert (1982), σελ. 54 και δείχνει σε προσαρμοσμένη κλίμακα τις διακρίσεις των ατμοσφαιρικών στρώσεων στην οριακή στρώση της ατμόσφαιρας, με την κλίμακα σε μέτρα (m). $h_0$ , είναι το αντιπροσωπευτικό ύψος των εμποδίων στην επιφάνεια του εδάφους (πχ για την επιφάνεια αναφοράς είναι 0.12m), $v$ το κινηματικό ιξώδες, $u^*$ , η ταχύτητα τριβής.....	2-2
Εικόνα 2 Η κύρια οριζόντια κίνηση του ανέμου χαρακτηρίζεται από τυχαίες κινήσεις (δίνες) οι οποίες χαρακτηρίζονται από διάφορα μεγέθη.....	2-3
Εικόνα 3 Απεικόνιση ενός τυπικού μετεωρολογικού σταθμού του δικτύου CIMIS. Οι αριθμοί από 1-6 αντιστοιχούν στα όργανα του σταθμού και επεξηγούνται παραπάνω. .	4-2
Εικόνα 4 Αποψη του σταθμού Davis, όπως φαίνεται από την βόρεια πλευρά.....	4-4
Εικόνα 5 Ο πειραματικός αγρομετεωρολογικός σταθμός (επιφάνεια αναφοράς γρασίδι) του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα. ....	4-7

## 11. Ευρετήριο Σχημάτων

Σχήμα 1 Η μεταφορική κίνηση του μορίου περιγράφεται πλήρως από τους 3 άξονες x,y,z. Ορίζονται συνεπώς 3 βαθμοί ελευθερίας με ενέργεια $3/2 kT$ . Σχήμα από τον Young et al. (2012) pp.627. ....	1-10
Σχήμα 2 Η περιστροφική κίνηση του μορίου μπορεί να γίνει σε δύο άξονες κάθετους μεταξύ τους. Η περιστροφή γύρω από τον άξονα των x, δεν λαμβάνεται υπ' όψιν γιατί δεν μεταβάλλεται από τις κοινές μοριακές συγκρούσεις. Σχήμα από τον Young et al. (2012) pp.627. ....	1-10
Σχήμα 3 Διάγραμμα της μεταβολής της ειδικής θερμοχωρητικότητας υπό σταθερό όγκο του μοριακού υδρογόνου, R η παγκόσμια σταθερά των αερίων ίση με $8.314 J/(mole K)$ . Σχήμα από τους Young et al. (2012) pp.628 .....	1-11
Σχήμα 4 Διάγραμμα της τάσης των κορεσμένων υδρατμών και της θερμοκρασίας, όπως προκύπτει από την σχέση του Tetens (1930). Από Διδ, Διατρ. Σ. Αλεξανδρή, 2003, κεφ. 2 σελ. 38. ....	1-17
Σχήμα 5 Η κατανομή ενέργειας στο φάσμα εκπομπής της ηλιακής ακτινοβολίας. ....	1-22
Σχήμα 6 Το μέσο ενεργειακό ισοζύγιο της γης. Τα αναγραφόμενα μεγέθη εκφράζουν την σχέση των συνιστωσών του. Οι τιμές έχουν ληφθεί από τον Ahrens (2000) p. 41-43. .	1-26
Σχήμα 7 Αεροδυναμική και επιφανειακή αντίσταση της καλλιέργειας, Πηγή: Αλεξανδρή Σ., 2003, Διδακτορική Διατριβή, σελ. 80, σύμφωνα με το Σχήμα 7 σελ. 19 από FAO 56, Allen et al. (1998). ....	2-16
Σχήμα 8 Τα χαρακτηριστικά της επιφάνειας αναφοράς (γρασίδι) (Από το FAO 56 σελ. 24). ....	2-19
Σχήμα 9 Διάγραμμα της μέσης ημερήσιας θερμοκρασίας ( $T_{daily}$ , °C), και της διάρκειας της ημέρας (N). Οι δύο ποσότητες έχουν θετική συσχέτιση. ....	3-4
Σχήμα 10 Στο σχήμα φαίνεται ο λόγος $ETo/R_s$ για τον σταθμό Davis και το έτος 2000, για τους μήνες Ιανουάριο και Αύγουστο. Παρατηρούνται υψηλότεροι λόγοι το καλοκαίρι σε σχέση με τον χειμώνα. ....	3-6
Σχήμα 11. Διαγράμματα διασποράς για την σχέση ελλείμματος κορεσμού της ατμόσφαιρας ( $VPD$ , συμπαγή σύμβολα) και θερμοκρασίας ( $T$ ) (κενά σύμβολα) με τον όρο $1/\ln(RH)$ για ωριαία δεδομένα από τον σταθμό Davis την 1/1/2000 (ρόμβοι) και την 30/6/2000 (τετράγωνα). ....	3-8
Σχήμα 12 Διάγραμμα με τις αθροιστικές τιμές των ωριαίων εκτιμήσεων της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την προτεινόμενη Εμπειρική μέθοδο (κόκκινη γραμμή) και την ASCE PM (2005). Στον οριζόντιο άξονα είναι ο αριθμός των ωριαίων τιμών των εκτιμήσεων και στον κάθετο άξονα το άθροισμά τους.....	5-1
Σχήμα 13 Διαγράμματα διασποράς των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), (άξονας X) και των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (άξονας Y), για τα έτη 1996 (υψηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου), 2005 (χαμηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου), 1997 (υψηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία) και 2011 (χαμηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία. Τα τετράγωνα χρησιμοποιούνται για την ταχύτητα του ανέμου, οι κύκλοι την θερμοκρασία, συμπαγή σύμβολα χρησιμοποιούνται για μέγιστες μέσες ετήσιες τιμές και κενά σύμβολα για ελάχιστες μέσες ετήσιες τιμές. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων. ....	5-6

Σχήμα 14 Διαγράμματα διασποράς των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), (άξονας X) και των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (άξονας Y), για τα έτη 1998 (υψηλότερη ετήσια βροχόπτωση), 1999 (χαμηλότερη ετήσια βροχόπτωση), 2001, 2002, τα δύο συνεχόμενα χρόνια από το έτος που έγινε η βαθμονόμηση της εμπειρικής σχέσης. Τα συμπαγή τετράγωνα χρησιμοποιούνται για το έτος με την μέγιστη βροχόπτωση, τα κενά τετράγωνα για το έτος με την ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση και οι κύκλοι για τα δύο συνεχόμενα έτη. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων. ....	5-10
Σχήμα 15 Η αθροιστική καμπύλη των εκτιμήσεων των δύο μεθόδων (Εμπειρική και ASCE PM) για τις θερινές περιόδους όλων των ετών της περιόδου επαλήθευσης.....	5-16
Σχήμα 16 Διαγράμματα διασποράς των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), (άξονας X) και των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (άξονας Y), για για την θερινή περίοδο (από DOY 152 – DOY 243) και για τα έτη 1996 (υψηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου), 2005 (χαμηλότερη μέση ετήσια ταχύτητα ανέμου), 1997 (υψηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία) και 2011 (χαμηλότερη μέση ετήσια θερμοκρασία. Τα τετράγωνα χρησιμοποιούνται για την ταχύτητα του ανέμου, οι κύκλοι την θερμοκρασία, συμπαγή σύμβολα χρησιμοποιούνται για τις περιόδους με τις μέγιστες μέσες ετήσιες τιμές και κενά σύμβολα για τις περιόδους με τις ελάχιστες μέσες ετήσιες τιμές. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων. ....	5-19
<b>Σχήμα 17 Διαγράμματα διασποράς των εκτιμήσεων της ASCE PM (2005), (άξονας X) και των εκτιμήσεων της νέας εμπειρικής μεθόδου εκτίμησης της ωριαίας εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (άξονας Y), για την θερινή περίοδο (από DOY 152 – DOY 243) και για τα έτη 1998 (υψηλότερη ετήσια βροχόπτωση), 1999 (χαμηλότερη ετήσια βροχόπτωση), 2001, 2002, τα δύο συνεχόμενα χρόνια από το έτος που έγινε η βαθμονόμηση της εμπειρικής σχέσης. Τα συμπαγή τετράγωνα χρησιμοποιούνται για το έτος με την μέγιστη βροχόπτωση, τα κενά τετράγωνα για το έτος με την ελάχιστη ετήσια βροχόπτωση και οι κύκλοι για τα δύο συνεχόμενα έτη. Οι ευθείες ελαχίστων τετραγώνων διέρχονται από την αρχή των αξόνων. ....</b>	<b>5-23</b>
Σχήμα 18 Αριστερά στο σχήμα είναι το διάγραμμα διασποράς των ωριαίων τιμών της ASCE PM (άξονας X) σε mm/h και της εμπειρικής μεθόδου (άξονας Y) σε mm/h, για το διάστημα $92 \leq DOY \leq 366$ , του 2012, για τον πειραματικό σταθμό του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα. Δεξιά οι αθροιστικές καμπύλες για τις ωριαίες εκτιμήσεις της εξατμισοδιαπνοής αναφοράς με την εμπειρική μέθοδο (κόκκινη γραμμή, mm) και για την ASCE PM (μαύρη γραμμή, mm). ....	5-28
Σχήμα 19 Ωριαίες εκτιμήσεις με την ASCE PM (συμπαγή σύμβολα) και με την εμπειρική μέθοδο (κενά σύμβολα) για τις ημέρες (DOY) 186, 187, 188, 189, για το έτος 1997. Επάνω οι εκτιμήσεις των δύο μεθόδων για τον σταθμό Davis, CA και κάτω για τον πειραματικό μετεωρολογικό σταθμό εξατμισοδιαπνοής αναφοράς (γρασίδι) του Γεωπονικού Πανεπιστημίου Αθηνών στην Κωπαΐδα για το έτος 2012 και τις ίδιες ημέρες. ....	5-30
Σχήμα 20 Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίστηκε για όλη την περίοδο επαλήθευσης για τον σταθμό Davis (66911 τιμές). Οι τρεις πρώτες στήλες αντιστοιχούν στα δεδομένα που έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από το όριο του 0.073	

