



ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ



**ΕΜΠΕΙΡΙΚΕΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΠΑΓΚΟΣΜΙΑΣ
ΕΜΒΕΛΕΙΑΣ ΓΙΑ ΤΟΝ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟ
ΗΛΙΑΚΩΝ ΜΕΓΕΘΩΝ ΚΑΘΩΣ ΚΑΙ
ΠΡΟΣΑΡΜΟΓΗ ΚΑΙ ΑΞΙΟΛΟΓΗΣΗ ΤΗΣ
ΑΚΡΙΒΕΙΑΣ ΤΟΥΣ ΣΤΗΝ ΠΕΡΙΟΧΗ ΤΩΝ
ΑΘΗΝΩΝ**



ΓΙΑΝΝΗΣ ΔΗΜΑΚΟΠΟΥΛΟΣ

Σχολή Μηχανολόγων Μηχανικών
Ενεργειακός κύκλος σπουδών
Αριθμός μητρώου:02101126

ΑΘΗΝΑ 2008

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Σκοπός της εργασίας αυτής είναι να παρουσιάσει τα κυριότερα εμπειρικά μοντέλα υπολογισμού των ηλιακών μεγεθών. Τα μοντέλα χρησιμοποιούν ποικίλα φυσικά μεγέθη για να πραγματοποιήσουν την προσέγγισή τους. Στις περιπτώσεις που τα μεγέθη αυτά είναι δυνατόν να υπολογιστούν λόγω επάρκειας πειραματικών μετεωρολογικών δεδομένων οι σχέσεις των μοντέλων μπορούν να προσαρμοστούν και να ελεγχθεί η ακρίβειά τους στην περιοχή των Αθηνών .

Το μεγαλύτερο κομμάτι της εργασίας αφιερώνεται στην ανάλυση της ολικής ακτινοβολίας οριζόντιας επιφάνειας σε άμεση και διάχυτη συνιστώσα . Η ανάλυση αυτή είναι πολύ σημαντική διότι: α) οι μέθοδοι υπολογισμού της ολικής ακτινοβολίας κεκλιμένων επιφανειών (π.χ. συλλεκτών) από την οριζόντια ακτινοβολία απαιτούν να είναι γνωστή χωριστά η άμεση και η διάχυτη συνιστώσα β) η συμπεριφορά των συλλεκτών είναι διαφορετική στην άμεση και διάχυτη συνιστώσα γ) ο υπολογισμός της απόδοσης των περισσότερων τύπων συγκεντρωτικών συλλεκτών βασίζεται μόνο στην άμεση ακτινοβολία.

Στο εισαγωγικό Κεφάλαιο 1 γίνεται παρουσίαση των βασικών σχέσεων και εννοιών που αφορούν την ηλιακή ακτινοβολία και οι οποίες είναι απαραίτητες για την κατανόηση αυτής της εργασίας . Στο Κεφάλαιο 2 δίνονται οι μαθηματικές σχέσεις που περιγράφουν τις κύριες συνιστώσες της ηλιακής ακτινοβολίας στην περιοχή των Αθηνών και οι οποίες ουσιαστικά αποτελούν τα πειραματικά δεδομένα σύγκρισης . Στα Κεφάλαια 3 , 4 , 5 , 6 , 7, 8 , 9 , 10 παρουσιάζονται τα κυριότερα μοντέλα υπολογισμού των ηλιακών μεγεθών και αν είναι δυνατό ελέγχονται για την ακρίβειά τους και σχολιάζονται. Στο Κεφάλαιο 11 που είναι και το τελευταίο προτείνονται νέες σχέσεις από τον συγγραφέα και συγκρίνονται με τις μετρούμενες τιμές . Τέλος σημειώνεται ότι όλες οι σχέσεις που δοκιμάζονται συγκρίνονται με τα πειραματικά δεδομένα σε κοινό διάγραμμα για την καλύτερη αξιολόγησή τους.

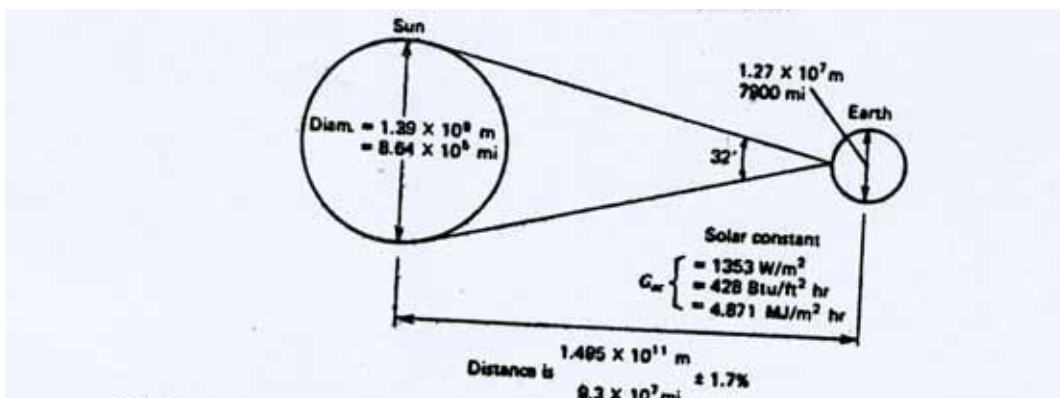
ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ	1
2.ΤΙΜΕΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΘΗΝΑ	10
3.ΕΜΠΕΙΡΙΚΕΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΜΕΣΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΗΜΕΡΑΣ	19
4.ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΔΙΘΡΙΑΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ	25
5.ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΝΕΦΩΣΗΣ	50
6.ΑΝΑΛΥΣΗ ΩΡΙΑΙΑΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ	54
7.ΑΝΑΛΥΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ	71
8.ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΗΝΙΑΙΩΣ ΜΕΣΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ	78
9.ΑΝΑΛΥΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΩΡΙΑΙΕΣ ΤΙΜΕΣ	97
10.ΠΡΟΣΠΗΤΟΥΣΑ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ	107
11.ΝΕΕΣ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ	116

1.ΕΙΣΑΓΩΓΗ

ΒΑΣΙΚΕΣ ΕΝΝΟΙΕΣ

Η τροχιά της γης περί τον ήλιο είναι τέτοια ώστε η μεταξύ τους απόσταση να μεταβάλλεται κατά $\pm 1,7\%$ περί τη μέση απόσταση ηλίου-γης η οποία είναι $1,495 \times 10^{11} m$ (στο σχήμα 1.1 δίνονται ορισμένα βασικά γεωμετρικά χαρακτηριστικά ηλίου γης). Ηλιακή σταθερά είναι η ενέργεια ανά μονάδα χρόνου που δέχεται εκτός ατμόσφαιρας από τον ήλιο η μονάδα επιφάνειας κάθετη στη διεύθυνση διάδοσης της ακτινοβολίας, όταν η απόσταση γης-ηλίου λαμβάνει τη μέση τιμή της. Η τιμή της ηλιακής σταθεράς είναι: $G_{sc} = 1353 W / m^2$.

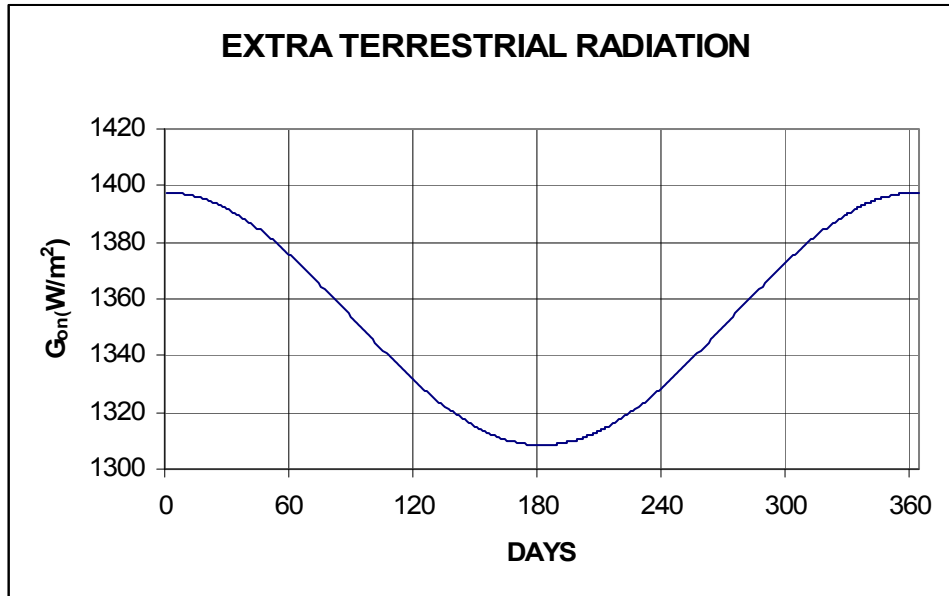


Σχήμα 1.1: Κύρια γεωμετρικά χαρακτηριστικά ηλίου-γης

Η μεταβολή της απόστασης ηλίου-γης προκαλεί μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας $\pm 3\%$ περί τη μέση τιμή της. Η ακτινοβολία G_{on} , που δέχεται επίπεδο εκτός ατμόσφαιρας κάθετο στις ακτίνες δίνεται από τη σχέση:

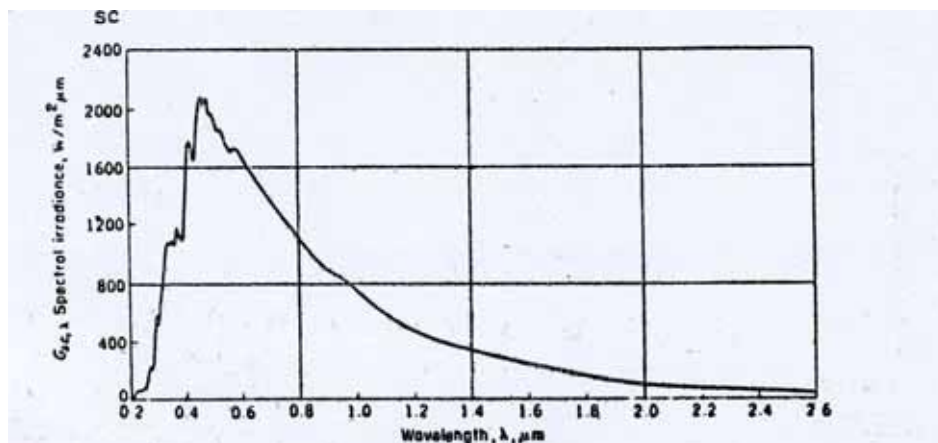
$$G_{on} = G_{sc} \left[1 + 0,033 \cdot \cos \left(\frac{360}{365} n \right) \right] \quad (1.1)$$

όπου $n = 1 \div 365$ είναι η ημέρα του έτους. Η παραπάνω συσχέτιση δίνεται και σε μορφή διαγράμματος (σχήμα 1.2):



Σχήμα 1.2: Μεταβολή της ακτινοβολίας καθέτου επιπέδου εκτός ατμοσφαιράς συναρτήσει των ημερών του έτους

Στο σχήμα 1.3 δίνεται η φασματική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας εκτός ατμοσφαιράς κατά τη μέση απόσταση γης-ηλίου. Η υπεριώδης, η ορατή και η υπέρυθη ακτινοβολία αντιστοιχούν στις περιοχές μηκών κύματος $\lambda < 0,38\mu m$, $0,38\mu m < \lambda < 0,78\mu m$ και $\lambda > 0,78\mu m$ με αντίστοιχη ενέργεια σε κάθε περιοχή $95W/m^2$, $640W/m^2$ και $618W/m^2$ ($G_{sc} = 1353W/m^2 = (95 + 640 + 618)W/m^2$).



Σχήμα 1.3: Φασματική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας εκτός ατμοσφαιράς

Γωνία ζενίθ θ_z είναι η γωνία που σχηματίζεται από την κατακόρυφο και την ευθεία όρασης του ηλίου.

Ηλιακό ύψος $90^\circ - \theta_z$ είναι η γωνία που σχηματίζεται από την ευθεία όρασης του ηλίου και την προβολή της στο οριζόντιο επίπεδο.

Αζιμούθιο επιφάνειας γ είναι η γωνία που σχηματίζεται από την προβολή της καθέτου στην επιφάνεια πάνω στο οριζόντιο επίπεδο και τη νότια κατεύθυνση. Είναι:

$$-180^\circ \leq \gamma \leq 180^\circ$$

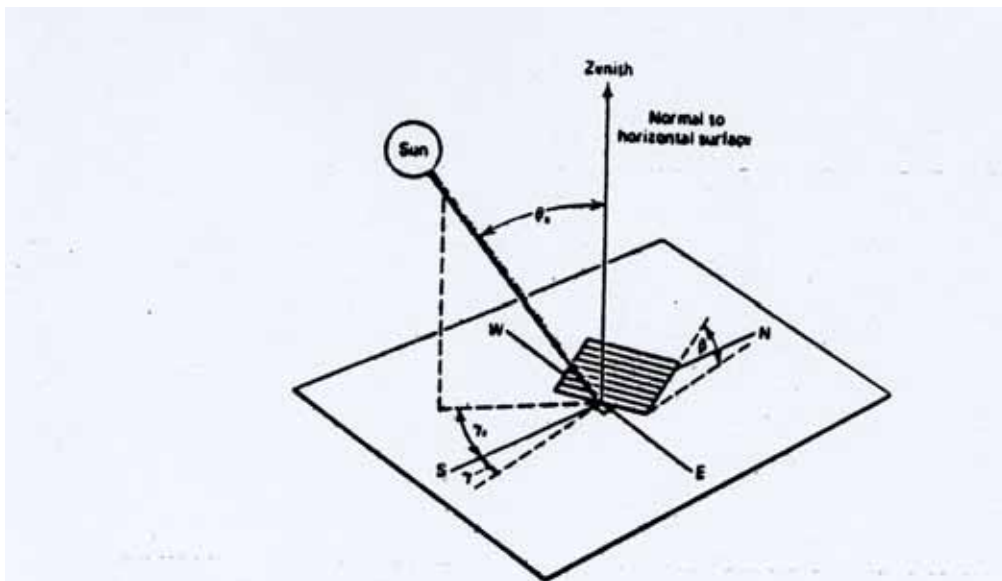
Για το νότο είναι $\gamma = 0^\circ$, για τη δύση $\gamma = 90^\circ$, για το βορρά $\gamma = 180^\circ$ και για την ανατολή $\gamma = -90^\circ$. Προκειμένου να επιτευχθεί μεγιστοποίηση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε επιφάνειες που βρίσκονται στο βόρειο ημισφαίριο η βέλτιστη γωνία γ είναι $\gamma = 0^\circ$.

Αζιμούθιο ηλίου γ_s είναι η γωνία μεταξύ της προβολής της ευθείας όρασης του ηλίου στο οριζόντιο επίπεδο και της νότιας κατεύθυνσης.