mm/h, πάνω από το οποίο δεν θεωρείται ικανοποιητική η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης. ....	5-38
Σχήμα 21 Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για την ταχύτητα του ανέμου και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίστηκε για όλη την περίοδο επαλήθευσης για τον σταθμό Davis (66911 τιμές). Οι τρεις πρώτες στήλες αντιστοιχούν στα δεδομένα που έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από το όριο του 0.073 mm/h, πάνω από το οποίο δεν θεωρείται ικανοποιητική η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης. ....	5-42
Σχήμα 22 Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για την ταχύτητα του ανέμου και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίστηκε για το έτος 1996 για τον σταθμό Davis (8447 τιμές). Οι οκτώ πρώτες στήλες αντιστοιχούν στα δεδομένα που έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από το όριο του 0.073 mm/h, πάνω από το οποίο δεν θεωρείται ικανοποιητική η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης. Η στήλη 12 έχει το μέγιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα (RMSE) ίσο με 0.103 mm/h, που επίσης θεωρείται αποδεκτό από κάποιους συγγραφείς (Choi et al., 2012). ....	5-47
Σχήμα 23 Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για το έλλειμμα κορεσμού της ατμόσφαιρας και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίστηκε για τις 6593 τιμές για τον πειραματικό σταθμό του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα. Οι τέσσερις πρώτες στήλες του ιστογράμματος αντιστοιχούν στα δεδομένα που έχουν μέσο τετραγωνικό σφάλμα μικρότερο από το όριο του 0.073 mm/h, πάνω από το οποίο δεν θεωρείται ικανοποιητική η εκτίμηση της εμπειρικής σχέσης. ....	5-51
Σχήμα 24 Ιστόγραμμα με τα δεδομένα (%) για την ταχύτητα του ανέμου και το αντίστοιχο μέσο τετραγωνικό σφάλμα που υπολογίστηκε για το έτος 2012 για τον πειραματικό σταθμό του ΓΠΑ στην Κωπαΐδα, (6593 τιμές). Όλες οι στήλες (εκτός της τελευταίας) πρακτικά έχουν αποδεκτό μέσο τετραγωνικό σφάλμα. Η στήλη [5,7.7) έχει το μέγιστο μέσο τετραγωνικό σφάλμα ίσο με 0.078 mm/h, που επίσης θεωρείται αποδεκτό από κάποιους συγγραφείς (Choi et al., 2012). ....	5-54

## 12. Παράρτημα Ι. Βασικές έννοιες και νόμοι για την

### Ακτινοβολία

#### 12.1. Γενικά

Η διεργασία της εξατμισοδιαπνοής τροφοδοτείται από την **ενέργεια** του ήλιου. Όλα τα αντικείμενα με θερμοκρασία μεγαλύτερη από το απόλυτο μηδέν ακτινοβολούν ενέργεια με την μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας δηλαδή κυμάτων ενέργειας που έχουν ηλεκτρικές και μαγνητικές ιδιότητες.

**Μήκος κύματος** ονομάζεται η απόσταση μεταξύ δύο διαδοχικών κορυφών του και το συμβολίζεται με το ελληνικό γράμμα  $\lambda$ .

**Περίοδος** του κύματος είναι ο χρόνος που απαιτείται για να κάνει ένα σημείο του κύματος που ταλαντώνεται μια πλήρη κίνηση π.χ. από κορυφή σε κορυφή και συμβολίζεται με το γράμμα  $T$ .

**Συχνότητα** είναι ο αριθμός των ταλαντώσεων στην μονάδα του χρόνου και συμβολίζεται με το γράμμα  $\nu$ . Είναι το αντίστροφο της περιόδου του κύματος.

Η ακτινοβολία μετριέται σαν **ροή ενέργειας**, και έχει μονάδες ισχύος MJ/day ή  $W$ , και σαν **πυκνότητα ροής ενέργειας**, και έχει μονάδες ισχύος ανά μονάδα επιφάνειας  $MJ/(m^2 day)$  ή  $W/m^2$ . Η τελευταία περιγράφει την ενέργεια που διέρχεται από μοναδιαία επιφάνεια κάθετη στην διεύθυνση διάδοσης της, στην μονάδα του χρόνου.

**Μέλαν (μάυρο)** ονομάζεται ένα **σώμα** που απορροφά το σύνολο της ενέργειας που προσπίπτει σε αυτό. Τον όρο πρότεινε για πρώτη φορά ο Γερμανός επιστήμονας Gustav Kirchhoff το 1860. Τα πραγματικά σώματα δεν συμπεριφέρονται με αυτό τον τρόπο. Απορροφούν ένα μέρος της ακτινοβολίας που προσπίπτει και μπορεί να ονομασθεί γκρι.

**Το ηλεκτρομαγνητικό φάσμα διακρίνεται ανάλογα με το μήκος κύματος, από τα μικρότερα προς τα μεγαλύτερα, σε**

Ακτίνες  $\gamma$  (γάμμα) για  $\lambda > 10^{-11} m$ ,

Ακτίνες X για  $10^{-11} < \lambda < 10^{-8}$  m,

Υπεριώδη ακτινοβολία για  $10^{-8} < \lambda < 4 \cdot 10^{-7}$  m,

**Ορατό φάσμα** για  $4 \cdot 10^{-7} < \lambda < 7 \cdot 10^{-7}$  m, σύμφωνα με τον πίνακα που ακολουθεί.

**Πίνακας 27 Τα μήκη κύματος των χρωμάτων του ορατού φάσματος.**

Το ορατό φάσμα	
Χρώμα	Μήκος κύματος (nm)
Κόκκινο	625 - 740
Πορτοκαλί	590 - 625
Κίτρινο	565 - 590
Πράσινο	520 - 565
Κυανό	500 - 520
Γαλάζιο	435 - 500
Ιώδες	380 - 435

Υπέυρυθρη ακτινοβολία για  $7 \cdot 10^{-7} < \lambda < 10^{-3}$  m,

Μικροκυματική ακτινοβολία για  $10^{-3} < \lambda < 10^{-1}$  m,

Ραδιοκύματα για  $\lambda > 10^{-1}$  m.

## **12.2. Ο νόμος του Kirchhoff**

Ο νόμος του Kirchhoff αναφέρει ότι όταν ένα σώμα βρίσκεται σε θερμική ισορροπία η εκπεμπόμενη ενέργεια είναι ίση με την απορροφούμενη.

## **12.3. Ο νόμος των Stefan Boltzman**

Το 1879 ο αυστριακός φυσικός J. Stefan, βασιζόμενος σε πειραματικά δεδομένα, διατύπωσε την σχέση ανάμεσα στην πυκνότητα ροής της ολικής (για όλο το φάσμα των συχνοτήτων) εκπεμπόμενης ακτινοβολίας και την θερμοκρασία του σώματος. Η πυκνότητα ροής ενέργειας ενός σώματος που ακτινοβολεί λόγω της θερμοκρασίας του T,



είναι ανάλογη με την τέταρτη δύναμη της απόλυτης θερμοκρασίας του. Το 1889 ο επίσης αυστριακός φυσικός L. Boltzman, στηριζόμενος στους νόμους της Θερμοδυναμικής διατύπωσε τον ίδιο νόμο. **Ο νόμος των Stefan Boltzman** για την θερμική εκπομπή του μέλανος σώματος είναι:  $Q = \sigma T^4$ , Q η πυκνότητα ροής της ακτινοβολούμενης ενέργειας  $W/m^2$ ,  $\sigma$  η **σταθερά των Stefan Boltzman**, ίση με  $5,67 \cdot 10^{-8} W/m^2/K^4$ . Για την περίπτωση των πραγματικών σωμάτων που δεν απορροφούν το σύνολο της προσπίπτουσας ακτινοβολίας ο νόμος διαμορφώνεται:

$$Q = \epsilon \sigma T^4, \quad 12-1$$

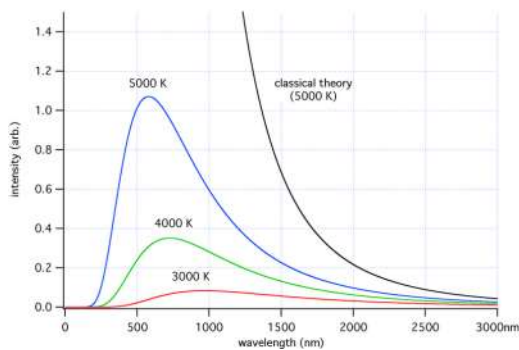
$\epsilon$  ο συντελεστή απορρόφησης του σώματος.

#### 12.4. Νόμος της μετατόπισης ή νόμος του Wien

Η ακτινοβολία των σωμάτων γίνεται σε ένα ευρύ φάσμα συχνοτήτων. Το μήκος κύματος  $\lambda$ , στο οποίο η εκπεμπόμενη ακτινοβολία μεγιστοποιείται, είναι αντιστρόφως ανάλογο της θερμοκρασίας του σώματος. Την σχέση αυτή διατύπωσε πρώτος ο γερμανός φυσικός Wilhem Wien, ο οποίος πήρε το βραβείο Nobel (1911) για αυτό τον λόγο και καλείται **νόμος της μετατόπισης ή νόμος του Wien**.

$$\lambda = \frac{c}{T}, \quad c \text{ σταθερά ίση με } 0,2898 \text{ cm K}, T \text{ K η απόλυτη θερμοκρασία του}$$

σώματος.



**Γράφημα 1** Διάγραμμα των φασμάτων εκπομπής του μέλανος σώματος για διάφορες θερμοκρασίες. Η μαύρη γραμμή με την ένδειξη  $5000^{\circ}K$ , είναι η προσπάθεια με την κλασική θεωρία, για την εξήγηση του φάσματος εκπομπής του μέλανος σώματος.