Κλίση επιπέδου β είναι η γωνία που σχηματίζει μία επίπεδος επιφάνεια με το οριζόντιο επίπεδο. Είναι:

$$0^\circ \leq \beta \leq 180^\circ$$

Για το οριζόντιο επίπεδο είναι $\beta = 0^\circ$ και για το κατακόρυφο $\beta = 90^\circ$. Για $\beta > 90^\circ$ το επίπεδο βλέπει προς τα κάτω. Προκειμένου να επιτευχθεί μεγιστοποίηση της ετήσιας προσπίπτουσας ακτινοβολίας θα πρέπει $\beta = \phi$. Για μεγιστοποίηση της χειμερινής προσπίπτουσας ακτινοβολίας απαιτείται κλίση $\beta = \phi + 15^\circ$ ενώ για μεγιστοποίηση της θερινής $\beta = \phi - 15^\circ$.



Σχήμα 1.4 : Γωνία ζενίθ θ_z , ηλιακό ύψος $90^\circ - \theta_z$, αζιμούθιο επιφάνειας γ , αζιμούθιο ηλίου γ_s και κλίση επιπέδου β

Ηλιακός χρόνος t_s είναι ο χρόνος που μετράται με βάση τη φαινόμενη κίνηση του ήλιου στον ουρανό. Έτσι ηλιακό μεσημέρι είναι η χρονική στιγμή που ο ήλιος τέμνει τον μεσημβρινό του παρατηρητή. Ο ηλιακός χρόνος δε συμπίπτει με τον τοπικό χρόνο , $t_{\rho ol}$, που δείχνει το ρολόι. Η παρακάτω σχέση συνδέει τους δύο χρόνους.:

$$t_s = t_{\rho ol} \pm 4(L_{st} - L_{loc}) + E \quad (1.2)$$

όπου L_{st} είναι το γεωγραφικό μήκος του μεσημβρινού στον οποίο βασίζεται ο τοπικός χρόνος (π.χ. για την Ελλάδα $L_{st} = 30^\circ$) και L_{loc} είναι το γεωγραφικό μήκος του παρατηρητή. Η σχέση ισχύει με + για τα δυτικά μήκη και με - για τα ανατολικά. Ο συντελεστής 4 εκφράζει min/μοίρα. E (σε min) είναι η εξίσωση του χρόνου που λαμβάνεται για κάθε ημέρα του έτους από την παρακάτω σχέση:

$$E = 9,87 \sin 2B - 7,53 \cos B - 1,5 \sin B \quad (1.3)$$

$$\text{με } B = \frac{360(n-81)}{364} \quad (1.3\alpha)$$

Ωριαία γωνία είναι η γωνιακή μετατόπιση του ηλίου ανατολικά ή δυτικά του τοπικού μεσημβρινού λόγω της περιστροφής της γης περί τον άξονά της με ρυθμό $15^\circ/h = 0,25^\circ/\text{min}$. Ισχύει ότι:

$$\omega = 0,25 \times (\text{min από το ηλιακό μεσημέρι}) \quad (1.4)$$

Μετά μεσημβρίας λαμβάνεται $\omega > 0$ ενώ προ μεσημβρίας λαμβάνεται $\omega < 0$.

Ηλιακή απόκλιση δ είναι η γωνιακή θέση του ηλίου κατά το ηλιακό μεσημέρι ως προς το επίπεδο του Ισημερινού. Ισχύει ότι:

$$-23,45^\circ \leq \delta \leq 23,45^\circ$$

με θετικές τιμές προς το Βορρά. Υπολογίζεται από τη σχέση :

$$\delta = 23,45^\circ \cdot \sin \left[\frac{360}{365} (284 + n) \right] \quad (1.5)$$

όπου $n = 1 \div 365$ είναι η μέρα του έτους η οποία υπολογίζεται με τη βοήθεια του παρακάτω Πίνακα:

ΠΙΝΑΚΑΣ 1.1

Μήνας	n μέρα έτους	Μέση μέρα	n μέσης μέρας	Ηλιακή απόκλιση δ μέσης μέρας
Ιανουάριος	i	17	17	$-20,9^\circ$
Φεβρουάριος	$31+i$	16	47	-13°
Μάρτιος	$59+i$	16	75	$-2,4^\circ$
Απρίλιος	$90+i$	15	105	$9,4^\circ$
Μάιος	$120+i$	15	135	$18,8^\circ$
Ιούνιος	$151+i$	11	162	$23,1^\circ$
Ιούλιος	$181+i$	17	198	$21,2^\circ$
Αύγουστος	$212+i$	16	228	$13,5^\circ$
Σεπτέμβριος	$243+i$	15	258	$2,2^\circ$
Οκτώβριος	$273+i$	15	288	$-9,6^\circ$
Νοέμβριος	$304+i$	14	318	$-18,9^\circ$
Δεκέμβριος	$334+i$	10	344	-23°

Στον Πίνακα 1.1 απεικονίζεται επίσης η ηλιακή απόκλιση δ κατά τη μέση μέρα του μήνα. Μέση μέρα του μήνα θεωρείται εκείνη που έχει ηλιακή ακτινοβολία εκτός ατμόσφαιρας περίπου ίση με τη μέση ημερήσια του μηνός.

Αέριος μάζα είναι ο λόγος της οπτικής διαδρομής της άμεσου ακτινοβολίας μέσα στη ατμόσφαιρα προς την οπτική διαδρομή αν ο ήλιος βρισκόταν στο ζενίθ. Για $0^\circ \leq \theta_z \leq 70^\circ$, στο επίπεδο της θάλασσας, ισχύει:

$$m = \frac{1}{\cos \theta_z} \quad (1.6)$$

ενώ για $\theta_z > 70^\circ$ η επίδραση της καμπυλότητας της γης γίνεται σημαντική και πρέπει να ληφθεί υπ' όψιν. Έξω από την ατμόσφαιρα λαμβάνεται $m = 0$.

Άμεσος ακτινοβολία είναι το μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στη γη κατ' ευθείαν από τον ήλιο χωρίς να μεσολαβήσει διασκορπισμός μέσα στην ατμόσφαιρα. Η στιγμιαία τιμή (σε W/m^2) της άμεσου ακτινοβολίας που δέχεται το οριζόντιο επίπεδο συμβολίζεται με G_b ενώ η στιγμιαία τιμή (σε W/m^2) της άμεσου ακτινοβολίας που δέχεται το κεκλιμένο επίπεδο με G_{bT} . Για χρονική περίοδο μιας ώρας ή μιας ημέρας αντί του συμβόλου G χρησιμοποιείται το I και H αντιστοίχως (π.χ. I_b, I_{bT}, H_b, H_{bT} σε J/m^2).

Διάχυτος ακτινοβολία είναι το μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στη γη ύστερα από διασκορπισμό και αλλαγή κατεύθυνσης κατά τη διαδρομή μέσα στην ατμόσφαιρα. Ο συμβολισμός είναι ίδιος όπως και στην άμεσο ακτινοβολία αλλά με δείκτη d αντί για b .

Ολική ακτινοβολία είναι το άθροισμα της άμεσης και της διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας συμπεριλαμβανομένου και της ανακλώμενης ακτινοβολίας από παρακείμενες επιφάνειες.

Ακτινοβολία καθέτου επιπέδου ή κάθετος ακτινοβολία είναι η ακτινοβολία που δέχεται επίπεδο κάθετο στις ηλιακές ακτίνες. Δηλώνεται θέτοντας το δείκτη n . Για παράδειγμα G_{bn} είναι η άμεσος ακτινοβολία καθέτου επιπέδου και G_{on} είναι η ακτινοβολία καθέτου επιπέδου εκτός ατμοσφαιράς. Ο δείκτης o δηλώνει ακτινοβολία εκτός ατμοσφαιράς.

ΓΩΝΙΑ ΠΡΟΣΠΤΩΣΗΣ

Γωνία πρόσπτωσης θ της αμέσου ακτινοβολίας πάνω σε μια επιφάνεια είναι η γωνία μεταξύ των προσπιπτουσών ηλιακών ακτίνων και της καθέτου στην επιφάνεια. Η γωνία πρόσπτωσης θ υπολογίζεται από τη σχέση:

$$\cos \theta = \sin \delta \cdot \sin \phi \cdot \cos \beta - \sin \delta \cdot \cos \phi \cdot \sin \beta \cdot \cos \gamma + \cos \delta \cdot \cos \phi \cdot \cos \beta \cdot \cos \omega + \cos \delta \cdot \sin \phi \cdot \sin \beta \cdot \cos \gamma \cdot \cos \omega + \cos \delta \cdot \sin \beta \cdot \sin \gamma \cdot \sin \omega \quad (1.7)$$

όπου ϕ είναι το γεωγραφικό πλάτος ($-90^\circ \leq \phi \leq 90^\circ$) του τόπου (π.χ. για την Αθήνα $\phi = 37,97^\circ$). Για κατακόρυφες επιφάνειες η παραπάνω σχέση γίνεται:

$$\cos \theta = -\sin \delta \cdot \cos \phi \cdot \cos \gamma + \cos \delta \cdot \sin \phi \cdot \cos \gamma \cdot \cos \omega + \cos \delta \cdot \sin \gamma \cdot \sin \omega \quad (1.7\alpha)$$

ενώ για οριζόντιες επιφάνειες ($\beta = 0^\circ$) η γωνία πρόσπτωσης ταυτίζεται με τη γωνία ζενίθ, οπότε:

$$\cos \theta_z = \sin \delta \cdot \sin \phi + \cos \delta \cdot \cos \phi \cdot \cos \omega \quad (1.7\beta)$$

Για κεκλιμένες επιφάνειες που βρίσκονται στο βόρειο ημισφαίριο και είναι εστραμμένες προς νότο ($\gamma = 0^\circ$) ισχύει ότι:

$$\cos \theta = \sin \delta \cdot \sin(\phi - \beta) - \cos \delta \cdot \cos(\phi - \beta) \cdot \cos \omega \quad (1.7\gamma)$$

Για κεκλιμένες επιφάνειες που βρίσκονται στο νότιο ημισφαίριο και είναι εστραμμένες της βορρά ($\gamma = 180^\circ$) ισχύει η τελευταία σχέση με $\phi + \beta$ αντί $\phi - \beta$, δηλαδή:

$$\cos \theta = \sin \delta \cdot \sin(\phi + \beta) - \cos \delta \cdot \cos(\phi + \beta) \cdot \cos \omega \quad (1.7\delta)$$

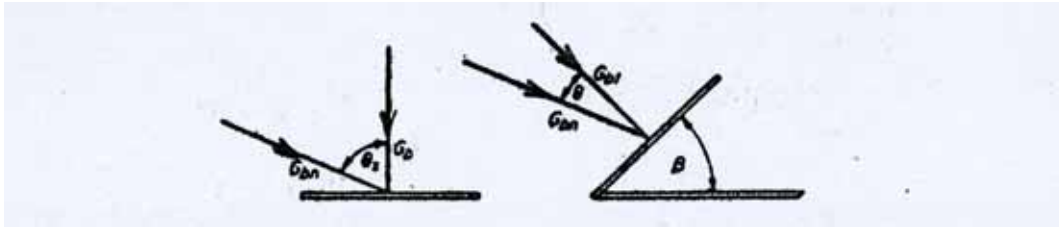
Η ωριαία γωνία δύσης του ηλίου, ω_s , υπολογίζεται για $\theta_z = 90^\circ$:

$$\cos \omega_s = \frac{\sin \phi \cdot \sin \delta}{\cos \phi \cdot \cos \delta} = -\tan \phi \cdot \tan \delta \quad (1.8)$$

και από την παραπάνω σχέση εύκολα υπολογίζεται η διάρκεια της ημέρας:

$$N = \frac{2}{15} \arccos(-\tan \phi \cdot \tan \delta) \quad (1.9)$$

ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΚΑΙ ΚΕΚΛΙΜΕΝΗΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ



Σχήμα 1.5: Άμεσος ακτινοβολία οριζόντιας και κεκλιμένης επιφάνειας

Σύμφωνα με το σχήμα ισχύει ότι :

$$G_b = G_{bn} \cdot \cos \theta_z \text{ και} \quad (1.10)$$

$$G_{bt} = G_{bn} \cdot \cos \theta \quad (1.11)$$

όπου G_b, G_{bt}, G_{bn} είναι η άμεσος ακτινοβολία που δέχεται το οριζόντιο, το κεκλιμένο και το κάθετο επίπεδο στις ηλιακές ακτίνες αντιστοίχως. Από τις παραπάνω σχέσεις προκύπτει ο λόγος, R_b , της άμεσου ακτινοβολίας κεκλιμένου επιπέδου προς την άμεσο οριζοντίου επιπέδου:

$$R_b = \frac{G_{bt}}{G_b} = \frac{\cos \theta}{\cos \theta_z} \quad (1.12)$$

Για κεκλιμένες επιφάνειες που βρίσκονται στο βόρειο ημισφαίριο και είναι στραμμένες προς νότο ($\gamma = 0^\circ$) ισχύει ότι:

$$R_b = \frac{\sin \delta \cdot \sin(\phi - \beta) + \cos \delta \cdot \cos(\phi - \beta) \cdot \cos \omega}{\sin \delta \cdot \sin \phi + \cos \delta \cdot \cos \phi \cos \omega} \quad (1.12\alpha)$$

Ορίζουμε ακόμα τους λόγους ολικής και διάχυτης ακτινοβολίας :

$$R = \frac{G_T}{G} \quad (1.13)$$

$$R_{dT} = \frac{G_{dT}}{G_d} \quad (1.14)$$

όπου G_T η στιγμιαία ολική ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου, G η στιγμιαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου G_{dT} η στιγμιαία διάχυτη ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου και G_d η στιγμιαία διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου. Οπότε ισχύει ότι:

$$R = \frac{G_b}{G} R_b + \frac{G_d}{G} R_d \quad (1,15)$$

Οι παραπάνω σχέσεις μπορούν να γραφτούν και συναρτήσει ωριαίων τιμών (σε J/m^2) αντί των στιγμιαίων (σε W/m^2). Μπορούμε δηλαδή να κάνουμε την παραδοχή (και αυτό θα ισχύει σε όλη την εργασία) ότι η ηλιακή ακτινοβολία παραμένει πρακτικά σταθερή στο διάστημα μιας ώρας, οπότε οι ωριαίες τιμές είναι δυνατόν να προκύψουν από τις στιγμιαίες αν πολλαπλασιάσουμε τις τελευταίες επί 3600s!

ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΟΡΙΖΟΝΤΙΑΣ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑΣ ΕΚΤΟΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Η ακτινοβολία οριζόντιας επιφάνειας εκτός ατμόσφαιρας, G_o , υπολογίζεται από τον τύπο :

$$G_o = G_{sc} \left[1 + 0,033 \cdot \cos\left(\frac{360n}{365}\right) \right] \cdot (\sin \delta \sin \phi + \cos \delta \cos \phi \cos \omega) \quad (1.16)$$

Ολοκλήρωση της παραπάνω σχέσης για χρονική περίοδο μιας ώρας που καθορίζεται από τις ωριαίες γωνίες ω_1 και ω_2 ($\omega_1 < \omega_2$) δίνει την ενέργεια I_o (J/m^2) που δέχεται οριζόντια επιφάνεια εκτός ατμόσφαιρας κατά τη διάρκεια μιας ώρας:

$$I_o = \frac{12 \cdot 3600}{\pi} G_{sc} \left[1 + 0,033 \cos\left(\frac{360n}{365}\right) \right] \cdot \left[\cos \phi \cos \delta (\sin \omega_2 - \sin \omega_1) + \frac{2\pi(\omega_2 - \omega_1)}{360} \sin \phi \sin \delta \right] \quad (1.17)$$

Στην παραπάνω σχέση τα ω_1 και ω_2 μπορούν να ορίσουν και χρονικό διάστημα διάφορο της μιας ώρας. Έτσι θέτοντας ως όρια τις ωριαίες γωνίες ανατολής και δύσης του ηλίου ($\omega_1 = -\omega_s, \omega_2 = \omega_s$) προκύπτει η ημερήσια ενέργεια οριζόντιας επιφάνειας εκτός ατμόσφαιρας, H_o (J/m^2):

$$H_o = \frac{24 \cdot 3600}{\pi} G_{sc} \left[1 + 0,033 \cos\left(\frac{360n}{365}\right) \right] \cdot \left[\cos \phi \cos \delta \sin \omega_s + \frac{2\pi\omega_s}{360} \sin \phi \sin \delta \right] \quad (1.18)$$

ΕΞΑΣΘΕΝΗΣΗ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ

Η ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διέλευσή της στην ατμόσφαιρα υπόκειται σε εξασθένηση αφ' ενός λόγω διασκορπισμού από τα μόρια του αέρα, των υδρατμών και της σκόνης και αφ' ετέρου λόγω της απορρόφησης από το οξυγόνο (O_2), το νερό

(H₂O) και το διοξείδιο του άνθρακα (CO₂). Από το διασκορπισμό προκύπτει η διάχυτη ακτινοβολία.

Η απορρόφηση δε γίνεται ομοιόμορφα αλλά εκλεκτικά κατά ζώνες του φάσματος. Οι ακτίνες X και άλλες πολύ μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίες απορροφώνται στην ιονόσφαιρα από το άζωτο (N₂), το οξυγόνο και τα άλλα ατμοσφαιρικά συστατικά. Η απορρόφηση από το όζον (O₃) συμβαίνει στην υπεριώδη περιοχή του φάσματος ως εξής: Γίνεται σχεδόν ολική απορρόφηση για μήκη κύματος $\lambda < 0,29 \mu\text{m}$ στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας. Αυξανόμενου του μήκους κύματος από $0,29 \mu\text{m}$ μέχρι $0,35 \mu\text{m}$ η απορρόφηση ελαττώνεται και για $\lambda > 0,35 \mu\text{m}$ δεν υπάρχει απορρόφηση από το όζον πλην μιας ζώνης περί το μήκος κύματος $\lambda = 0,6 \mu\text{m}$. Η απορρόφηση από το νερό και το διοξείδιο του άνθρακα συμβαίνει στην υπέρυθη περιοχή του φάσματος κατά ζώνες. Ισχυρή απορρόφηση από το νερό γίνεται στις ζώνες περί τα μήκη κύματος $\lambda = 1,0 \mu\text{m}$, $\lambda = 1,4 \mu\text{m}$ και $\lambda = 1,8 \mu\text{m}$. Για $\lambda > 2,3 \mu\text{m}$ λόγω απορρόφησης από το H₂O και το CO₂, η ακτινοβολία που φθάνει στο έδαφος είναι ελάχιστη!

Η ηλιακή ακτινοβολία εξασθενεί σημαντικά όσο αυξάνεται η διαδρομή της μέσα στην ατμόσφαιρα. Είναι χαρακτηριστικό ότι ενώ εκτός ατμόσφαιρας είναι $G_{sc} = 1353 \text{ W/m}^2$ η άμεσος ακτινοβολία στο έδαφος μπορεί να φτάσει ακόμα και $234,5 \text{ W/m}^2$ (για αέριο μάζα $m=10$).

Η φασματική κατανομή της ολικής ακτινοβολίας εξαρτάται και από τη φασματική κατανομή της διάχυτης ακτινοβολίας. Μετρήσεις στην υπεριώδη και ορατή περιοχή του φάσματος δείχνουν ότι για $0,35 < \lambda < 0,8 \mu\text{m}$ η κατανομή της διάχυτης ακτινοβολίας είναι παρόμοια με της ολικής αλλά με μικρή αύξηση στην περιοχή των μικρότερων μηκών κύματος. Τούτο συμβαίνει διότι περισσότερος διασκορπισμός λαμβάνει χώρα στα μικρά μήκη κύματος.

ΔΙΕΥΘΥΝΣΗ ΔΙΑΧΥΤΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΚΑΙ ΚΑΤΑΝΟΜΗ ΣΤΟΝ ΟΥΡΑΝΙΟ ΘΟΛΟ

Για τον υπολογισμό της ακτινοβολίας κεκλιμένων επιφανειών (συλλεκτών) με δεδομένη την ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου, πρέπει να είναι γνωστή η διεύθυνση κατά την οποία φθάνει η άμεση και η διάχυτη ακτινοβολία. Η διεύθυνση κατά την οποία φθάνει η διάχυτη ακτινοβολία πάνω στον ουράνιο θόλο εξαρτάται από τη νέφωση και την ατμοσφαιρική διαύγεια. Γενικώς παρατηρείται συγκέντρωση της διάχυτης γύρω από τον ήλιο και κοντά στον ορίζοντα. Συχνά όμως σε πρακτικές εφαρμογές γίνεται η υπόθεση της ισότροπης διάχυτης ακτινοβολίας. Η υπόθεση αυτή είναι περισσότερο ακριβής στην περίπτωση ομοιόμορφης νέφωσης και θαμπής ατμόσφαιρας. Στην περίπτωση καθαρού ουρανού είναι περισσότερο ακριβές να θεωρηθεί ότι η διάχυτη ακτινοβολία έρχεται από την περιοχή του ήλιου.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

Κίμωνος Α. Αντωνόπουλου: *Θερμικά-Ηλιακά Συστήματα* (Αθήνα 2004)

2.ΤΙΜΕΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΗΝ **ΑΘΗΝΑ**

Το αστεροσκοπείο Αθηνών[2.1] μετρά και καταγράφει τη στιγμιαία τιμή της ηλιακής ακτινοβολίας οριζοντίου επιπέδου , G , για κάθε ώρα της ημέρας και κάθε ημέρα του έτους . Με στατιστική επεξεργασία των μετρήσεων των ετών 1961 έως 1980 προέκυψαν τα παρακάτω αποτελέσματα :

ΜΕΣΗ ΣΤΙΓΜΙΑΙΑ ΟΛΙΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΟΡΙΖΟΝΤΙΟΥ ***ΕΠΙΠΕΔΟΥ***

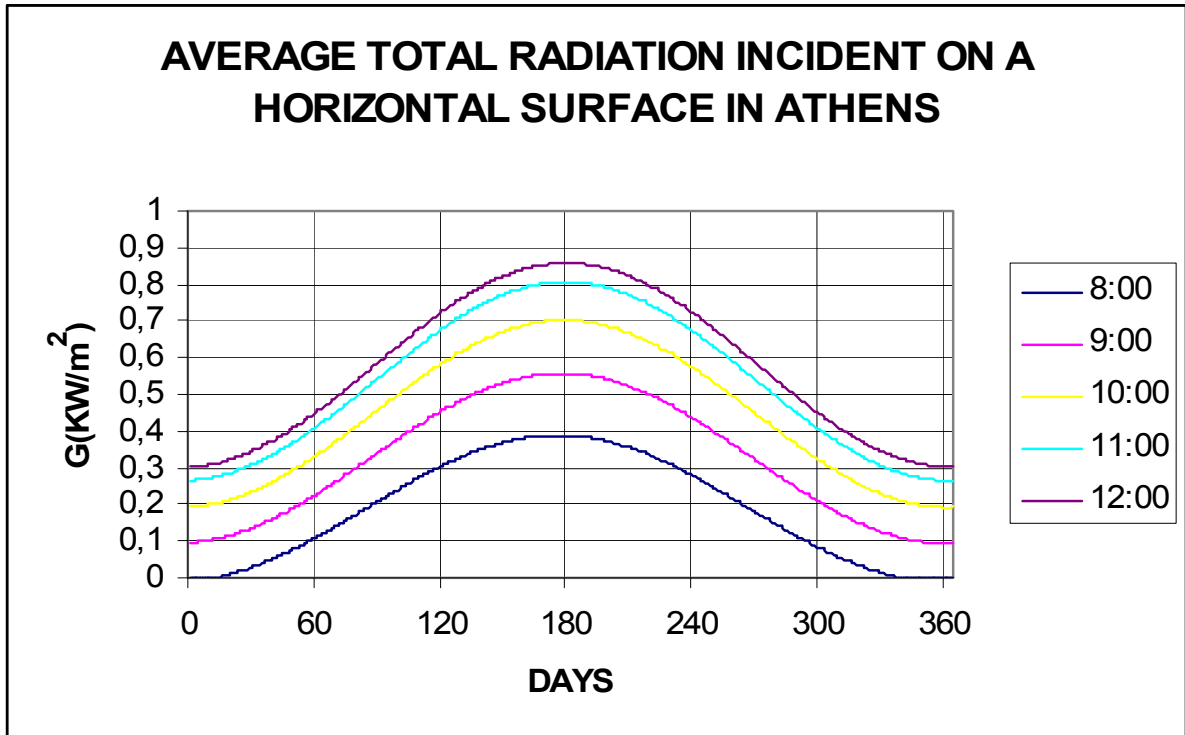
Η μέση στιγμιαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου , G , προσεγγίζεται για κάθε ώρα $t = 8,9...17$ της ημέρας και κάθε ημέρα , $D = 1 \div 365$, του τυπικού έτους σε KW / m^2 από τον τύπο :

$$G = a_t + b_t \left(\sin \frac{360}{365} D - f_t \right) \quad (2.1)$$

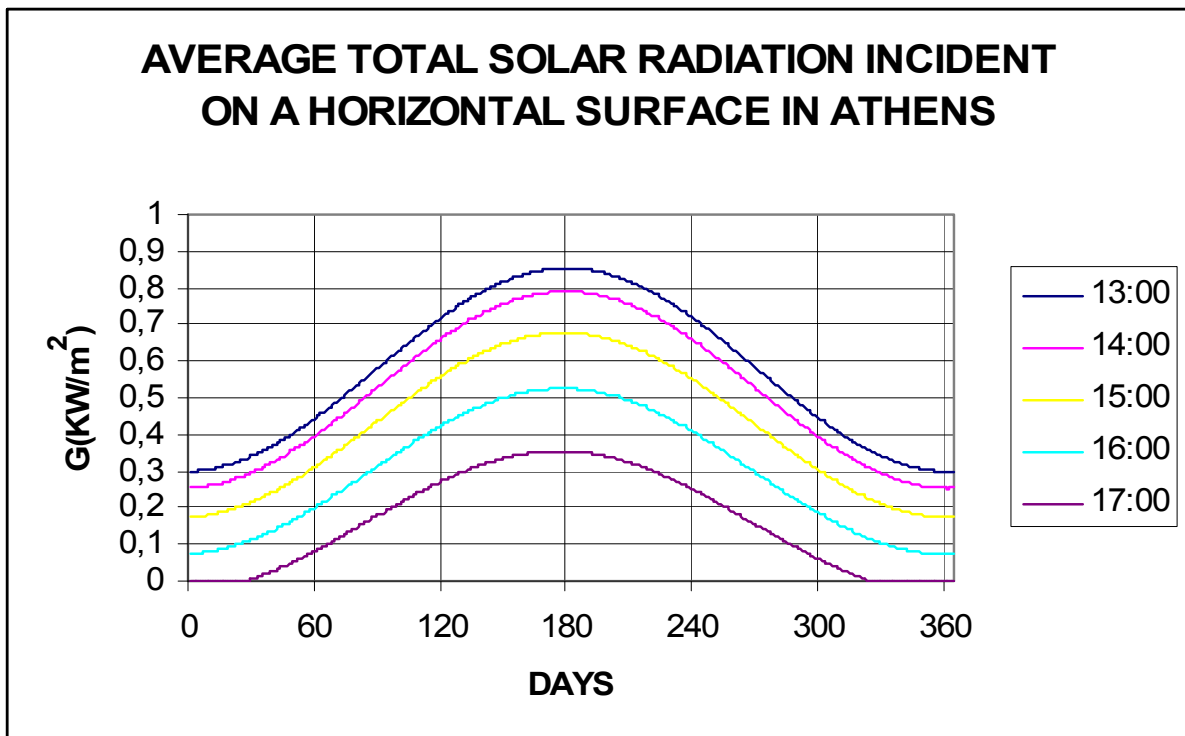
όπου:

$$\left. \begin{array}{l} a_t = 2,556658 - 1,260976t + 0,202873t^2 - 0,012257t^3 + 0,000247t^4 \\ b_t = -0,349143 + 0,101153t - 0,004075t^2 \\ f_t = 48,039515 + 7,360165t - 0,401357t^2 + 0,005558t^3 \end{array} \right\} \quad (2.1\alpha)$$

Οι επεξεργασμένες τιμές του τυπικού έτους και η συσχέτιση που τις προσεγγίζει δίνεται στα σχήματα 2.1α και 2.1β:



Σχήμα 2.1α: Μέση στιγμιαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες t=8,9...12



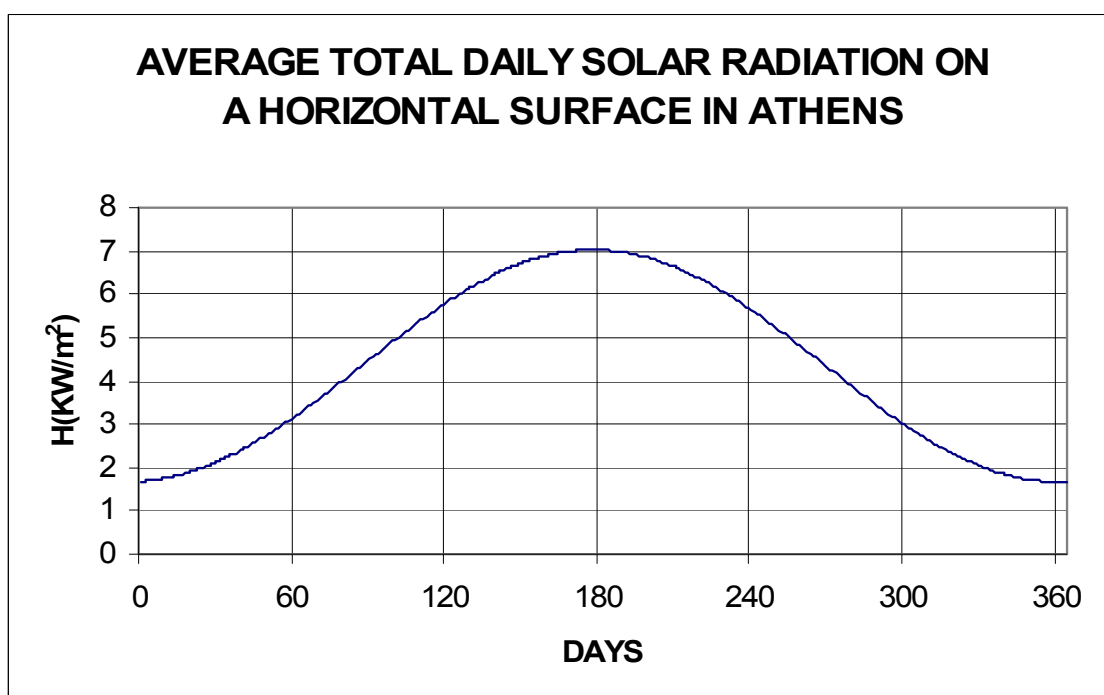
Σχήμα 2.1β: Μέση στιγμιαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες t=13,14...17

ΜΕΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑ ΟΛΙΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΟΡΙΖΟΝΤΙΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ

Η μέση ημερήσια ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου , H , για κάθε ημέρα , $D = 1 \div 365$, του τυπικού έτους προσεγγίζεται σε KWh/m^2 από τη σχέση :

$$H = 4,348 + 2,676 \left(\sin \frac{360}{365} D - 86,41 \right) \quad (2.2)$$

Η παραπάνω συσχέτιση δίνεται και σε μορφή διαγράμματος (σχήμα 2.2):



Σχήμα 2.2 : Μέση ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους

ΜΕΣΗ ΣΤΙΓΜΙΑΙΑ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΟΡΙΖΟΝΤΙΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ

Η μέση στιγμιαία άμεση και διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου , G_b και G_d αντίστοιχα προκύπτουν με λογιστική ανάλυση των μετρήσεων της ολικής ακτινοβολίας και προσεγγίζονται σε KW/m^2 για κάθε ώρα $t = 7,8, \dots, 18$ της ημέρας και κάθε ημέρα , $D = 1 \div 365$, του έτους από τις παρακάτω συσχετίσεις :

$$G_b = M_t + A_t \left(\sin \frac{360}{365} D - F_t \right) \quad (2.3)$$

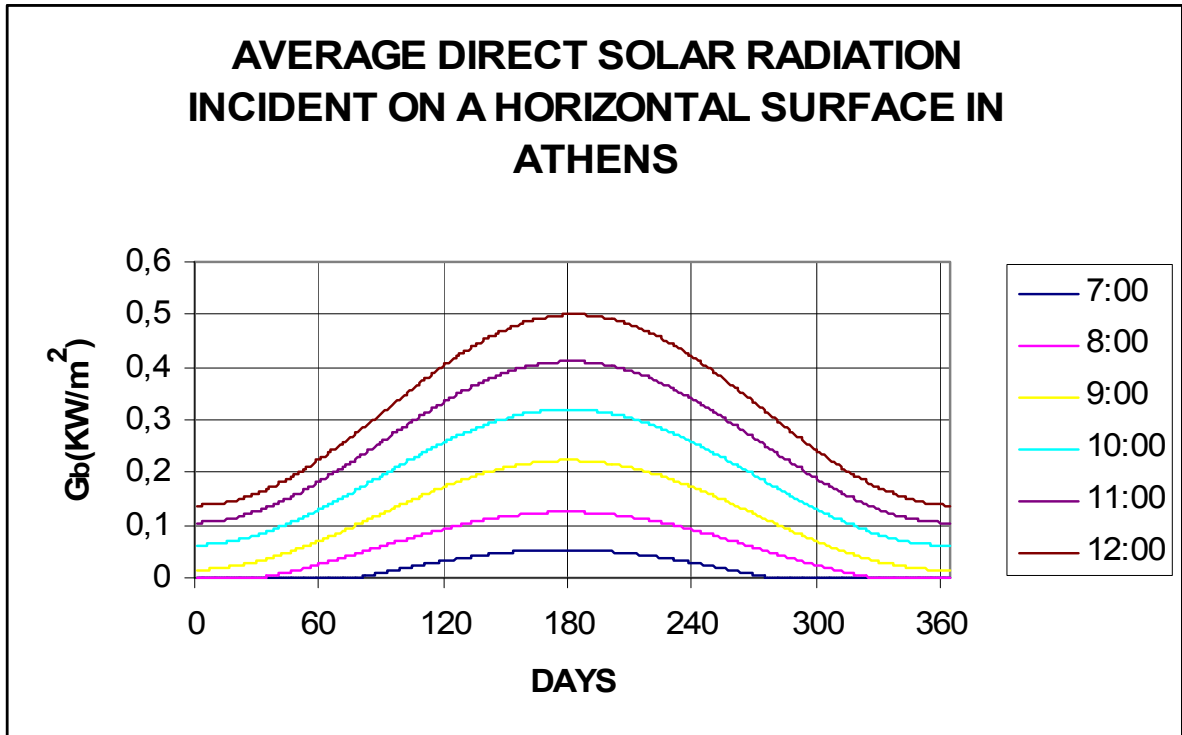
$$G_d = m_t + a_t \left(\sin \frac{360}{365} D - f_t \right) \quad (2.4)$$

όπου οι συντελεστές $M_t, A_t, F_t, m_t, a_t, f_t$ δίνονται για κάθε ώρα t στον παρακάτω Πίνακα:

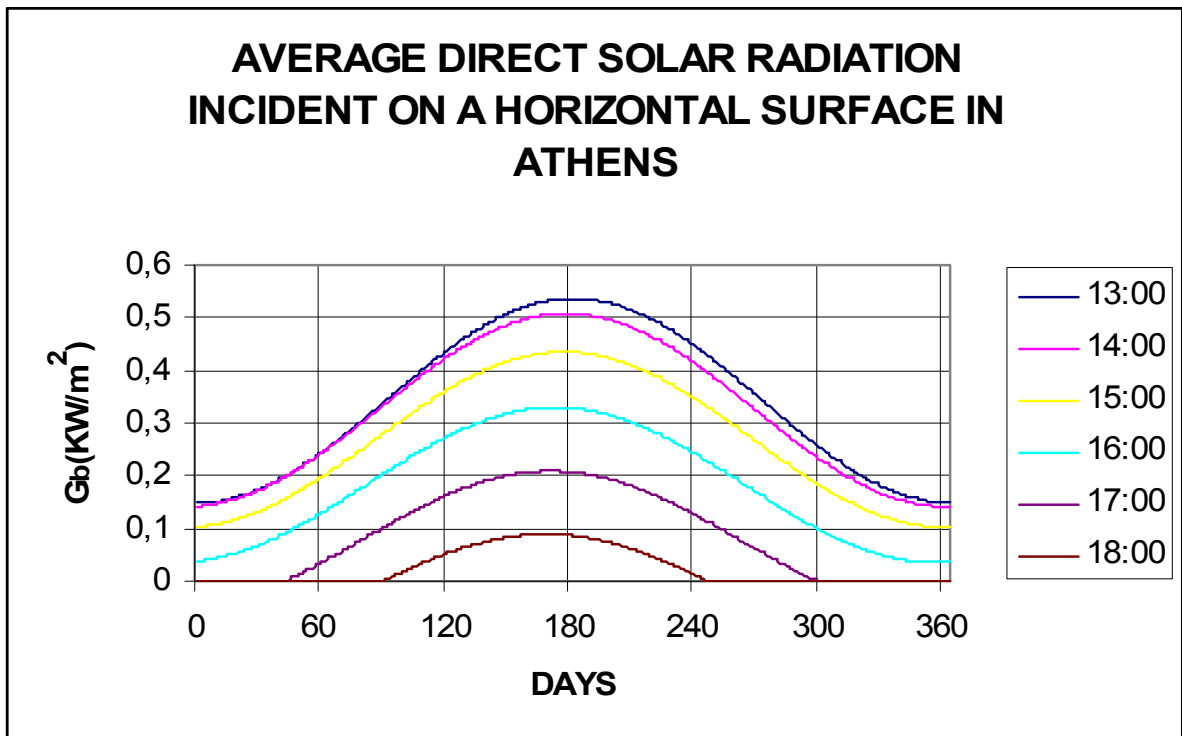
ΠΙΝΑΚΑΣ 2.1

	M_t	A_t	F_t	m_t	a_t	f_t
7:00	0,007	0,046	86,18	0,048	0,111	81,23
8:00	0,057	0,068	87,31	0,134	0,127	82,45
9:00	0,119	0,104	87,94	0,208	0,133	83,94
10:00	0,191	0,129	88,31	0,261	0,129	85,6
11:00	0,258	0,153	89,35	0,283	0,117	86,05
12:00	0,319	-0,181	-88,88	0,271	0,095	82,71
13:00	0,342	-0,194	-89,18	0,243	0,081	81,95
14:00	0,325	0,183	87,21	0,21	0,083	87,23
15:00	0,269	0,166	86,22	0,176	0,087	89,53
16:00	0,183	0,147	82,1	0,141	-0,085	-88,19
17:00	0,078	0,131	79,85	0,104	-0,079	-88,97
18:00	-0,025	0,114	77,36	0,051	0,091	86,79

Τα αποτελέσματα για την άμεση ακτινοβολία φαίνονται στα σχήματα 2.3α και 2.3β:

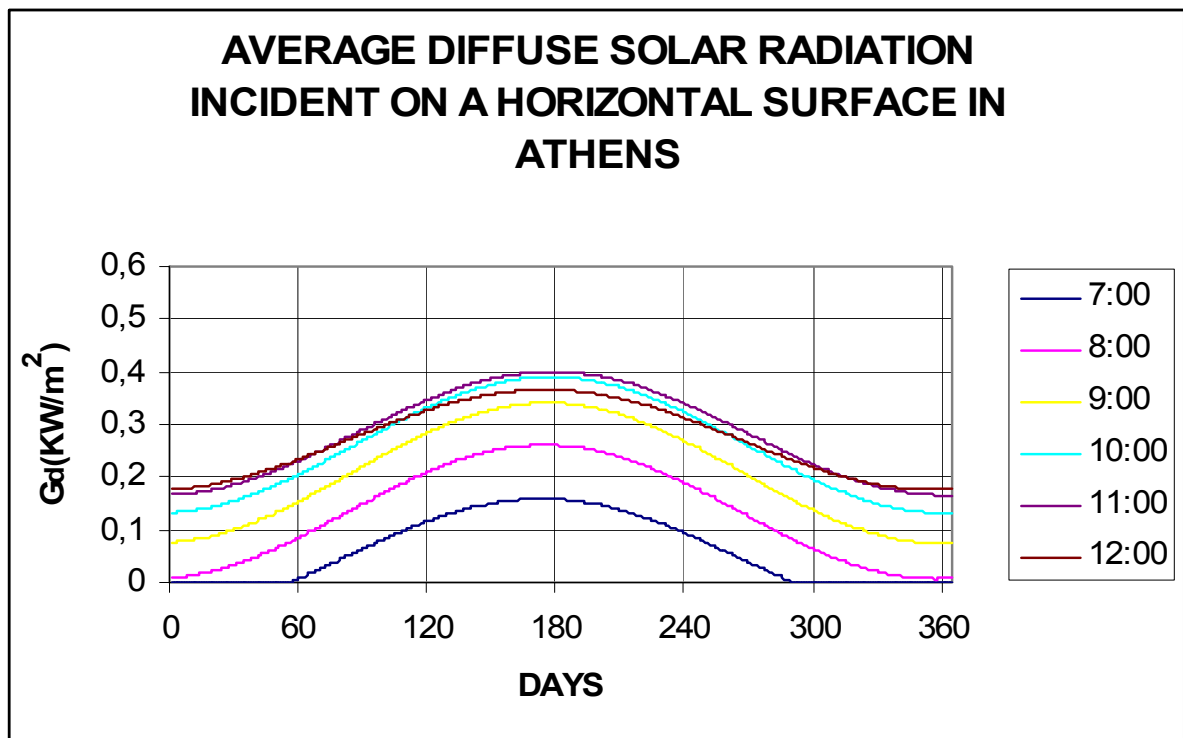


Σχήμα 2.3α : Μέση στιγμιαία άμεση ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες t=7,9...12

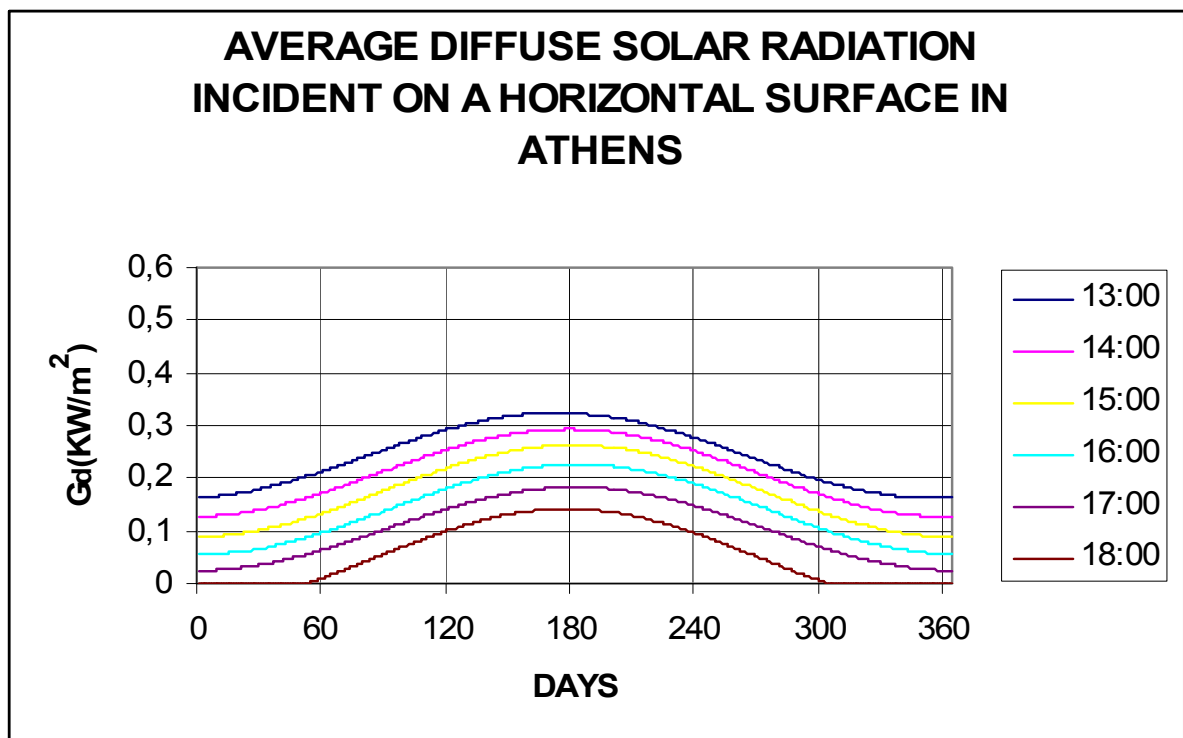


Σχήμα 2.3β : Μέση στιγμιαία άμεση ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες t=13,14...18

Τα αποτελέσματα για την διάχυτη ακτινοβολία φαίνονται στα σχήματα 2.4α και 2.4β:



Σχήμα 2.4α : Μέση στιγμιαία διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,9...12$



Σχήμα 2.4β : Μέση στιγμιαία διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=13,14...18$

Σε αυτό το σημείο πρέπει να σημειωθεί ότι στη συνέχεια της εργασίας, για λόγους πληρότητας, παρατίθενται διαγράμματα που αφορούν την ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου και για τις ώρες 7πμ και 6μμ. Τα στοιχεία αυτά προκύπτουν από την πρόσθεση των συνιστωσών τα άμεσης και της διάχυτης ακτινοβολίας..

ΜΕΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑ ΟΛΙΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ

Η μέση ημερήσια ολική ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου προσεγγίζεται σε KWh/m^2 για κάθε μέρα, $D = 1 \div 365$, του τυπικού έτους από τη σχέση :

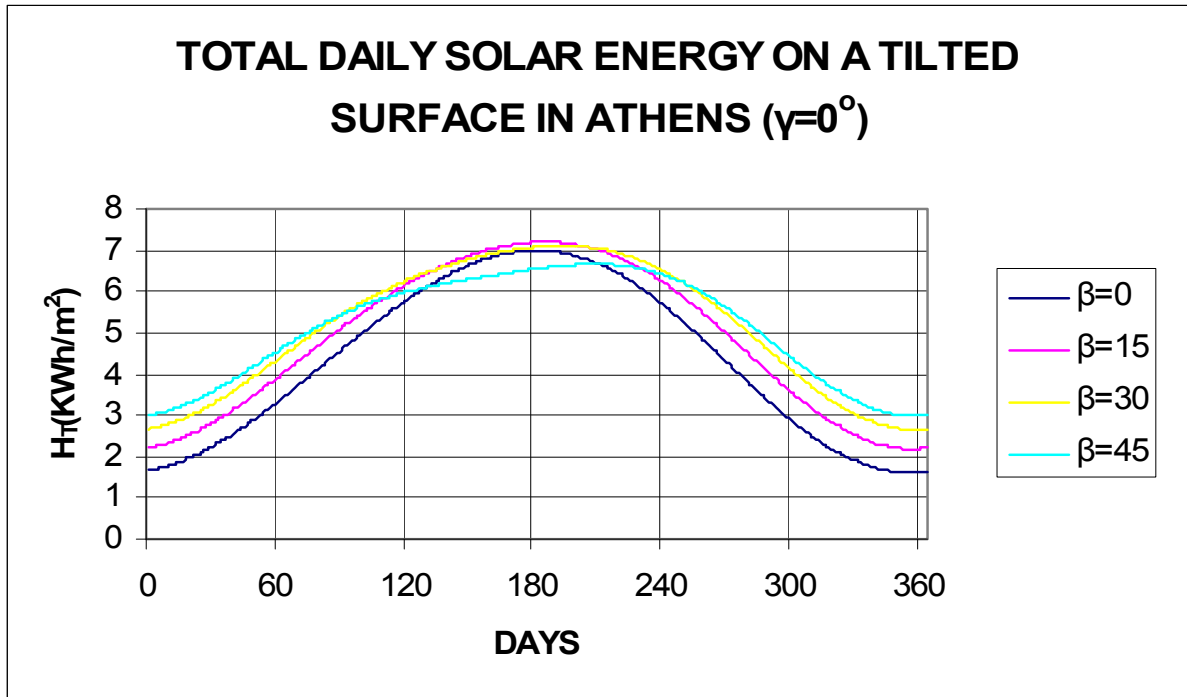
$$H_T = C_o + C_1 \cos\left(\frac{360}{365} D\right) + C_2 \cos\left(2 \frac{360}{365} D\right) + C_3 \sin\left(\frac{360}{365} D\right) + C_4 \sin\left(2 \frac{360}{365} D\right) \quad (2.5)$$

όπου οι συντελεστές C_o, C_1, C_2, C_3, C_4 δίνονται στον Πίνακα 1.2 για αζιμούθιο του κεκλιμένου επιπέδου $\gamma = 0^\circ$ και κλίσεις ως προς το οριζόντιο επίπεδο $\beta = 0^\circ, \beta = 15^\circ, \beta = 30^\circ, \beta = 45^\circ, \beta = 60^\circ, \beta = 75^\circ, \beta = 90^\circ$.

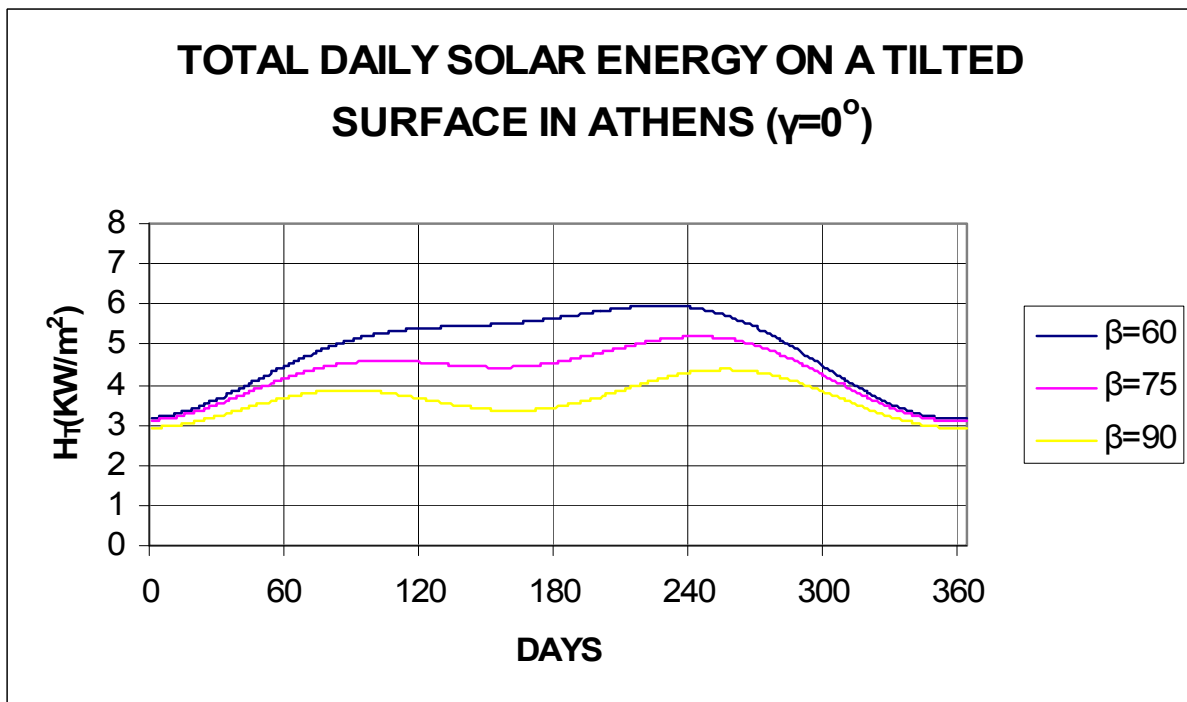
ΠΙΝΑΚΑΣ 2.2

$\beta(^{\circ})$	C_o	C_1	C_2	C_3	C_4
0	4,348	-2,667	-0,027	0,213	0,105
15	4,842	-2,493	-0,14	0,133	0,129
30	5,126	-2,203	-0,254	0,045	0,158
45	5,119	-1,774	-0,348	-0,038	0,185
60	4,817	-1,251	-0,411	-0,115	0,178
75	4,282	-0,727	-0,454	-0,183	0,186
90	3,627	-0,264	-0,444	-0,218	0,166

Η μέση ημερήσια ολική ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου δίνεται και υπό μορφή διαγράμματος για επίπεδο στραμμένο προς νότο (βέλτιστος προσανατολισμός για επιφάνειες που βρίσκονται στο βόρειο ημισφαίριο: $\gamma = 0^\circ$) και για διάφορες κλίσεις στα σχήματα 2.5α και 2.5β:



Σχήμα 2.5α: Μέση ημερήσια ολική ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους για κλίσεις $\beta = 0^\circ, \beta = 15^\circ, \beta = 30^\circ, \beta = 45^\circ$



Σχήμα 2.5β: Μέση ημερήσια ολική ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους για κλίσεις $\beta = 60^\circ, \beta = 75^\circ, \beta = 90^\circ$

Στους παρακάτω Πίνακες 2.3 , 2.4 , 2.5 δίνονται οι τιμές των συντελεστών C_0, C_1, C_2, C_3, C_4 για αζιμούθιο κεκλιμένου επιπέδου $\gamma = 90^\circ, \gamma = 180^\circ, \gamma = -90^\circ$ αντίστοιχα:

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.3

$\beta(^{\circ})$	C_0	C_1	C_2	C_3	C_4
0	4,348	-2,667	-0,027	0,213	0,105
15	4,446	-2,694	-0,034	0,22	0,106
30	4,41	-2,616	-0,056	0,223	0,097
45	4,193	-2,427	-0,072	0,199	0,096
60	3,829	-2,164	-0,087	0,18	0,087
75	3,356	-1,86	-0,106	0,149	0,086
90	2,904	-1,572	-0,107	0,122	0,077

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.4

$\beta(^{\circ})$	C_0	C_1	C_2	C_3	C_4
0	4,348	-2,667	-0,027	0,213	0,105
15	4,025	-2,826	0,072	0,296	0,082
30	3,532	-2,787	0,2	0,355	0,041
45	2,974	-2,384	0,383	0,34	-0,047
60	2,388	-1,793	0,365	0,262	-0,074
75	1,868	-1,228	0,148	0,166	-0,01
90	1,609	-1,015	0,072	0,127	0,12

ΠΙΝΑΚΑΣ 2.5

$\beta(^{\circ})$	C_0	C_1	C_2	C_3	C_4
0	4,348	-2,667	-0,027	0,213	0,105
15	4,468	-2,71	-0,024	0,224	0,123
30	4,437	-2,635	-0,035	0,224	0,137
45	4,229	-2,446	-0,047	0,208	0,147
60	3,861	-2,177	-0,056	0,178	0,143
75	3,391	-1,859	-0,073	0,153	0,142
90	2,934	-1,563	-0,076	0,126	0,13

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

[2.1]D. A Kouremenos , K. A. Antonopoulos and S. Doulgerakis: Direct and diffuse solar radiation correlations for tilted surfaces in Athens ,Greece. *Solar Energy* 38 203-217 (1987).

3 ΕΜΠΕΙΡΙΚΕΣ ΣΧΕΣΕΙΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΜΕΣΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΗΜΕΡΑΣ

Ο ασφαλέστερος τρόπος υπολογισμού της μηνιαίας μέσης ακτινοβολίας ημέρας \bar{H} οριζοντίου επιπέδου είναι δι' επεξεργασίας μετρήσεων του τόπου που ενδιαφέρει. Αν δε διατίθενται μετρήσεις, μπορεί να γίνει χρήση μιας εκ των παρακάτω συσχετίσεων :

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_c} = a' + b' \frac{\bar{n}}{\bar{N}} \quad (3.1)$$

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} = a'' - b'' \bar{C} \quad (3.2)$$

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} = a + b \frac{\bar{n}}{\bar{N}} \quad (3.3)$$

όπου \bar{H}_c η μηνιαίως μέση ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας, \bar{n} το μηνιαίως μέσο πλήθος ωρών ημέρας πλήρους ηλιοφάνειας, \bar{N} το πλήθος ωρών της μέσης ημέρας του μήνα, \bar{C} η μέση νεφοκάλυψη του μήνα, εκφρασμένη σε δέκατα του ουράνιου θόλου καλυμμένα από σύννεφα και a, b, a', b', a'', b'' σταθερές του τόπου και του τύπου κλίματος.

Από τις παραπάνω εμπειρικές σχέσεις, πιο αξιόπιστη θεωρείται η τελευταία για την οποία και διατίθεται Πίνακας[3.1] των κλιματικών σταθερών a, b , καθώς και του εύρους του λόγου $\left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right)$ για διάφορες περιοχές της γης :

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.1

Location	Range of $\frac{\bar{n}}{N}$	a	b
Albuquerque, New Mexico, USA	0,68 ÷ 0,85	0,41	0,37
Atlanta , Georgia , USA	0,45 ÷ 0,71	0,38	0,26
Blue Hill , Mass , USA	0,42 ÷ 0,6	0,22	0,5
Brownsville , Texas , USA	0,47 ÷ 0,8	0,35	0,31
Buenos Aires , Argentina	0,47 ÷ 0,68	0,26	0,5
Charleston , S.C. , USA	0,6 ÷ 0,75	0,48	0,09
Dairen , Manchuria	0,55 ÷ 0,81	0,36	0,23
El Paso , Texas , USA	0,78 ÷ 0,88	0,54	0,2
Ely , Nevada , USA	0,61 ÷ 0,89	0,54	0,18
Hamburg , Germany	0,11 ÷ 0,49	0,22	0,57
Honolulu, Hawaii ,USA	0,57 ÷ 0,77	0,14	0,73
Madison , Wisconsin , USA	0,4 ÷ 0,72	0,30	0,34
Malange , Angola	0,41 ÷ 0,84	0,34	0,34
Miami , Florida , USA	0,56 ÷ 0,71	0,42	0,22
Nice , France	0,49 ÷ 0,76	0,17	0,63
Pune , India	0,25 ÷ 0,49 0,65 ÷ 0,89	0,30 0,41	0,51 0,34
Stanleyville , Congo	0,34 ÷ 0,56	0,28	0,39
Tamanrasset , Algeria	0,76 ÷ 0,88	0,3	0,43

Ο Riedveld [3.2] εξετάζοντας τις διάφορες τιμές των συντελεστών a,b που προτάθηκαν διαπίστωσε ότι το a και το b συνδέονται με το λόγο $\left(\frac{\bar{n}}{N}\right)$ ως εξής:

$$a = 0,1 + 0,24 \frac{\bar{n}}{N} \quad (3.4\alpha)$$

$$b = 0,38 + 0,08 \frac{\bar{n}}{N} \quad (3.4\beta)$$

$$\text{και επομένως : } \frac{\bar{H}}{H_o} = 0,18 + 0,62 \frac{\bar{n}}{N} . \quad (3.4)$$

Η παραπάνω σχέση μπορεί να χρησιμοποιηθεί για οποιοδήποτε μέρος του κόσμου!

Οι Glover και McCulloch [3.3] προκειμένου να δώσουν πιο ακριβή αποτελέσματα έλαβαν υπ' όψιν τους και την επίδραση του γεωγραφικού πλάτους :

$$\frac{\bar{H}}{H_o} = 0,29 \cos \phi + 0,52 \frac{\bar{n}}{N} \quad (3.5)$$

Έναν παρόμοιο Πίνακα τιμών με τον 3.1 κατασκεύασε ο καθηγητής S.P. Shukatime [3.4] για διάφορες πόλεις της Ινδίας και τα αποτελέσματα φαίνονται στον Πίνακα 3.2:

ΠΙΝΑΚΑΣ 3.2

Location	a	b
Ahmedabad	0,28	0,48
Bangalore	0,18	0,64
Bhavnagar	0,28	0,47
Calcutta	0,28	0,42
Goa	0,30	0,48
Jodhpur	0,33	0,46
Kodaikanal	0,32	0,55
Madras	0,30	0,44
Mangalore	0,27	0,43
Minicoy	0,26	0,39
Nagpur	0,27	0,50
New Delhi	0,25	0,57
Pune	0,31	0,43
Shillong	0,22	0,57
Srinagar	0,35	0,40
Thiruvananthapuram	0,37	0,39
Vishakhapatnam	0,28	0,47

Ειδικά για την Ινδία , όπου φαίνεται να έχει γίνει εκτεταμένη έρευνα , ο λόγος $\frac{\bar{H}}{H_o}$ μπορεί να προσδιοριστεί , σύμφωνα με τον καθηγητή G. N. Tiwari[3.5] , από τη σχέση:

$$\frac{\bar{H}}{H_o} = a + b \frac{\bar{n}}{N}$$

με τις παραμέτρους a και b να υπολογίζονται :

$$a = -0,309 + 0,539 \cdot \cos \phi - 0,0693 \cdot A + 0,29 \cdot \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \text{ και} \quad (3.6\alpha)$$

$$b = 0,527 - 1,027 \cdot \cos \phi + 0,0926 \cdot A - 0,359 \cdot \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \quad (3.6\beta)$$

όπου A το υψόμετρο της υπ' όψιν τοποθεσίας σε χιλιόμετρα και ϕ το γεωγραφικό της πλάτος ($-90^\circ \leq \phi \leq 90^\circ$). Οι παράμετροι a και b μπορούν να προσδιοριστούν, σύμφωνα πάντα με τον καθηγητή G. N. Tiwari και με άλλο τρόπο, συναρτήσει του γεωγραφικού πλάτους και του λόγου $\left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right)$:

$$a = -0,11 + 0,235 \cdot \cos \phi + 0,323 \cdot \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \text{ και} \quad (3.7\alpha)$$

$$b = 1,449 - 0,553 \cdot \cos \phi - 0,694 \cdot \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \quad (3.7\beta)$$

Αξίζει να σημειωθεί ότι αυτές οι σχέσεις δίνουν ικανοποιητικά αποτελέσματα για την Ινδία όταν :

$$0,2 \leq \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \leq 0,6 \text{ για την περίοδο των μουσώνων}$$

$$0,4 \leq \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \leq 0,9 \text{ για την περίοδο πριν και μετά τους μουσώνες}$$

Ειδικά για το Νέο Δελχί είναι: $a = 0,341, b = 0,446$.

Ο Hay[3.6] βασιζόμενος στο ότι οι συντελεστές a, b εξαρτώνται εν γένει από την εκάστοτε τοποθεσία και επηρεάζονται από μετεωρολογικούς παράγοντες κατέληξε στον τύπο:

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} = \frac{0,1572 + 0,5566 \frac{\bar{n}}{\bar{N}}}{1 - \rho \left[\rho_a \frac{\bar{n}}{\bar{N}_j} + \rho_c \left(1 - \frac{\bar{n}}{\bar{N}_j} \right) \right]} \quad (3.8)$$

όπου ρ η ανακλαστικότητα του εδάφους , ρ_a η ανακλαστικότητα του ανέφελου ουρανού ($\rho_a = 0,25$) , ρ_c η ανακλαστικότητα των νεφών ($\rho_c = 0,6$) και N_j η τροποποιημένη διάρκεια της ημέρας που αποκλείει ένα μικρό μέρος όταν η γωνία ζενίθ είναι μεγαλύτερη από 85° ($\theta_z > 85^\circ$) . Η τροποποιημένη διάρκεια της ημέρας υπολογίζεται:

$$N_j = \frac{\arccos\left(\frac{\cos 85^\circ - \sin \phi \cdot \sin \delta}{\cos \phi \cdot \cos \delta}\right)}{7,5} \quad (3.9)$$

όπου δ η ηλιακή απόκλιση που θυμίζουμε ότι είναι: $\delta = 23,45 \sin\left[\frac{360(284 + n)}{365}\right]$.

Ο Hay εισήγαγε την έννοια της τροποποιημένης διάρκειας της ημέρας επειδή ο καταχωριστής δεδομένων ηλιοφάνειας δε λειτουργεί όταν το ηλιακό ύψος είναι μικρότερο των 5 μοιρών ($\omega < 5^\circ$). Σημειώνουμε ακόμα ότι οι τιμές των ρ_a, ρ_c αφορούν Καναδικά δεδομένα.

Ο M.Hussain [3.7] χρησιμοποίησε το λόγο $\frac{\bar{n}}{\bar{N}}$ και την περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς (ειδική υγρασία) για να αναπτύξει μία σχέση η οποία θα υπολογίζει τη μηνιαίως μέση ακτινοβολία ημέρας . Έχοντας στη διάθεσή του στατιστικά δεδομένα από σταθμούς στη νότια και κεντρική Ινδία και μάλιστα κοντά στο επίπεδο της θάλασσας πρότεινε τη σχέση :

$$\frac{\bar{H}}{H_o} = 0,394 + 0,364 \frac{\bar{n}}{N_j} - 0,0035 w_{at} \quad (3.10)$$

όπου w_{at} η ειδική υγρασία να υπολογίζεται:

$$w_{at} = w_r (4,7923 + 0,3647T + 0,0055T^2 + 0,0003T^3) \quad (3.11)$$

και T η θερμοκρασία περιβάλλοντος σε βαθμούς Κελσίου ($^\circ C$)

Ο Black[3.8] για την προσέγγιση του λόγου $\frac{\bar{H}}{H_o}$ ανέπτυξε μια σχέση που εμπεριέχει τη μέση νεφοκάλυψη \bar{C} του μήνα και μοιάζει με την 3.2. Συλλέγοντας δεδομένα από διάφορα μέρη του κόσμου κατέληξε στον τύπο:

$$\frac{\bar{H}}{H_o} = 0,803 - 0,34 \cdot \bar{C} - 0,458 \cdot \bar{C}^2 \quad (3.12)$$

Σε περιπτώσεις που οι μετεωρολογικές μετρήσεις της νεφοκάλυψης είναι πολυάριθμες και πολύ καλά κατανεμημένες από γεωγραφικής απόψεως η τελευταία σχέση φαίνεται να είναι αρκετά ακριβής.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [3.1]G. O. G. Lof , J. A. Duffie and C. O. Smith : World distribution of solar radiation. *Solar Energy* 10.27(1966)
- [3.2]M. R. Riedveld: A new method for estimating the regression coefficients In the formula relating solar radiation to sunshine. *Agri. Meteorol.*19 243-252(1978)
- [3.3]J. Glover and J. S. McCulloch : The empirical relation between solar radiation and hours of sunshine. *Q. J. Roy. Met. Soc.*84 172-175(1958)
- [3.4] Vijay Modi and S. P. Shukatime : Estimation of daily total insolation in India from weather data . *Solar Energy* 22.407(1979)
- [3.5]G. N. Tiwari :*Solar Energy-Fundamentals, design , modelling and applications*
- [3.6] J. E. Hay : Calculation of monthly mean solar radiation for horizontal and inclined surfaces *Solar Energy* 23 301-307(1979)
- [3.7] M. Hussain :Estimation of global and diffuse irradiation from sunshine duration and atmospheric water vapour content *Solar Energy* 33 217-220(1984)
- [3.8]J. N. Black : The distribution of solar radiation over the earth's surface. *Arch.Geoph. Biokl.* 7 165-189(1956)

4.ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΑΙΘΡΙΑΣ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑΣ

Ο Hottel το1976[4.1] ανέπτυξε μία σχέση εκτίμησης της άμεσου ακτινοβολίας τυπικής αίθριας ατμόσφαιρας. Η μέθοδος λαμβάνει υπ' όψιν τη γωνία ζενίθ , το ύψος από την επιφάνεια της θάλασσας και τον τύπο του κλίματος .Η ατμοσφαιρική διαπερατότητα για άμεσο ακτινοβολία , τ_b , υπολογίζεται :

$$\tau_b = \frac{G_{cb}}{G_o} = \frac{G_{cbn}}{G_{on}} = \alpha_o + \alpha_1 \cdot e^{-\frac{k}{\cos\theta_z}} \quad (4.1)$$

όπου G_{cb} η άμεσος ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας , G_{cbn} η άμεσος ακτινοβολία καθέτου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας , G_o η ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου εκτός ατμόσφαιρας, G_{on} η ακτινοβολία καθέτου επιπέδου εκτός ατμόσφαιρας και α_o, α_1, k συντελεστές που δίνονται από τους τύπους:

$$\alpha_o = \alpha_o^* \cdot r_o \quad (4.2\alpha)$$

$$\alpha_1 = \alpha_1^* \cdot r_1 \quad (4.2\beta)$$

$$k = r_k \cdot k^* \quad (4.2\gamma)$$

Οι διορθωτικοί συντελεστές του τύπου κλίματος r_o, r_1, r_k δίνονται στον Πίνακα 4.1. Τα $\alpha_o^*, \alpha_1^*, k^*$ υπολογίζονται για την τυπική αίθρια ατμόσφαιρα ορατότητας 23km και για υψόμετρο A(km) μικρότερο των 2,5km σύμφωνα με τα ακόλουθα:

$$\alpha_o^* = 0,4237 - 0,00821 \cdot (6 - A^2) \quad (4.3\alpha)$$

$$\alpha_1^* = 0,5055 - 0,00595 \cdot (6,5 - A^2) \quad (4.3\beta)$$

$$k^* = 0,2711 - 0,0185 \cdot (2,5 - A^2) \quad (4.3\gamma)$$

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.1

Climate type	r_o	r_1	r_k
Tropical	0,95	0,98	1,02
Mid-Latitude Summer	0,97	0,99	1,02
Subarctic Summer	0,99	0,99	1,01
Mid-Latitude Winter	1,03	1,01	1

Για τον υπολογισμό της ολικής ακτινοβολίας αίθριας ατμόσφαιρας απαιτείται και η διάχυτος ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας .Οι Liu και Jordan[4.2] ανέπτυξαν την παρακάτω εμπειρική σχέση βασιζόμενοι σε πειραματικά δεδομένα :

$$\tau_d = \frac{G_{cd}}{G_o} = 0,271 - 0,2739 \cdot \tau_b \quad (4.4)$$

όπου τ_d είναι η ατμοσφαιρική διαπερατότητα για διάχυτη ακτινοβολία και G_{cd} η διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας.

Οι A.J.Biga και Rui Rosa (1979)[4.3] κατέληξαν ότι η ατμοσφαιρική διαπερατότητα για διάχυτη ακτινοβολία στην περιοχή της Λισσαβόνας μπορεί να δοθεί από τον τύπο:

$$\tau_d = 0,303 - 0,303\tau_b \Rightarrow \tau_d = 0,303 \cdot (1 - \tau_b) \quad (4.5)$$

Οι ίδιοι ερευνητές[4.3] έδωσαν συσχετίσεις και για τα μεγέθη G_{cb} , G_{cd} , G_c (W/m^2) συναρτήσεων του ηλιακού ύψους, που αφορούν πάλι την περιοχή της Λισσαβόνας:

$$G_{cb} = 926 \cdot [\sin(90^\circ - \theta_z)]^{0,29} \quad (4.6)$$

$$G_{cd} = 131 \cdot [\sin(90^\circ - \theta_z)]^{0,6} \quad (4.7)$$

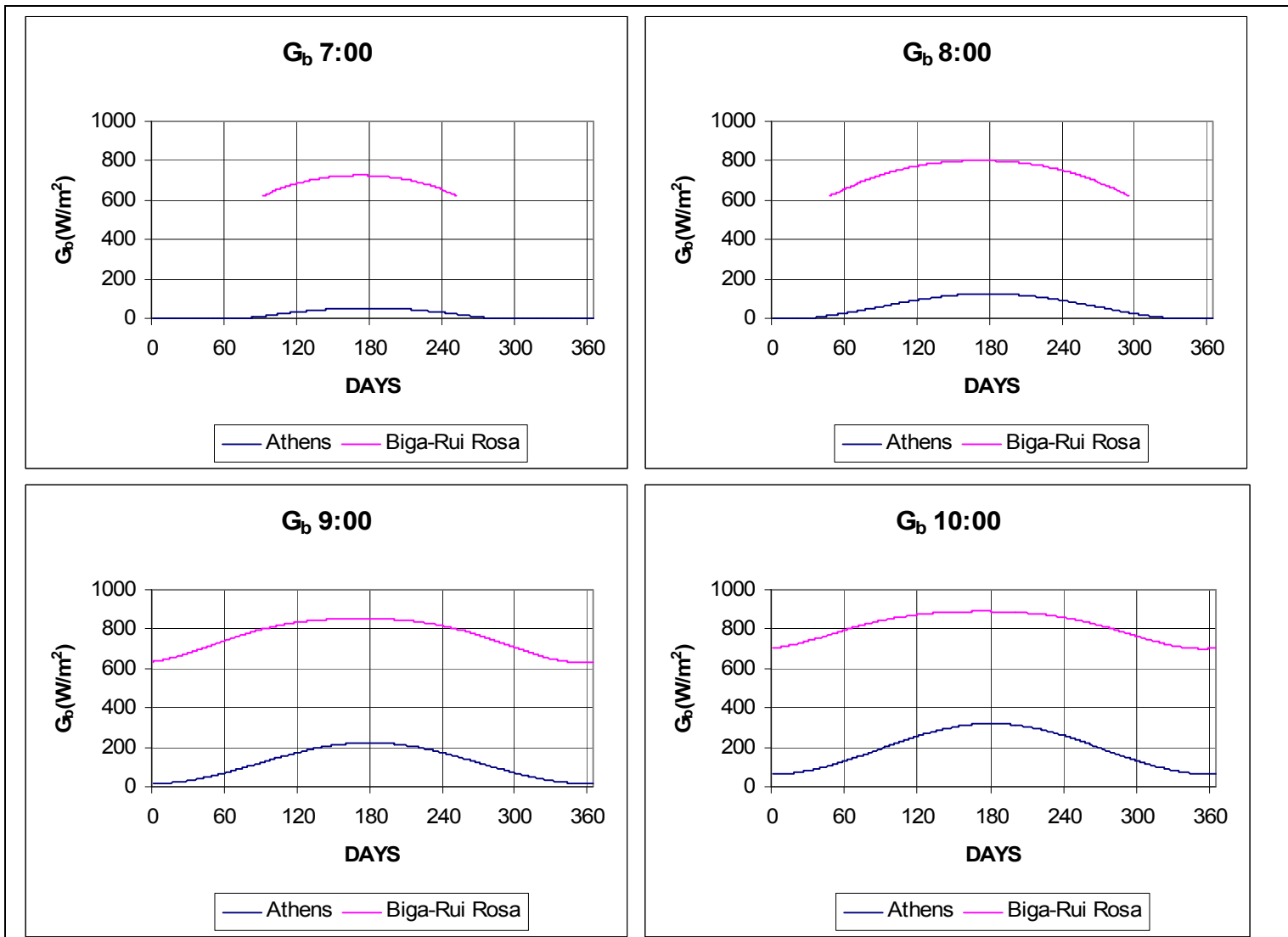
$$G_c = 1057 \cdot [\sin(90^\circ - \theta_z)]^{1,17} \quad (4.8)$$