Οι πρώτες προσπάθειες για την ερμηνεία του νόμου του Wien απέτυχαν γιατί η κλασική θεωρία δεν επαρκούσε. Σύμφωνα λοιπόν με τον νόμο των Rayleigh- Jeans,

$$I(\lambda, T) = \frac{2\pi c k T}{\lambda^4}, \quad 12-2$$

Όπου,  $\pi=3,14$ ,

$I(\lambda, T)$ , η εκπεμπόμενη ισχύς ανά μονάδα επιφάνειας για απόλυτη θερμοκρασία,  $T$  σε βαθμούς Kelvin και μήκος κύματος  $\lambda$ ,  $c$  η ταχύτητα του φωτός,  $k$  η σταθερά του Boltzmann, παρουσιάζονταν ανυπέρβλητα προβλήματα. Για πολύ μικρές τιμές του μήκους κύματος, η υπολογιζόμενη τιμή της εκπεμπόμενης ενέργειας απειριζόταν, για πολύ μεγάλες τιμές, μηδενιζόταν και τέλος ο υπολογισμός της ολικής εκπεμπόμενης ακτινοβολίας από ένα τέτοιο σώμα, έδινε επίσης άπειρη τιμή. Όλα αυτά ήταν σε αντίφαση με τα πειραματικά δεδομένα και έτσι δεν μπορούσαν να γίνουν αποδεκτά.

*Ο Wilhem Wien στην δεκαετία του 1890 μελέτησε την κατανομή της ενέργειας των εκπεμπόμενων μηκών κύματος για ένα μαύρο (μέλαν) σώμα. Ήταν ο πρώτος που επινόησε την πειραματική διάταξη που προσομοιάζει ένα μαύρο σώμα. Χρησιμοποίησε έναν φούρνο που είχε μόνο μία μικρή τρύπα, την οποία προσομοίασε με το μέλαν σώμα. Η διασπορά και οι ανακλάσεις στο εσωτερικό του φούρνου, έκαναν σχεδόν απίθανο κάποιο μέρος από την εισερχόμενη ακτινοβολία να ξαναβγεί από την μικρή αυτή τρύπα. Έτσι κατέγραψε την εξερχόμενη ακτινοβολία  $dW$ , για κάθε  $d\lambda$ , δεχόμενος ότι αυτή θα ήταν και η ακτινοβολία του μέλανος σώματος. Ανακάλυψε ότι το μήκος κύματος  $\lambda$  στο οποίο αντιστοιχεί το μέγιστο  $dW$ , για κάθε διαφορετική θερμοκρασία  $T$  στην οποία ήταν το σώμα, γινόταν μικρότερο όσο πιο θερμό ήταν το σώμα. Το δε γινόμενο της θερμοκρασίας με το μήκος κύματος στο οποίο εξέπεμπε την μέγιστη ενέργεια ήταν πάντα το ίδιο ίσο με  $0,2898 \text{ cm}^\circ\text{K}$ . Για αυτή του την ανακάλυψη τιμήθηκε με το βραβείο Nobel το 1911.*

### **12.5. Ο νόμος του Planck.**

Την λύση στο αδιέξοδο έδωσε ο μεγάλος γερμανός φυσικό Max Planck (1858-1947) ο οποίος ήταν ο πρώτος που διατύπωσε δύο υποθέσεις για την φύση της ενέργειας.

**A. Η ενέργεια των ταλαντούμενων μορίων μπορεί να πάρει μόνο διακριτές (κβαντισμένες) τιμές.** Οι ενεργειακές καταστάσεις των μορίων που αντιστοιχούν στις διακριτές αυτές τιμές ονομάζονται **κβαντικές καταστάσεις**. Η ενέργεια που χαρακτηρίζει αυτές τις καταστάσεις δίνεται από τον τύπο:

$E_n = nhf$ , n ο αριθμός που χαρακτηρίζει την κβαντική κατάσταση, h η σταθερά του Planck ίση με  $6,626 \times 10^{-34}$  J\*sec, f η συχνότητα ταλάντωσης των μορίων.

**B. Η ενέργεια της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που τα μόρια μπορούν να εκπέμψουν ή να απορροφήσουν μπορεί να έχει μόνο διακριτές (κβαντισμένες) τιμές.** Όταν ένα μόριο που βρίσκεται στην κβαντική κατάσταση n, απορροφήσει μία ποσότητα hf τότε μεταπηδά στην αμέσως επόμενη κβαντική κατάσταση, την n+1.

Για τις παραπάνω υποθέσεις του για την φύση της ενέργειας τιμήθηκε με το βραβείο Nobel φυσικής το 1918.

Ο νόμος που διατύπωσε για να περιγράψει το φάσμα εκπομπής του μέλανος σώματος ήταν

$$I(\lambda, T) = \frac{2\pi hc^2}{\lambda^5 (e^{hc/\lambda kT} - 1)}, \quad 12-3$$

$I(\lambda, T)$  η πυκνότητα ροής της ακτινοβολούμενης ενέργειας ανά μονάδα μήκους κύματος για απόλυτη θερμοκρασία T,  $\pi=3,14$ , c η ταχύτητα του φωτός ίση με  $3 \times 10^8$  m  $\text{sec}^{-1}$ , h η σταθερά του Planck ίση με  $6,626 \times 10^{-34}$  J\*sec, k η σταθερά του Boltzman ίση με  $1,3806 \times 10^{-23}$  J  $\text{K}^{-1}$ . Από αυτή την σχέση μπορούν να προκύψουν όλες οι προηγούμενες, με κατάλληλους μαθηματικούς μετασχηματισμούς.

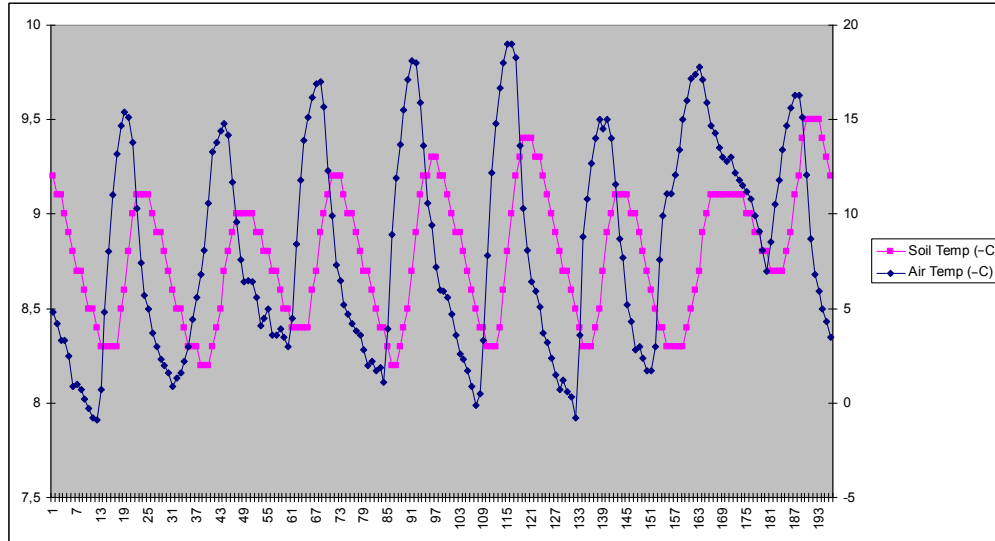
## 13. Παράρτημα II. Η μεταβολή της ροής θερμότητας στο έδαφος με τον χρόνο

### 13.1. Διακύμανση της θερμοκρασίας του εδάφους με τον χρόνο.

Η απ' ευθείας ηλιακή ακτινοβολία που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους προκαλεί μεταβολές στην θερμοκρασία του. Κατά την διάρκεια του 24ώρου, η ακτινοβολία αυτή κυμαίνεται από μηδέν την νύχτα μέχρι μια ανώτατη τιμή που εξαρτάται από το γεωγραφικό πλάτος την εποχή, και άλλους τοπικού χαρακτήρα παράγοντες. Αυτή καθορίζει την διακύμανση της θερμοκρασίας του εδάφους. Οι χρήσεις γης, η σύσταση του εδάφους (κοκκομετρική ορυκτολογική κλπ.), η περιεκτικότητα σε υγρασία, αέρα, και οργανική ύλη, οι μετεωρολογικές συνθήκες της επιφάνειας, επίσης επηρεάζουν καθοριστικά τις θερμοκρασίες στο έδαφος.

Οι μετρήσεις που έχουν γίνει δείχνουν ότι ο 24ωρος κύκλος παρατηρείται τόσο στον αέρα όσο και στο έδαφος, ενώ η μεταβολή της θερμοκρασίας του εδάφους είναι μικρότερη από την αντίστοιχη μεταβολή της θερμοκρασίας του αέρα και γίνεται ακόμη μικρότερη στα βαθύτερα στρώματα. Για παράδειγμα ένα εύρος μεταβολής  $25^{\circ}\text{C}$  του αέρα, αντιστοιχεί σε εύρος μόλις  $5,5^{\circ}\text{C}$  στο βάθος των 3,5 μέτρων. Η μείωση του εύρους μεταβολής της θερμοκρασίας ονομάζεται *επίδραση απόσβεσης*, και το βάθος στο οποίο το εύρος είναι ίσο με το  $1/e$ , όπου  $e$  η βάση των φυσικών λογαρίθμων ( $e \sim 2,718$ ), του αρχικού εύρους, ονομάζεται *βάθος απόσβεσης* (damping depth). Ο Maidment, (1992), pp. 4-10 δίνει σαν βάθος επίδρασης (effective soil depth), για ημερήσιες μεταβολές τα 18 εκατοστά, ενώ για μηνιαίες τιμές, το βάθος επίδρασης, δίνεται ίσο με 2,0 μέτρα.

Ο χρόνος που απαιτείται για να επιδράσουν οι θερμοκρασιακές μεταβολές της επιφάνειας του εδάφους, λόγω της ηλιακής ακτινοβολίας, στο βάθος  $z$  του εδάφους, προκαλεί την μετατόπιση του κύκλου των εδαφικών θερμοκρασιών. Όσο μεγαλύτερο το βάθος τόσο μεγαλύτερη η μετατόπιση του κύκλου. Για παράδειγμα η μέγιστη ημερήσια θερμοκρασία μετατοπίζεται κατά 81 ημέρες στο βάθος των 3,5 μέτρων (Αλεξανδρής, 2010).



**Γράφημα 2** Στο γράφημα φαίνεται η διακύμανση της θερμοκρασίας του αέρα και του εδάφους σε βάθος 15 εκ. Οι μετρήσεις προέρχονται από τον σταθμό Davis του πανεπιστημίου της Καλιφόρνια (ΗΠΑ). Πρόκειται για ωριαίες τιμές που λήφθηκαν από 31-12-2011 έως 8-1-2012. Τα σχήματα των καμπυλών μοιάζουν με ημιτονοειδείς καμπύλες οι οποίες έχουν ίδια περίοδο και διαφέρουν ως προς το πλάτος και την φάση. Σημειώνεται ότι υπάρχουν διαφορετικές κλίμακες για τις θερμοκρασίες στο έδαφος και στον αέρα όπως φαίνεται από τους δύο άξονες y του γραφήματος.

Το γράφημα δείχνει τις συγκριτικές, ωριαίες παρατηρήσεις για τις τιμές της θερμοκρασίας του αέρα και του εδάφους σε βάθος 15 εκατοστών, στις πειραματικές εγκαταστάσεις του πανεπιστημίου της Καλιφόρνια (ΗΠΑ). Παρατηρείται τόσο η μετατόπιση του κύκλου των εδαφικών θερμοκρασιών στο βάθος των 15 εκατοστών, σε σχέση με τις παρατηρούμενες στην επιφάνεια του εδάφους, όσο και η μείωση του εύρους μεταβολής τους.

Παρόμοια συμπεριφορά παρουσιάζουν οι μέσες ημερήσιες, εβδομαδιαίες και μηνιαίες τιμές.

Η συμπεριφορά αυτή προσομοιάζει σε ημιτονοειδή μεταβολή της τιμής της θερμοκρασίας με περίοδο P, ίση με 24 ώρες, όταν εξετάζεται η μεταβολή της στην διάρκεια ενός εικοσιτετραώρου. Όμοια προσομοιάζουν σε ημιτονοειδή μεταβολή περίοδοι μεγαλύτερες του 24ώρου. Οι μέσες ημερήσιες, εβδομαδιαίες και μηνιαίες τιμές είναι τέτοια παραδείγματα.

Οι παρατηρήσεις της θερμοκρασίας στην διάρκεια της ημέρας, μπορούν να μεταβάλλονται και με ακανόνιστο τρόπο. Τέτοια περίπτωση είναι η παρεμβολή νέφωσης η οποία μειώνει την ποσότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Έτσι ενώ ο μηχανισμός διάδοσης του θερμικού κύματος στο έδαφος παραμένει ο ίδιος η περιγραφή του δεν μπορεί να γίνει με την υπόθεση της ημιτονοειδούς μεταβολής της θερμοκρασίας στην επιφάνεια ( $z=0$ ). Σε μια τέτοια περίπτωση και εφόσον είναι διαθέσιμες οι παρατηρήσεις της θερμοκρασίας, με την βοήθεια της εξίσωσης

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad 1-62, \text{ με αριθμητική}$$

επίλυση είναι δυνατόν να εκτιμηθεί η ροή θερμότητας στο έδαφος.

Η ειδική περίπτωση της ημιτονοειδούς μεταβολής της θερμοκρασίας παρουσιάζει ενδιαφέρον γιατί προσομοιάζει στις παρατηρήσεις, κάτω από προϋποθέσεις, και ταυτόχρονα επιτρέπει την αναλυτική επίλυση της μερικής διαφορικής εξίσωσης

$$\frac{\partial T}{\partial t} = D \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad 1-62. \text{ Εκτός από την}$$

υπόθεση της ημιτονοειδούς μεταβολής της θερμοκρασίας της επιφάνειας με τον χρόνο, **δεχόμαστε ότι, το έδαφος είναι ομογενές ως προς την θερμική αγωγιμότητα και την ειδική θερμοχωρητικότητα, και οι τιμές τους είναι ανεξάρτητες της μεταβολής στην τιμή της θερμοκρασίας. Η ροή θερμότητας είναι μονοδιάστατη και γίνεται στον κατακόρυφο άξονα z.**

Αρχικά η μέση θερμοκρασία στην επιφάνεια του εδάφους λαμβάνεται ίση με  $0^\circ\text{C}$ . Αργότερα θα τροποποιηθεί αυτή η παραδοχή, διατυπώνοντας μια πιο γενική λύση. Οι **οριακές συνθήκες** για την θερμοκρασία, που μεταβάλλεται ημιτονοειδώς είναι,

$$T(z, t) = A_s \sin(\omega t) \quad \text{για} \quad z = 0, t \geq 0, \omega = \frac{2\pi}{P}, \quad A_s \text{ η μέγιστη τιμή της}$$

θερμοκρασίας,  $\omega$  η γωνιακή ταχύτητα, με  $P$  την διάρκεια της θεωρούμενης περιόδου, (για ημερήσιες μεταβολές είναι ίση με 24 h).

Την χρονική στιγμή που παρατηρείται η μέγιστη τιμή της θερμοκρασίας στην επιφάνεια θα πρέπει η συνάρτηση να δίνει  $T(z, t) = A_s$ , για  $z=0$ .

$\lim_{z \rightarrow \infty} T(z, t) = 0$  για  $t \geq 0$ , που πρακτικά σημαίνει ότι κάτω από ένα ορισμένο

βάθος το θερμικό κύμα παύει να επηρεάζει.

Η γραμμική μερική διαφορική εξίσωση μπορεί να επιλυθεί με την τεχνική του διαχωρισμού των μεταβλητών.

Έστω  $f(z)$  και  $g(t)$ , δύο συναρτήσεις, τέτοιες ώστε,  $T(z, t) = f(z)g(t)$ .

Τότε θα είναι,

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{dg(t)}{dt} f(z) \text{ και } \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = \frac{d^2 f(z)}{dz^2} g(t), \text{ άρα,}$$

$$\frac{dg(t)}{dt} f(z) = D \frac{d^2 f(z)}{dz^2} g(t)$$

Διαιρώντας με  $Dg(t)f(z)$ , θα έχω,

$$\frac{dg(t)}{dt} \frac{1}{Dg(t)} = \frac{d^2 f(z)}{dz^2} \frac{1}{f(z)}$$

Για να είναι ίσα τα δύο σκέλη θα πρέπει

$$\frac{dg(t)}{dt} \frac{1}{Dg(t)} = r$$

$$\frac{d^2 f(z)}{dz^2} \frac{1}{f(z)} = r$$

Επομένως,

$$\frac{dg(t)}{dt} = rDg(t) \Rightarrow \frac{dg(t)}{dt} - rDg(t) = 0$$

$$\frac{d^2 f(z)}{dz^2} = rf(z) \Rightarrow \frac{d^2 f(z)}{dz^2} - rf(z) = 0$$

Η λύση για τις παραπάνω εξισώσεις θα είναι

$$g(t) = A'e^{rDt} \text{ και}$$

$$f(z) = Be^{\pm r^{1/2}z},$$

Με  $A'$  και  $B$  αυθαίρετες σταθερές. Κατά συνέπεια

$$T(z, t) = Fe^{rDt \pm \sqrt{r}z}, \text{ όπου } F = A'B.$$

Η οριακή συνθήκη στην επιφάνεια του εδάφους είναι μια ημιτονοειδής συνάρτηση του χρόνου.

Θέτω  $r = i\omega/D$ . Θα είναι:

$$T(z, t) = Fe^{i\omega t} e^{\pm \left(\frac{i\omega}{D}\right)^{1/2} z}$$

13-1

Επιλέγεται το πρόσημο “-” στον όρο  $e^{\pm \left(\frac{i\omega}{D}\right)^{1/2} z}$ , ώστε αυτός να συμφωνεί με την παρατηρούμενη μείωση του εύρους κύμανσης της θερμοκρασίας με το βάθος, όπως απαιτεί και η οριακή συνθήκη  $\lim_{z \rightarrow \infty} T(z, t) = 0$  για  $t \geq 0$ .

Από την σχέση του Euler, θα έχω,

$$e^{i\omega t} = \cos \omega t + i \sin \omega t$$

Ισχύει:

$$i^{1/2} = \frac{(i+1)}{2^{1/2}} = \frac{1}{2^{1/2}} + \frac{i}{2^{1/2}}$$

Επομένως θα είναι:

$$\begin{aligned} e^{-(i\omega/D)^{1/2} z} &= e^{-i^{1/2}(\omega/D)^{1/2} z} = e^{-\left(\frac{1}{2^{1/2}} + \frac{i}{2^{1/2}}\right)(\omega/D)^{1/2} z} = e^{-\frac{1}{2^{1/2}}(\omega/D)^{1/2} z - \frac{i}{2^{1/2}}(\omega/D)^{1/2} z} = \\ &= e^{-(\omega/2D)^{1/2} z - (i\omega/2D)^{1/2} z} \end{aligned}$$

$$\text{Η εξίσωση } T(z, t) = Fe^{i\omega t} e^{\pm \left(\frac{i\omega}{D}\right)^{1/2} z}$$

13-1, θα γίνει:

$$\begin{aligned} T(z, t) &= Fe^{i\omega t} e^{-\left(\frac{i\omega}{D}\right)^{1/2} z} = Fe^{i\omega t} e^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z - \left(\frac{i\omega}{2D}\right)^{1/2} z} = Fe^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z - i\left(-\omega t + \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right)} = \\ &= Fe^{i\left(\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right) - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z} \Rightarrow T(z, t) = Fe^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z} e^{i\left(\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right)} \end{aligned}$$



Σύμφωνα με τον τύπο του Euler, ο όρος  $e^{i\left(\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right)}$ , μπορεί να γραφεί ως:

$$e^{i\left(\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right)} = \cos\left[\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right] + i \sin\left[\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right]$$

Τόσο το πραγματικό μέρος  $\left(\cos\left[\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right]\right)$  όσο και το πραγματικό μέρος του φανταστικού μέρους  $\left(\sin\left[\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right]\right)$  του παραπάνω μιγαδικού αριθμού

αποτελούν λύσεις. Επιλέγω το πραγματικό μέρος του φανταστικού μέρους, η ημιτονοειδής μορφή του οποίου, συμφωνεί με την οριακή συνθήκη στην επιφάνεια του εδάφους καθώς και με την παρατηρούμενη μεταβολή της θερμοκρασίας για διάφορα βάθη  $z$  και χρόνους  $t$ . Η συνάρτηση της θερμοκρασίας σε βάθος  $z$  για τον χρόνο  $t$ , διαμορφώνεται ως εξής:

$$T(z,t) = F e^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z} e^{i\left(\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right)} = A_s e^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z} \sin\left[\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right], \quad 13-2$$

όπου  $F = A_s$ ,  $A_s$  η μέγιστη παρατηρούμενη θερμοκρασία, και με δεδομένη την υπόθεση ότι έχω μέση θερμοκρασία  $0^\circ \text{C}$ , το εύρος της κύμανσης θα πρέπει να είναι ίσο με  $2A_s$ .