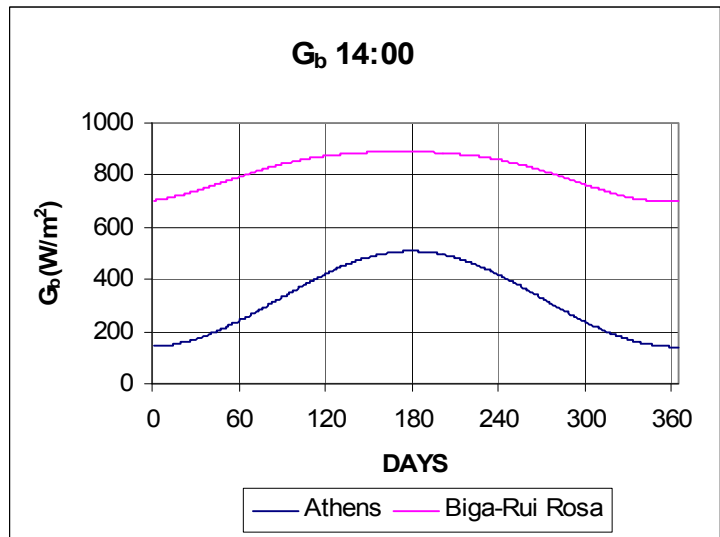
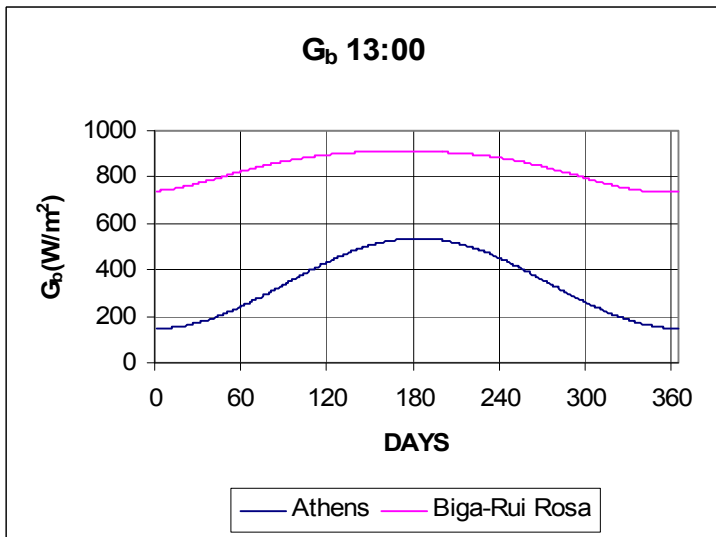
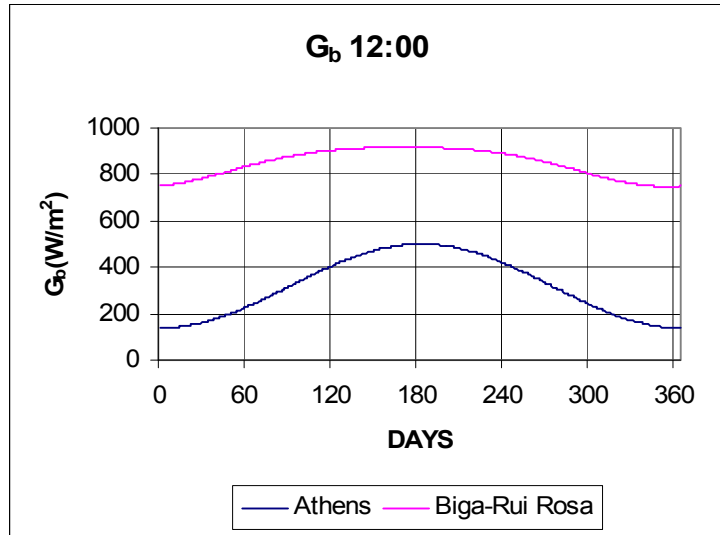
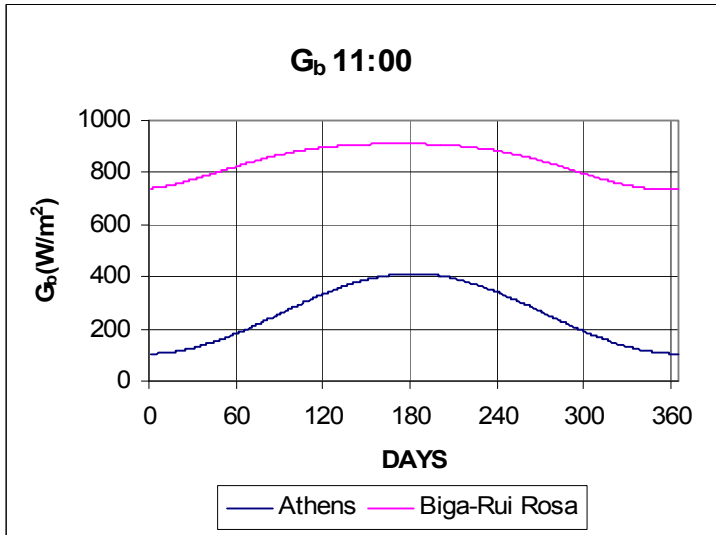
όπου G_{cd} η διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας, G_{cb} η άμεση ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας και G_c η ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας. Οι τρεις τελευταίες σχέσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν και για συννεφιασμένο ουρανό και για όλο το χρόνο με μικρή σχετικά απόκλιση από τις μετρούμενες τιμές, αρκεί η αέριος μάζα να είναι μικρότερη από 4!Οπότε προσαρμόζοντας το μοντέλο των A.J.Biga και Rui Rosa στα δεδομένα της Αθήνας μπορούμε να υπολογίσουμε τα μεγέθη G_b , G_d , G που αφορούν συννεφιασμένο ουρανό και να τα συγκρίνουμε με τα αντίστοιχα πειραματικά δεδομένα των Αθηνών. Το μοντέλο προσαρμόζεται ως εξής:

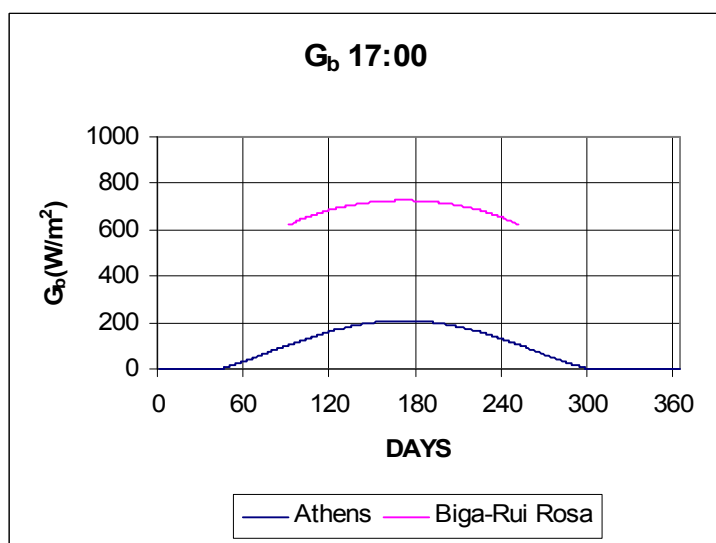
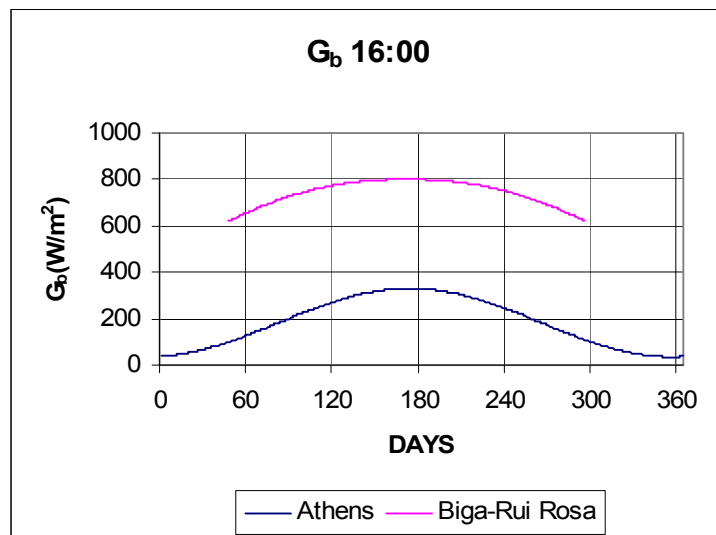
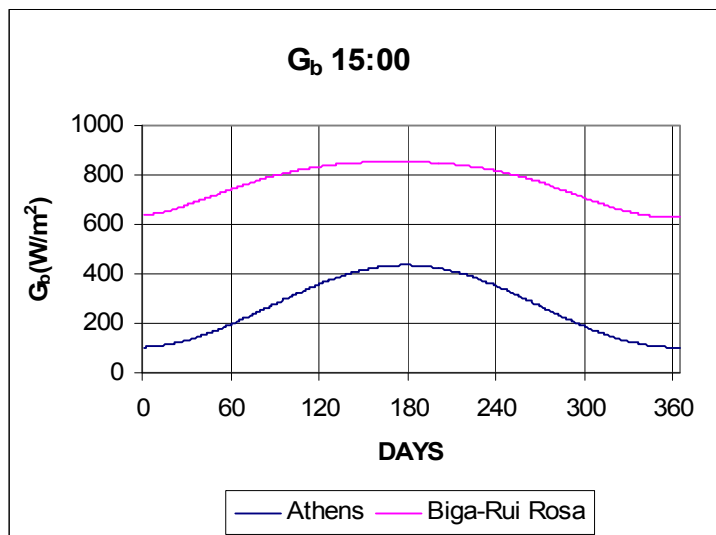
- Από τη σχέση 1.5 βρίσκεται η ηλιακή απόκλιση για κάθε μέρα του χρόνου.
- Για κάθε ώρα της ημέρας από τις 7πμ μέχρι και τις 6μμ(ώρες ηλιοφάνειας) υπολογίζονται οι αντίστοιχες ωριαίες γωνίες (σχέση 1.4)
- Υπολογίζεται η γωνία ζενίθ από την 1.7β για $\phi = 37,97^\circ$ (γεωγραφικό πλάτος Αθηνών) για κάθε ώρα από τις 7πμ μέχρι και τις 6μμ. και για κάθε ημέρα του χρόνου(στη συνέχεια της εργασίας για τον υπολογισμό της γωνίας ζενίθ,όποτε αυτή χρειάζεται, θα ακολουθούνται τα τρία προαναφερθέντα βήματα)

- Υπολογίζεται η αέριος μάζα από τη σχέση 1.6 και σε περίπτωση που οι τιμές είναι μεγαλύτερες από 4 δεν υπολογίζονται οι αντίστοιχες τιμές των G_b , G_d και G
- Για κάθε ώρα της ημέρας από τις 7πμ μέχρι και τις 6μμ , για κάθε μέρα του χρόνου υπολογίζονται από τις 4.6 , 4.7 , 4.8 τα μεγέθη G_b , G_d και G

Εκ πρώτης όψεως όμως οι τρεις αυτές σχέσεις (4.6 , 4.7 και 4.8) δε συμφωνούν μεταξύ τους καθώς η ολική ακτινοβολία δεν αποτελεί το άθροισμα της άμεσης και της διάχυτης. Παρόλα αυτά θα επιχειρήσουμε την προσέγγιση όπως φαίνεται και στα σχήματα που ακολουθούν , λαμβάνοντας ως μέτρο σύγκρισης τις πειραματικές τιμές των G_b , G_d και G από τις σχέσεις 2.3 , 2.4 , 2.1 αντίστοιχα :

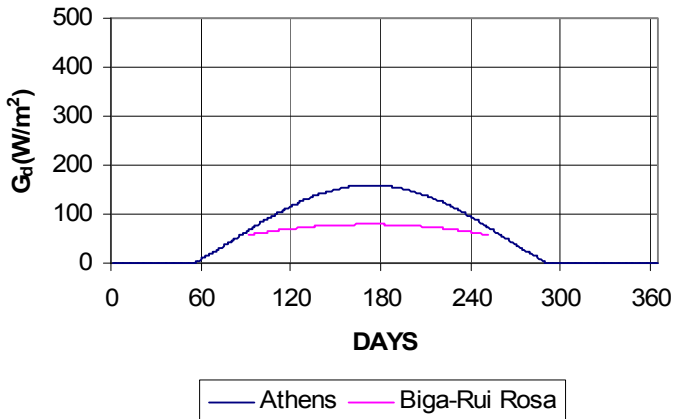




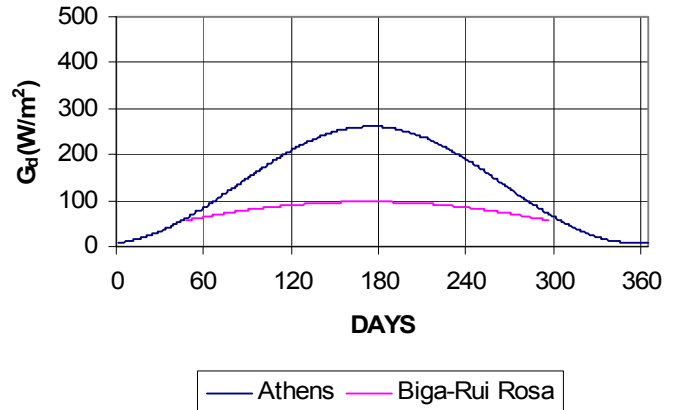


Σχήμα 4.1α: Μέση στιγμιαία άμεση ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...17$ εν συγκρίσει με το μοντέλο των A.J.Biga και Rui Rosa