Στην πραγματικότητα δεν έχω μέση θερμοκρασία ίση με μηδέν, η τιμή της συνήθως είναι διάφορη του μηδενός, έστω  $T_m$ . Αλλά και η χρονική στιγμή που παρατηρείται η μέγιστη τιμή της θερμοκρασίας, πρέπει να συμπίπτει με την χρονική στιγμή που η συνάρτηση παίρνει την μέγιστη τιμή της. Η μαθηματική έκφρασή των παραπάνω παρατηρήσεων είναι,

Οριακές συνθήκες:

$$T(z,t) = T_m + A_s \sin \omega t, \quad z = 0 \text{ και } t > 0,$$

$$\lim_{z \rightarrow \infty} T(z, t) = T_m$$

Επομένως

η

εξίσωση

$$T(z, t) = F e^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z} e^{i\left(\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right)} = A_s e^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z} \sin\left[\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z\right], \quad 13-2, \quad \theta\alpha$$

γίνει,

$$T(z, t) = T_m + A_s e^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z} \sin\left[\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z + \Phi\right], \quad \text{όπου } T_m \text{ η παρατηρούμενη}$$

μέση θερμοκρασία,  $\Phi$  η διαφορά φάσης που απαιτείται ώστε η συνάρτηση να παίρνει την μέγιστη τιμή της τον χρόνο  $t$ , στον οποίο παρατηρείται η μέγιστη θερμοκρασία.

Η μέγιστη τιμή της συνάρτησης είναι η τιμή στην οποία το ημίτονο παίρνει την μέγιστη τιμή του, δηλαδή γίνεται ίσο με ένα (1), ή

$$\sin\left[\omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z + \Phi\right] = 1$$

Η γωνιακή ταχύτητα  $\omega$ , που εμφανίζεται στο όρισμα του ημιτόνου, αναφέρεται στην περίοδο για την οποία εξετάζεται η μεταβολή της θερμοκρασίας, δηλαδή μπορεί να είναι ημερήσια, εβδομαδιαία, κλπ. Για την περίπτωση της ημερήσιας περιόδου, η γωνιακή ταχύτητα θα είναι,

$$\omega = \frac{2\pi}{P} = \frac{2\pi}{24},$$

Έστω ότι η μέγιστη θερμοκρασία στην επιφάνεια του εδάφους ( $z=0$ ), παρατηρείται στις 13:00. Θα πρέπει για  $t=13$  η συνάρτηση,

$$\sin\left[\frac{2\pi}{24}13 - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} 0 + \Phi\right] = 1 \Rightarrow \sin\left[\frac{\pi}{12}13 - \Phi\right] = 1 \Rightarrow$$

$$\left[\frac{\pi}{12}13 + \Phi\right] = \frac{\pi}{2} \Rightarrow \Phi = -\frac{7\pi}{12}$$

Η τελική λύση θα είναι,

$$T(z,t) = T_m + A_s e^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z} \sin \left[ \omega t - \left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z - \frac{7\pi}{12} \right] \quad 13-3$$

Παρατηρήσεις για την λύση της μερικής διαφορικής εξίσωσης.

Η εξίσωση 1-62 μας δίνει την μαθηματική έκφραση της διάδοσης του θερμικού κύματος στο έδαφος κάτω από τις προϋποθέσεις που έχουν ήδη αναφερθεί. Η εξίσωση αυτή είναι σε ικανοποιητική συμφωνία με τις παρατηρήσεις της θερμοκρασίας στην επιφάνεια του εδάφους όσο και στα διάφορα βάθη. Στο γράφημα 2, μπορούμε εύκολα να παρατηρηθεί ότι η μέγιστη θερμοκρασία στην επιφάνεια του εδάφους παρατηρείται σε διαφορετικό χρόνο από την μέγιστη θερμοκρασία στο έδαφος (βάθος 15 εκ.). Αν λοιπόν αντιστοιχηθεί ο κύκλος παρατήρησης μας με γωνία  $2\pi$ , τότε ο χρόνος που απαιτείται για την παρατήρηση της μέγιστης θερμοκρασίας θα είναι επίσης αντίστοιχος με μια γωνία ενώ η χρονική απόσταση μεταξύ της παρατήρησης αυτής στην επιφάνεια του εδάφους και σε βάθος  $z$  θα αντιστοιχεί σε γωνία που ονομάζεται διαφορά φάσης, και συμβολίζεται με το γράμμα  $\Phi$ . Όσο μεγαλύτερο είναι το βάθος και ο κύκλος παρατήρησης, τόσο μεγαλύτερη η διαφορά φάσης, ενώ η διαχυτότητα όσο αυξάνει,

μειώνει την διαφορά φάσης. Ο όρος  $\Phi = z \left( \frac{\omega}{2D} \right)^{1/2}$  αποδίδει την διαφορά φάσης. Το αρνητικό πρόσημο στο όρισμα του ημιτόνου δείχνει την υστέρηση με το βάθος της φάσης. Μπορεί να αυξάνει συνεχώς μέχρι γωνία  $\pi$ , δηλαδή μέχρι το αντιδιαμετρικό σημείο του κύκλου, όπου συμβαίνει αντιστροφή της φάσης. Επομένως,

$$\Phi = \pi \Rightarrow z \left( \frac{\omega}{2D} \right)^{1/2} = \pi \Rightarrow z = \pi \left( \frac{\omega}{2D} \right)^{-1/2}$$

Μια χαρακτηριστική τιμή που αποδίδει την μείωση του πλάτους κύμανσης της θερμοκρασίας με το βάθος είναι το **βάθος εξασθένησης (dumping depth)**, που συμβολίζεται με  $z_0$ . Για δεδομένη θέση και κύκλο παρατήρησης το πλάτος κύμανσης της θερμοκρασίας εξαρτάται από το βάθος και η μείωσή του αποδίδεται μαθηματικά από τον όρο,  $e^{-\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z}$ . Όταν ο εκθέτης γίνει ίσος με 1, όταν δηλαδή,

$\left(\frac{\omega}{2D}\right)^{1/2} z_0 = 1 \Rightarrow z_0 = \left(\frac{2D}{\omega}\right)^{1/2}$ , το πλάτος κύμανσης είναι περίπου το 37% του επιφανειακού. Αυτό είναι το βάθος εξασθένησης. Όσο μεγαλύτερο είναι αυτό τόσο βαθύτερα διαδίδεται το θερμικό κύμα στο έδαφος.

Τα ημερήσια κύματα έχουν μικρότερο βάθος διείσδυσης σε σχέση με τα εβδομαδιαία, τα μηνιαία και τα ετήσια. Όσο μεγαλύτερος είναι ο χρόνος που έχει το κύμα για να διεισδύσει στο έδαφος τόσο μεγαλύτερο είναι το βάθος στο οποίο ανιχνεύεται άρα τόσο μεγαλύτερο είναι και το βάθος εξασθένησης. Για το ίδιο σημείο παρατήρησης και θεωρώντας αμετάβλητη την διαχυτότητα μπορώ να εκτιμήσω την σχέση του βάθους εξασθένησης για τους διάφορους κύκλους παρατήρησης. Έστω  $z_{0\eta}$  το βάθος εξασθένησης του ημερήσιου κύκλου και  $z_{0\varepsilon}$ , το βάθος εξασθένησης του ετήσιου κύκλου. Θα ισχύει

$$\frac{z_{0\varepsilon}}{z_{0\eta}} = \frac{\left(\frac{2D}{\omega_\varepsilon}\right)^{1/2}}{\left(\frac{2D}{\omega_\eta}\right)^{1/2}} = \left(\frac{\omega_\eta}{\omega_\varepsilon}\right)^{1/2} = \left(\frac{2\pi/24}{2\pi/24*365}\right)^{1/2} = (365)^{1/2} = 19,1$$

Όπου  $\omega_\eta$  είναι η γωνιακή ταχύτητα που αντιστοιχεί στον ημερήσιο κύκλο, και  $\omega_\varepsilon$  η γωνιακή ταχύτητα που αντιστοιχεί στον ετήσιο κύκλο. Δηλαδή ο ετήσιος κύκλος έχει βάθος εξασθένησης 19 φορές μεγαλύτερο από τον ημερήσιο.

## 14. Βιβλιογραφία

- Abtew, W., 2007. Evapotranspiration measurements and modeling for three wetland systems in south Florida. 1996. *J. Am. Water Resour. Assoc.*, Volume 32, Issue 3, pages 465–473. DOI: 10.1111/j.1752-1688.1996.tb04044.x
- Ahrens, D., *Essentials of Meteorology- An Invitation to the Atmosphere*, West Publishing Mineapolis, 2000
- Alexandris, S., Kerkides, P., 2003. New empirical formula for hourly estimations of reference evapotranspiration. *Agric. Water Manage.* 60 157–180. . DOI: 10.1016/S0378-3774(02)00172-5
- Alexandris, S., Kerkides, P., Liakatas, A., 2006. Daily reference evapotranspiration estimates by the "Copais" approach. *Agric. Water Manage.* Volume 82, Issue 3, Pages 371-386. DOI: 10.1016/j.agwat.2005.08.001
- Allen, R. G., Jensen, M., Wright, J. L., Burman, R. D., 1989. Operational Estimates of Reference Evapotranspiration, *Agron. J.* Vol. 81 No. 4, p. 650-662
- Allen, R. and Pruitt, W. (1991). "FAO - 24 Reference Evapotranspiration Factors." *J. Irrig. Drain Eng.*, 117(5), 758–773.
- Allen, R. G., Smith, M., Perrier, A., and Pereira, L. S. (1994). "An update for the definition of reference evapotranspiration." *ICID Bull.*, 43(2), 1–34.
- Allen, R.G., 1996. Assessing Integrity of Weather Data for Reference Evapotranspiration Estimation. *J. Irrig. Drain Eng.*, 122(2), 97–106.  
[http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1996\)122:2\(97\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1996)122:2(97))
- Allen, R.G., L.S. Pereira, D. Raes, and Smith, M. 1998, *Crop evapotranspiration: Guidelines for computing crop water requirements*. Irr. & Drain. Paper 56. UN-FAO, Rome, Italy.
- Allen, R.G., Pereira, L.S., Howell, T., Jensen, M., 2011. Evapotranspiration information reporting: I. Factors governing measurement accuracy. *Agric. Water Manage.*

Volume 98, Issue 6, April 2011, Pages 899-920. DOI:  
10.1016/j.agwat.2010.12.015

Amatya, D., Skaggs, R., Gregory, J., 1995. Comparison of Methods for Estimating REF-  
ET. *J. Irrig. Drain Eng.*, 121(6), 427–435.

[http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1995\)121:6\(427\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1995)121:6(427))

Angstrom, A.K., (1924). Solar and atmospheric radiation. *Q.J.R. Meteorological Soc.*  
Vol. 50, pp. 121-126.

Arya P., 1988, INTRODUCTION TO MICROMETEOROLOGY, Academic Press (San  
Diego), 1988. No. of Pages: 307.

Aytek, A., Guven, A., Yuce, M.I., 2009, Aksoy, H., REPLY to Discussion of "An explicit  
neural network formulation for evapotranspiration", *Hydrological Sciences  
Journal*, Vol. 54, Iss. 2, Pages 389-393

Azhar, A. and Perera, B. (2011). "Evaluation of Reference Evapotranspiration Estimation  
Methods under Southeast Australian Conditions." *J. Irrig. Drain Eng.*, 137(5),  
268–279.

Bailey, W.G. and Davies, J.A., 1981. Evaporation from soybeans. *Boundary-Layer  
Meteorol.*, 20: 417-428.

Blonquist, J. M. Jr., R. Allen, and B. Bugbee, 2010: An evaluation of the net radiation  
sub-model in the ASCE standardized reference evapotranspiration equation:  
Implications for evapotranspiration prediction. *Agric. Water Manag.*, 97(7),  
1026–1038.

Bowen, I.S., 1926. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any  
water surface. *Physics Rev.* 27, 779–787.

Brutsaert, W., (2005) *HYDROLOGY An introduction*, Cambridge University Press, New  
York.

Brutsaert, W., (1982) *Evaporation in to the atmosphere, Theory, History and  
Applications*, Springer Netherlands, DOI 10.1007/978-94-017-1497-6

- Burman, R.D., Jensen, M.E., and Allen, R.G. (1987). Thermodynamic factors in evapotranspiration. In: James, L.G. and M.J. English (editors), Proc. Irrig. and Drain. Spec. Conf., ASCE, Portland, Ore., p.28-30.
- Camargo, A.P., Marin, F.R., Sentelhas, P.C., Picini, A.G., 1999. Adjust of the Thornthwaite's method to estimate the potential evapotranspiration for arid and superhumid climates, based on daily temperature amplitude. Rev. Bras. Agrometeorol. 7 (2), 251–257 (in Portuguese with English summary).
- Chatzithomas C D, Alexandris S G, Karavitis C (2015) Multivariate linear relation for precipitation: A new simple empirical formula, *Studia Geophysica et Geod*, doi: 10.1007/s11200-013-1162-6
- Chatzithomas C D, Alexandris S G, (2015) Solar radiation and relative humidity based, empirical method, to estimate hourly reference evapotranspiration, Vol. 152 pp 188-197 doi:10.1016/j.agwat.2015.01.019
- Choi, M., Kustas, W., P., Ray, R., L. (2012) “Evapotranspiration models of different complexity for multiple land cover types” *Hydrol. Process.*, vol. 26, is. 19, pp. 2962-2972.
- Chow, Ven Te, Maidment, D.R., Mays, L.W., (1985), *APPLIED HYDROLOGY*, McGraw-Hill Book Co., Singapore.
- Choudhury, B.J. and Idso, S.B., 1985. An empirical model for stomatal resistance of field-grown wheat. *Agric. For. Meteorol.*, 36: 65-82.
- Choudhury, B.J., Idso, S.B., and Reginato, R.J. 1987. Analysis of an empirical model for soil heat flux under a growing wheat crop for estimating evaporation by an infrared temperature based energy balance equation. *Agric. for. Meteorol.* 39:283-297.
- Clothier B. E., Kerra J. P., Talbota J. S. , Scotterb D. R. (1982) Measured and estimated evapotranspiration from well-watered crops, *New Zealand Journal of Agricultural Research*, Vol. 25, Issue 3, doi:10.1080/00288233.1982.10417891

- De Bruin, H.A.R., and J.Q. Keijman., (1979). The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large, shallow lake in the Netherlands. *J. of Applied Meteorology*, 18: 898-903.
- De Bruin, H.A.R. and Holtslag, A.A.M., 1982. A simple parameterization of the surface fluxes of sensible and latent heat during daytime compared with the Penman - Monteith concept. *J Appl. Meteorol.*, 21: 1610-1621.
- Dong, A., Grattan, S.R., Carroll, J.J., and Prashar, C.R.K. (1992). "Estimation of net radiation over well-watered grass". *J. of Irrig. and Drain. Engrg., ASCE* 118 (3):466-479.7
- Doorenbos, J. and Pruitt, W. O., (1977a). Crop water requirements. Irrigation and Drainage Paper No. 24, (rev.) FAO, Rome, Italy. 144 p.
- Doorenbos, J., and Pruitt, W.O., (1977). Guidelines for predicting crop water requirements: Rome, Italy, Food and Agricultural Organization of the United Nations, FAO Irrigation and Drainage Paper 24, 2nd ed., 156 p.
- Draper, N., and Smith, H., 1981. *Applied Regression Analysis*, second edition, Wiley-Interscience, 709 pp.
- Duffie, J.A., Beckman, W.A., 1981. *Solar engineering of thermal processes*, 2nd ed., John Wiley & Sons, Inc., New York, N.Y.
- Flocas A., (1980). Estimation and prediction of global solar radiation over Greece. *Solar Energy*. Vol.24,pp 63-70.
- Frank, H.S. and Wen, W. (1957). Structural aspects of ion-solvent interactions in aqueous solutions: A suggested picture of water structure. *Discuss. Faraday Soc.*24:133-140
- Frevert, D.K., Hill, R.W., and Braaten, B.C., (1983). Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. *J.Irrig. and Drain Engrg., ASCE* 109(IR2):265-270.



- Fröhlich C., (1977). Contemporary measurements of solar constant 93-109. In White, O.R. (ed.). The solar output and its variation. Colorado Associated University Press, Boulder, Colo. 526pp.
- Fuchs, M. and Hadas, A., 1972. The heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil. *Boundary Layer Meteorol.*, 3:191-200.
- Gallier J, (2000). *Curves and Surfaces in Geometric Modelling: Theory and Algorithms*. Morgan Kaufmann Publishers, 491pp
- Gavilan P, Berengena J (2007) Accuracy of the Bowen ratio-energy balance method for measuring latent heat flux in a semiarid advective environment, *Irrig Sci* 25:127–140, DOI 10.1007/s00271-006-0040-1
- Gavilán, P., Estévez, J., Berengena, J., 2008. Comparison of Standardized Reference Evapotranspiration Equations in Southern Spain. *J. Irrig. Drain Eng.*, 134(1), 1–12. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2008\)134:1\(1\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2008)134:1(1))
- Glover, J., McCulloch, J.S.G., (1958), The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine, *QJRMS*, 84, 172-175.
- George, W., Pruitt, W.O., and Dong, A., (1985). Evapotranspiration modelling. In: California Irrigation Management Information System, Final Report, by R. Snyder, D.W. Henderson, Pruitt, W.O., and Dong, A. Calif. Dept. Water Resource. Contract. No. B53812. Land, Air and Water Resources Pap.10013-A, Univ. Calif., Davis, III-36 to III-59.
- Gong, L., Chong-yu, X., Deliang, C., Sven, H., Yongqin, D., C., (2005). “Sensitivity of the Penman–Monteith reference evapotranspiration to key climatic variables in the Changjiang (Yangtze River) basin”, *Journal of Hydrology*, Vol. 329, Issues 3–4, Pages 620-629
- Güven, A., AYTEK, A., YUCE, M. I. and AKSOY, H. (2008), Genetic Programming-Based Empirical Model for Daily Reference Evapotranspiration Estimation. *Clean Soil Air Water*, 36: 905–912. doi: 10.1002/clen.200800009

- Hamon, W.R., 1961, Estimating potential evapotranspiration: Journal of the Hydraulics Division, Proceedings of the American Society of Civil Engineers, v. 87, p. 107–120.
- Hargreaves, G. H., 1974: Estimation of potential and crop evaporation. - Trans. ASAE. 17, 701-704.
- Hargreaves, G.H. and Z.A. Samani. (1982). "Estimating potential evapotranspiration." Tech. Note, J. Irrig. and Drain. Engrg., ASCE, 108(3):225-230.
- Hargreaves, G.H., and Z.A. Samani. (1985). "Reference crop evapotranspiration from temperature." Appl. Eng. in Agr., 1(2):96-99.
- Hargreaves, G.H., 1994. Defining and Using Reference Evapotranspiration J. Irrig. Drain Eng., 120(6), 1132–1139. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(1994\)120:6\(1132\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(1994)120:6(1132))
- Hargreaves, G.H., Allen, R.G., 2003. History and Evaluation of Hargreaves Evapotranspiration Equation. J. Irrig. Drain Eng., 129(1), 53–63. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2003\)129:1\(53\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:1(53))
- Harrison, L.P. 1963. Fundamentals concepts and definitions relating to humidity. In Wexler, A (Editor) Humidity and moisture Vol 3, Reinhold Publishing Co., N.Y.
- Haude, W.: Zur Möglichkeit nachträglicher Bestimmung der Wasserbeanspruchung durch die Luft und ihrer Nachprüfung an Hand von Topfversuchen und Abflußmessungen. Berichte Deutsch. Wetterdienst US-Zone 32., 1952, p. 27-34
- Heger K., (1978). Bestimmung der potentiellen Evapotranspiration über unterschiedlichen landwirtschaftlichen Kulturen. Mitt. Dtsch. Bodenkundl. Gesell., 26., p. 21-40
- Hidalgo, H., G., Daniel, R. C., Dettinger M., D. (2005). "Sources of Variability of Evapotranspiration in California." J. of Hydrometeor., 6, 3–19.

- Huo, Z., Feng, S., Kang, S.a, Dai, X.c, 2012, Artificial neural network models for reference evapotranspiration in an arid area of northwest China, *Journal of Arid Environments*, Vol. 82, pp. 81-90
- Idso S B, Aase J K, Jackson R D (1975) Net radiation — soil heat flux relations as influenced by soil water content variations, *Boundary-Layer Meteorology*, Vol. 9, Issue 1, pp 113-122 doi: 10.1007/BF00232257
- Irmak, S., Irmak, A., Allen, R.G., Jones, J., (2003a) Solar and Net Radiation-Based Equations to Estimate Reference Evapotranspiration in Humid Climates. *J. Irrig. Drain Eng.*, 129(5), 336–347. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2003\)129:5\(336\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:5(336))
- Irmak, S., Payero, J., Martin, D., Irmak, A., and Howell, T. (2006). "Sensitivity Analyses and Sensitivity Coefficients of Standardized Daily ASCE-Penman-Monteith Equation." *J. Irrig. Drain Eng.*, 132(6), 564–578.
- Irmak, A., Irmak, S., Martin, D., 2008a. Reference and Crop Evapotranspiration in South Central Nebraska. I: Comparison and Analysis of Grass and Alfalfa-Reference Evapotranspiration. *J. Irrig. Drain Eng.*, 134(6), 690–699. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2008\)134:6\(690\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2008)134:6(690))
- Irmak, Suat; Mutiibwa, Denis; and Payero, José O., (2010) Net Radiation Dynamics: Performance of 20 Daily Net Radiation Models as Related to Model Structure and Intricacy in Two Climates. *Biological Systems Engineering: Papers and Publications*. Paper 235. <http://digitalcommons.unl.edu/biosysengfacpub/235>
- Irmak, S., Odhiambo, L., and Mutiibwa, D. (2011). "Evaluating the Impact of Daily Net Radiation Models on Grass and Alfalfa-Reference Evapotranspiration Using the Penman-Monteith Equation in a Subhumid and Semiarid Climate." *J. Irrig. Drain Eng.*, 137(2), 59–72.
- Itenfisu, D., Elliott, R., Allen, R.G., Walter, I., 2003. Comparison of Reference Evapotranspiration Calculations as Part of the ASCE Standardization Effort. *J. Irrig. Drain Eng.*, 129(6), 440–448. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9437\(2003\)129:6\(440\)](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9437(2003)129:6(440))

- Jensen, M.E. and Haise, H.R., (1963). Estimating evapotranspiration from solar radiation. Proc. American Society of Civil Engineering, J. Irrigation and Drainage Division. 89:15-41.
- Jensen, M. E. (ed.), (1966b). Empirical methods of estimating or predicted evapotranspiration using radiation. 57-61, 64 . Proc. Conf. on Evapotranspiration. Am. Soc. of Civil Engrs. Chicago III. Dec.
- Jensen, M.E., Burman, R.D., and Allen, R.G. (ed). (1990). Evapotranspiration and Irrigation Water Requirements. ASCE Manuals and Reports on Engineering Practice No. 70., American Society. of Civil Engineers., New York, NY, 332 p.
- Jensen, M.E. (2000), Historical evolution of ET estimating methods, 4<sup>th</sup> ASAE National Irrigation Symposium in Phoenix, AZ.
- Kharrufa, N.S., 1985. Simplified equation for evapotranspiration in arid regions. Beitrage zur Hydrologie Sonderheft 5.1: 39–47.
- Lean, J., (1989). Contribution on ultraviolet irradiance. Science, 244:197-2000.
- Legates, D. R., & McCabe Jr, G. J. (1999). Evaluating the use of" goodness-of-fit" measures in hydrologic and hydroclimatic model validation. Water resources research, 35(1), 233-241. DOI: 10.1029/1998WR900018
- Legates, D. R., (2005) Encyclopedia of World Climatology, Encyclopedia of Earth Sciences Series 2005, pp 450-451, Springer, accessed online on 23-6-2015 at [http://link.springer.com/referenceworkentry/10.1007/1-4020-3266-8\\_124#](http://link.springer.com/referenceworkentry/10.1007/1-4020-3266-8_124#), doi: 10.1007/1-4020-3266-8\_124
- Linacre, E.T., 1977. A simple formula for estimating evaporation rates in various climates, using temperature data alone. Agricultural Meteorology 18: 409–424. DOI: 10.1016/0002-1571(77)90007-3
- List, R.J., 1971. Smithsonian Meteorological Tables, 6th revised Edition, 1949, 5th Reprint. Smithsonian Institution Press, Washington, DC, 527 pp.

- Löpmeier, F.-J. (1994): The calculation of soil moisture and evapotranspiration with agrometeorological models (in German). *Zeitschrift f. Bewaesserungswirtschaft*, 29, 157–167
- López-Urrea, R., Santa Olallab, F.M., Fabeirob, C., Moratalla, A. 2006. Testing evapotranspiration equations using lysimeter observations in a semiarid climate. *Agric. Water Manage.* Volume 85, Issues 1–2, Pages 15–26, DOI: 10.1016/j.agwat.2006.03.014
- Maidment, D.R., (1992), *Handbook of Hydrology*, MCGRAW-HILL INC, New York.
- Makkink, G.F., 1957. Testing the Penman formula by means of lysimeters. *J. Inst. Water Eng.*, 11 3, 277–288.
- McAneney K. J., Itier B. (1996) Operational limits to the Priestley-Taylor formula, *Irrigation Science*, Vol. 17, Issue 1, page 37-43, doi: 10.1007/s002710050020
- McCullough B.D., Wilson B.(2005) On the accuracy of statistical procedures in Microsoft Excel 2003, *Computational Statistics & Data Analysis* 49 1244 – 1252, doi: doi:10.1016/j.csda.2004.06.016
- Meyer, S., J., Hubbard, K., G., Wilhite, D., A., (1989.) “Estimating potential evapotranspiration: The effect of random and systematic errors.” *Agric. Forest Meteorol.*, vol. 46, pages 285–296.
- Monteith, J. L., (1965). *Evaporation and Environment*. 19th Symposia of the Society for Experimental Biology, University Press, Cambridge, 19:205-234. Monteith, J. L. 1973. *Principles of Environmental Physics*, Edward Arnold, London.
- Monteith J. L., (1981). «Evaporation and surface temperature.» *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 107:1-27.
- Monteith J. L., Unsworth M. H., (2013) “*Principles of Environmental Physics, Plants, Animals, and the Atmosphere*”, Fourth Edition, Academic Press, The Boulevard, Langford Lane, Kidlington, Oxford OX51GB, UK, ISBN: 978-0-12-386910-4

- Nickerson, E.C. and Smiley, V.E., 1975. Surface layer and energy budget parameterizations for mesoscale models. *J. Appl. Meteorol.*, 14:297-300.
- Penman H.L., (1948). "Natural evaporation from open water, bare soil and grass", *Proc. Roy. Soc. London*, A193, p 120-146.
- Penman, H.L. (1963). *Vegetation and hydrology*. Tech. Comm. No. 53, Commonwealth Bureau of Soils, Harpenden, England. 125pp.
- Pereira A R, 2004, The Priestley–Taylor parameter and the decoupling factor for estimating reference evapotranspiration, *Agricultural and Forest Meteorology*, Volume 125, Issues 3–4, Pages 305-313.
- Pereira, A.R., Pruitt, W.O., 2004. Adaptation of the Thornthwaite scheme for estimating daily reference evapotranspiration, *Agric. Water Manage.* Volume 66, Issue 3, 1 May 2004, Pages 251–257. DOI: 10.1016/j.agwat.2003.11.003
- Pereira A R, Villa Nova N A, 1992, Analysis of the Priestley-Taylor parameter, *Agricultural and Forest Meteorology*, Volume 61, Issues 1–2, Pages 1-9
- Perez, P.J.a , Castellvi, F., Martinez-Cob, A., 2008, A simple model for estimating the Bowen ratio from climatic factors for determining latent and sensible heat flux, *Agricultural and Forest Meteorology*, Vol. 148, Iss. 1, pp.25-37
- Popova, Z.a , Kercheva, M.a, Pereira, L.S., 2006, Validation of the FAO methodology for computing ETo with limited data. Application to south Bulgaria, *Irrigation and Drainage*, Vol. 55, Iss. 2, pp. 201-215
- Priestly, C.H.B. and R.J. Taylor., (1972). On the assessment of surface heat flux and evaporation using large scale parameters. *Mon. Weather Rev.* 100, pp. 82-92.
- Pruitt, W.O., (1986). "Traditional methods 'Evapotranspiration research priorities for the next decade'." ASAE Paper No. 86-2629. 23 p.
- Pruitt, W.O., Doorenbos, J., 1977, *Proceedings of the International Round Table Conference on "Evapotranspiration"*, Budapest, Hungary. 20 pages.
- Rakhecha, P. R. and Singh, V.P. (2009). *Applied Hydrometeorology*, Springer, The Netherlands

- Rawlings, J. O., Pantula S. G., D. A. Dickey, 1998, *Applied Regression Analysis: A Research Tool*, Springer-Verlag New York, Inc., New York
- Rojas, J., Sheffield, R., 2013. Evaluation of Daily Reference Evapotranspiration Methods as Compared with the ASCE-EWRI Penman-Monteith Equation Using Limited Weather Data in Northeast Louisiana. *J. Irrig. Drain Eng.*, 139(4), 285–292. [http://dx.doi.org/10.1061/\(ASCE\)IR.1943-4774.0000523](http://dx.doi.org/10.1061/(ASCE)IR.1943-4774.0000523)
- Romanenko, V.A. 1961. Computation of the autumn soil moisture using a universal relationship for a large area. *Proceedings Ukrainian Hydrometeorological Research Institute (Kiev)* 3.
- Saxton, K., E. (1975.) “Sensitivity analyses of the combination evapotranspiration equation”, *Agricultural Meteorology*, Volume 15, Issue 3, Pages 343-353
- Shashua A. and Toelg S, (1997). The quadric reference surface: Theory and applications. *IJCV*, 23(2): 185-188.
- Shaw, E. M., *Hydrology in Practice*, 3<sup>rd</sup> edition, Chapman and Hall, London, 1994.
- Shuttleworth, W.J., and I.R. Calder., (1979). Has the Priestley-Taylor equation any relevance to the forest evaporation? *Journal of Applied Meteorology*, 18: 639-646
- Singh, V.P., (1995), *Environmental Hydrology*, Kluwer Academic Publishers, The Netherlands.
- Smith, M., Allen, R.G, Monteith, J.L, Perrier, A., Pereira, L., and Sergen A., (1991), “Report of the expert consultation on procedures for revision of FAO guidelines for prediction of crop water requirements”, UN-FAO, Rome, Italy, 54p.
- Snyder, R.L., Paw, U., *Soil Heat Flow and Temperature*, Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Davis University, California, USA, (<http://biomet.ucdavis.edu/atm133-biometeorology.html>) on of crop water requirements”, UN-FAO, Rome, Italy, 54p.

- Snyder, R.L., Paw, U., Soil Heat Flow and Temperature, Πανεπιστημιακές Σημειώσεις, Davis University, California, USA, (<http://biomet.ucdavis.edu/atm133-biometeorology.html>).
- Snyder, R.L. and Pruitt, W.O., (1992). Evapotranspiration data management in California. Proceedings of the Irrigation and Drainage sessions of ASCE Water Forum '92, T. Engman, ed. ASCE, New York, New York. p.128-133.  
Crop evapotranspiration 293
- Snyder, R.L. and Pruitt, W.O., (1985). "Estimating reference Evapotranspiration with Hourly Data. VII-1-VII-3." R. Snyder, D. W. Henderson, W.O. Pruitt and Dong A. (eds.), CIMIS, Final Report, Univ. of California, Davis.
- Snyder, R., Orang, M., Matyac, S., and Grismer, M. (2005). "Simplified Estimation of Reference Evapotranspiration from Pan Evaporation Data in California." J. Irrig. Drain Eng., 131(3), 249–253.
- Snyder, R. and O'Connell, N. (2007). "Crop Coefficients for Microsprinkler-Irrigated, Clean-Cultivated, Mature Citrus in an Arid Climate." J. Irrig. Drain Eng., 133(1), 43–52.
- Stewart, R.B., and W.R. Rouse., (1976). A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. Water Resources Research, 12(4): 623-628.
- Sugita, M. and Brutsaert, W., (1993), Cloud effect in the estimation of instantaneous downward longwave radiation. Water Resour. Res., **29**, 599-605.
- Tanner C B (1960) Energy Balance Approach to Evapotranspiration from Crops, Soil Science Society of America Journal, Vol. 24 no. 1, pages 1-9  
doi:10.2136/sssaj1960.03615995002400010012x
- Temesgen, B., Allen, R., and Jensen, D. (1999). "Adjusting Temperature Parameters to Reflect Well-Watered Conditions." J. Irrig. Drain Eng., 125(1), 26–33
- Temesgen, B., Eching, S., Davidoff, B., and Frame, K. (2005). "Comparison of Some Reference Evapotranspiration Equations for California." J. Irrig. Drain Eng., 131(1), 73–84.



- Temesgen, B., Eching, S., and Frame, K. (2007). "Comparing Net Radiation Estimation Methods: CIMIS versus Penman–Monteith." *J. Irrig. Drain Eng.*, 133(3), 265–271.
- Tetens, O., (1930). Uber einige meteorologische Begriffe. *z. Geophys.* 6:297-309.
- Thornthwaite, C.W., 1948. An Approach Toward a Rational Classification of Climate. *Geog. Review* 38, 55–94.
- Todorovic, M., Karic, B., Pereira, L.S., 2013. Reference evapotranspiration estimate with limited weather data across a range of Mediterranean climates, *J. Hydrol.* Volume 481, Pages 166-176. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.12.034
- Trajkovic, S., Kolakovic, S., 2009. Evaluation of Reference Evapotranspiration Equations Under Humid Conditions, *Water Resour. Manage.* Volume 23, Issue 14, pp 3057-3067. DOI: 10.1007/s11269-009-9423-4
- Trajkovic, S., 2010, Testing hourly reference evapotranspiration approaches using lysimeter measurements in a semiarid climate, *Hydrology Research*, Vol. 41, Iss. 1, Pages 38-49
- Trinh, D.H. , Chui, T.F.M., 2013, An empirical method for approximating canopy throughfall, *Hydrological Processes*, V.27, Iss. 12, pp. 1764-1772
- Tsann-Wang, Y., 1977. Parameterization of surface evaporation rate for use in numerical modeling. *J. Appl. Meteorol.*, 16: 393-400.
- Viswanadham, Y., Silva Filho, V.P. and Andr6, R.G.B., 1991. The Priestley-Taylor parameter  $\alpha$  for the Amazon forest. *For. Ecol. Mange.*, 38:211-225.
- Ventura, F., Spano, D., Duce, P., & Snyder, R. L. (1999). An evaluation of common evapotranspiration equations. *Irrigation Science*, 18(4), 163-170. DOI 10.1007/s002710050058
- Walter, I., Allen, R., Elliott, R., Jensen, M., Itenfisu, D., Mecham, B., Howell, T., Snyder, R., Brown, P., Eching, S., Spofford, T., Hattendorf, M., Cuenca, R., Wright, J., and Martin, D. (2001) ASCE's Standardized Reference Evapotranspiration

Equation. *Watershed Management and Operations Management* 2000: pp. 1-11. doi: 10.1061/40499(2000)126

Widmoser, P., 2009, A discussion on and alternative to the Penman-Monteith equation, *Agricultural Water Management*, Vol. 96, Iss. 4, Pages 711-721

Willmott, C.J., 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 63, 1309–1313.

Wright, J.L., and Jensen, M. E., (1972). “Peak water requirements of crops in Southern Idaho.”, *J. Irrig. and Drain. Div., ASCE*, 96 (IR1):193-201.

Wright, J.L., (1982). “New Evapotranspiration Crop Coefficients”, *J. of Irrig. and Drain. Div., ASCE*, v 108 (IR2), 57-74.

Xu, C.U., Singh, V.P., 2002. Cross Comparison of Empirical Equations for Calculating Potential Evapotranspiration with Data from Switzerland. *Water Resour. Manage.* Volume 16, Issue 3, pp 197-219. DOI: 10.1023/A:1020282515975

Xu, C. U., Gong L., Jiang T., Chen D., Singh V. P., (2006) Analysis of spatial distribution and temporal trend of reference evapotranspiration and pan evaporation in Changjiang (Yangtze River) catchment, *Journal of Hydrology*, Vol. 327, pages 81-93.

Xystrakis, F. , Matzarakis, A., 2011, *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, Vol. 137, Iss. 4, pp. 211-222

Young, D.H., Freedman, A.R., (2007). *University Physics*, 12<sup>th</sup> Edition, pp 1551, Pearson Addison Wesley, San Francisco.

Zhou, L., Zhou, G., 2009, Measurement and modelling of evapotranspiration over a reed (*Phragmites australis*) marsh in Northeast China, *Journal of Hydrology*, Vol. 372, Iss. 1-4, Pages 41-47

Αλεξανδρή, Σ., (2003), Διδακτορική Διατριβή «ΣΥΓΚΡΙΤΙΚΗ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΜΕΘΟΔΩΝ ΕΚΤΙΜΗΣΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΟΔΙΑΠΝΟΗΣ ΚΑΤΩ ΑΠΟ

ΕΛΛΗΝΙΚΕΣ ΣΥΝΘΗΚΕΣ», ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ,  
ΑΘΗΝΑ.

Αλεξανδρής, Σ., (2010), Εργαστηριακές Σημειώσεις Γεωργικής Μικρομετεωρολογίας.

Κερκίδης Πέτρος, (2004), ΦΥΣΙΚΗ ΕΔΑΦΟΥΣ (ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΑΚΕΣ  
ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ), ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΑΘΗΝΩΝ, ΑΘΗΝΑ.

Κερκίδης Πέτρος, (2005), ΓΕΩΡΓΙΚΗ ΜΙΚΡΟΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑ,  
(ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΑΚΕΣ ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ), ΓΕΩΠΟΝΙΚΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ  
ΑΘΗΝΩΝ, ΑΘΗΝΑ.

Κουτσογιάννης, Δ., και Θ. Ξανθόπουλος, Τεχνική Υδρολογία, Έκδοση 3, 418 σελίδες,  
Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, Αθήνα, 1999.

Πουλοβασίλης, Α., (1986), ΣΗΜΕΙΩΣΕΙΣ ΓΕΩΡΓΙΚΗΣ ΥΔΡΑΥΛΙΚΗΣ ΑΡΔΕΥΣΕΙΣ:  
I, ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΤΟΥ Γ.Π.Α., ΑΘΗΝΑ.