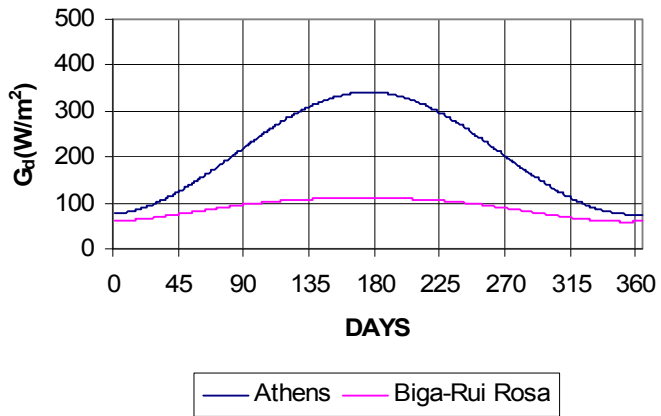
G_d 7:00



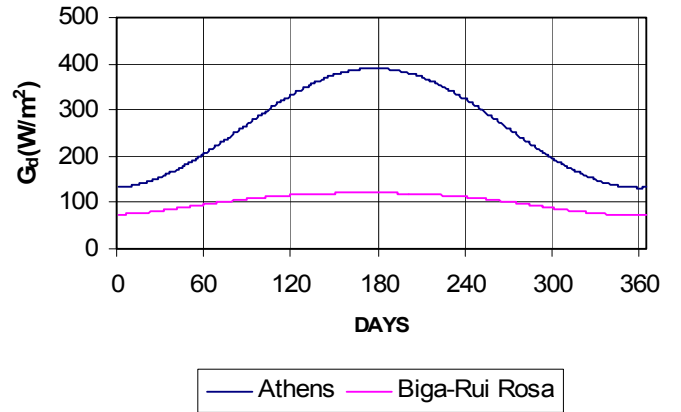
G_d 8:00



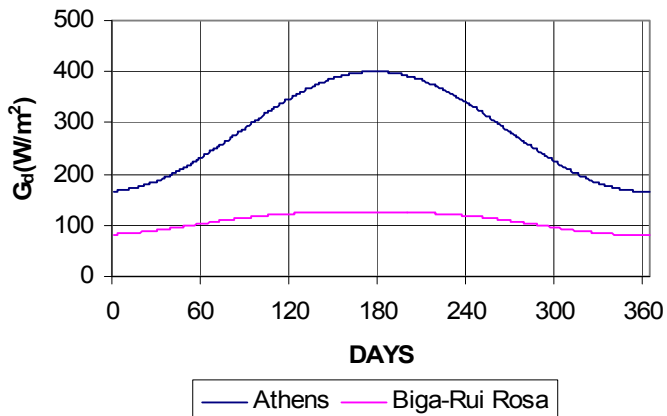
G_d 9:00



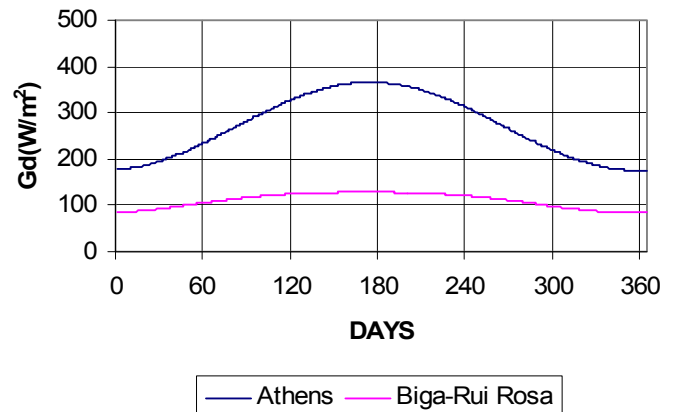
G_d 10:00

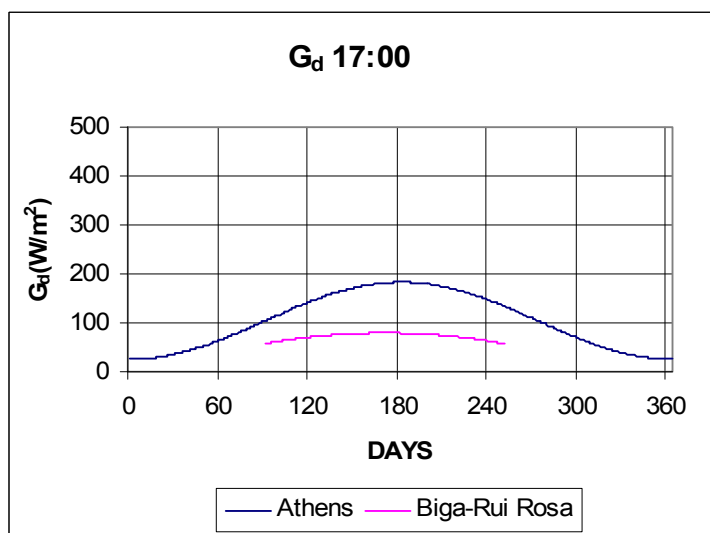
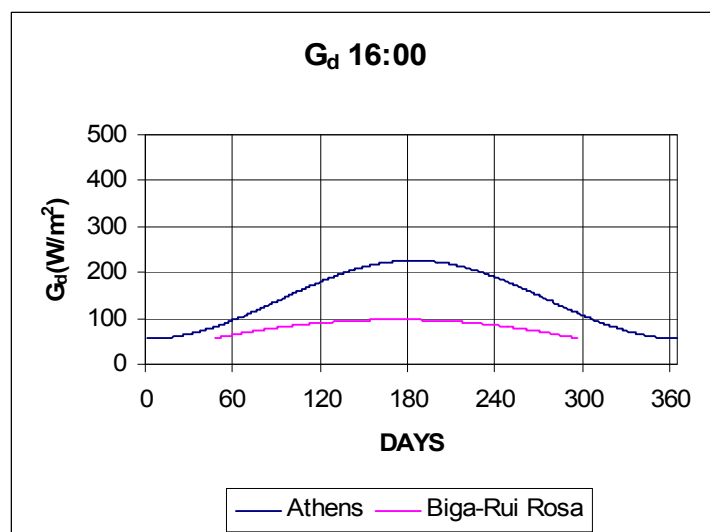
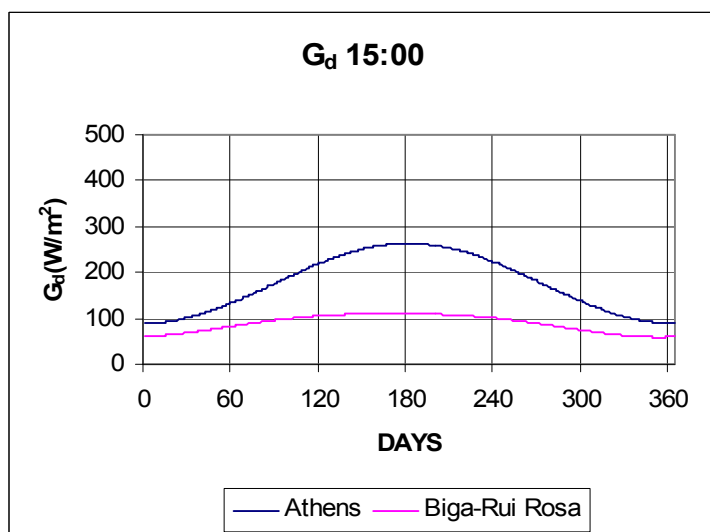
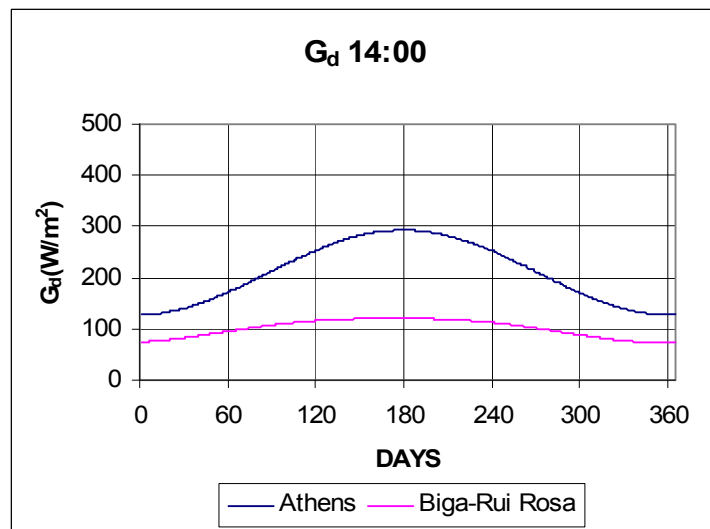
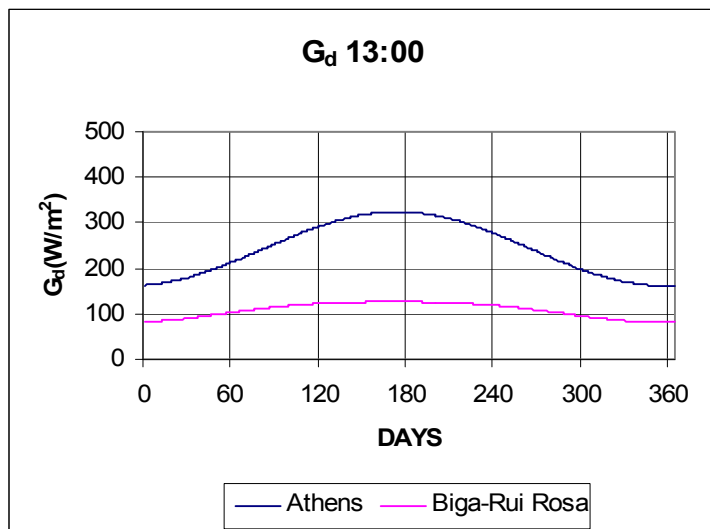


G_d 11:00



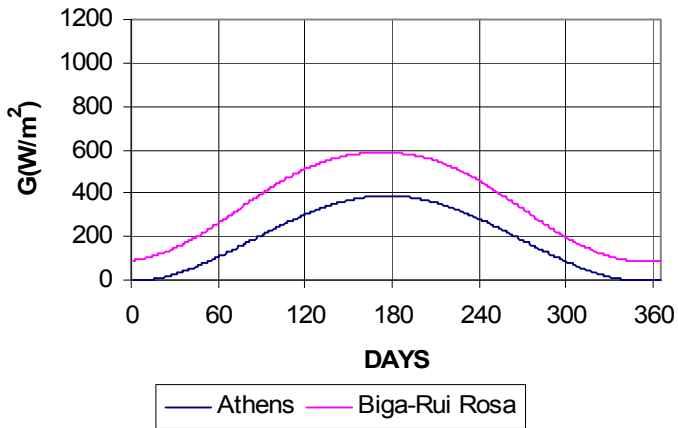
G_d 12:00



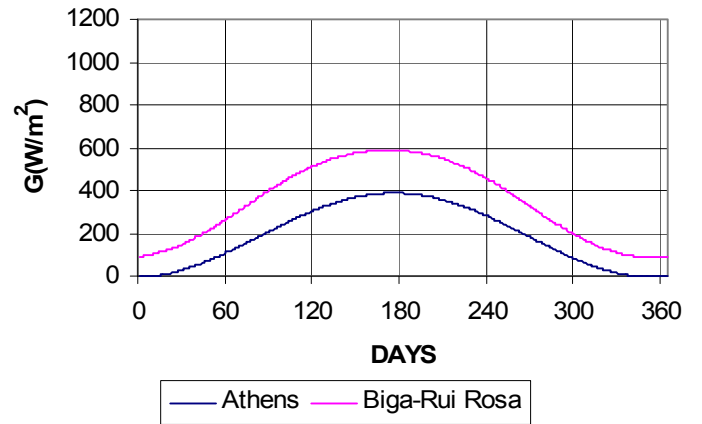


Σχήμα 4.1β: Μέση στιγμιαία διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...17$ εν συγκρίσει με το μοντέλο των A.J.Biga και Rui Rosa

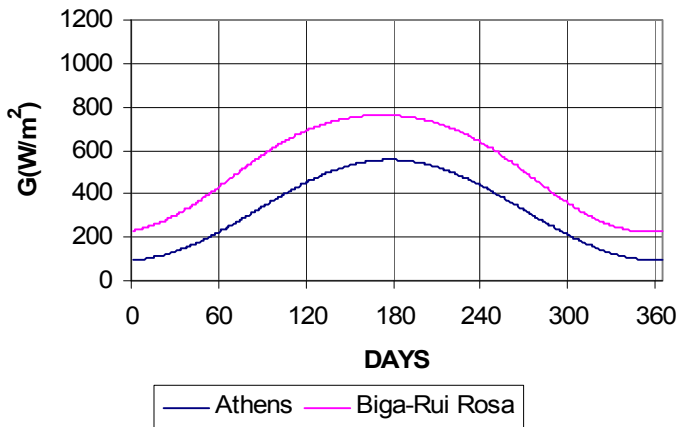
G 7:00



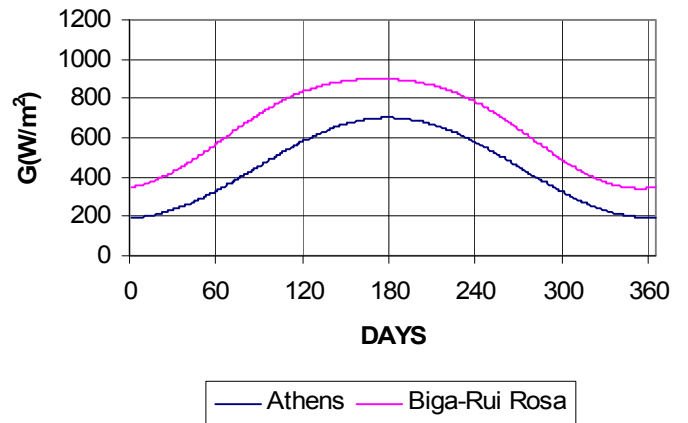
G 8:00



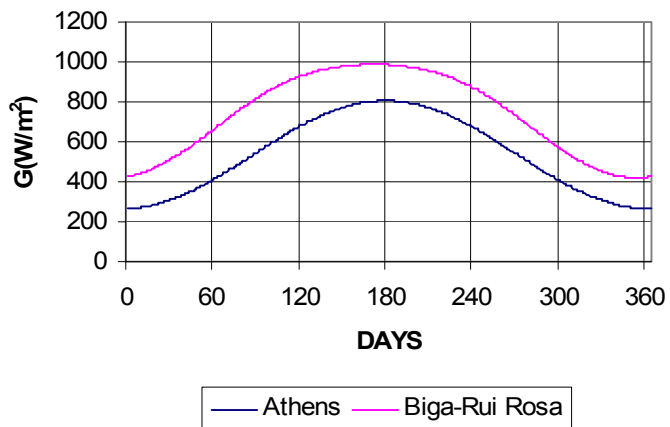
G 9:00



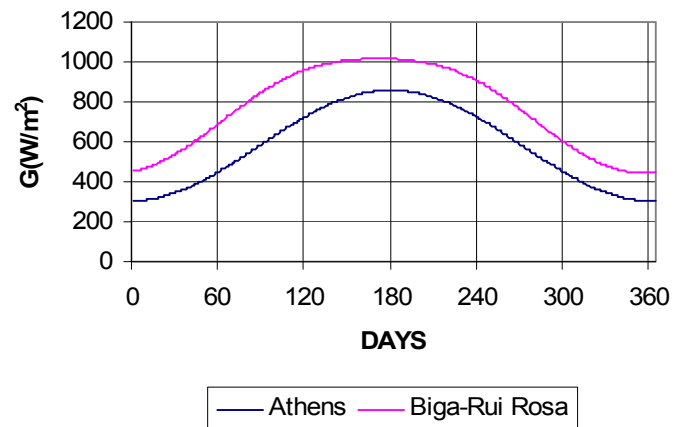
G 10:00

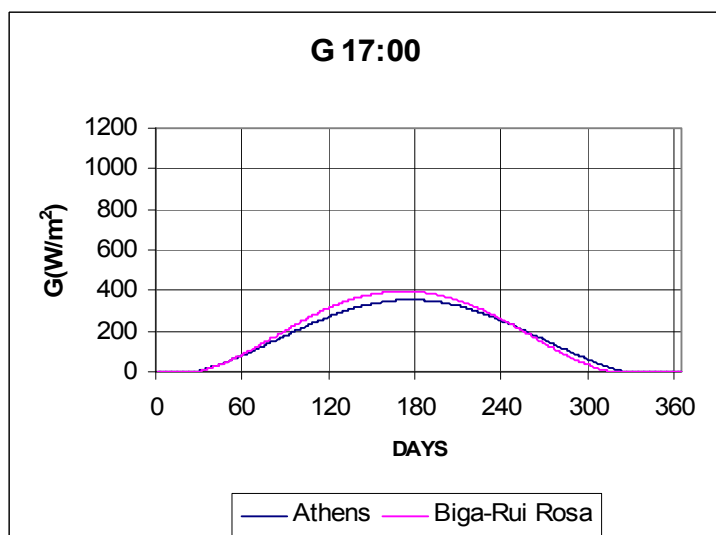
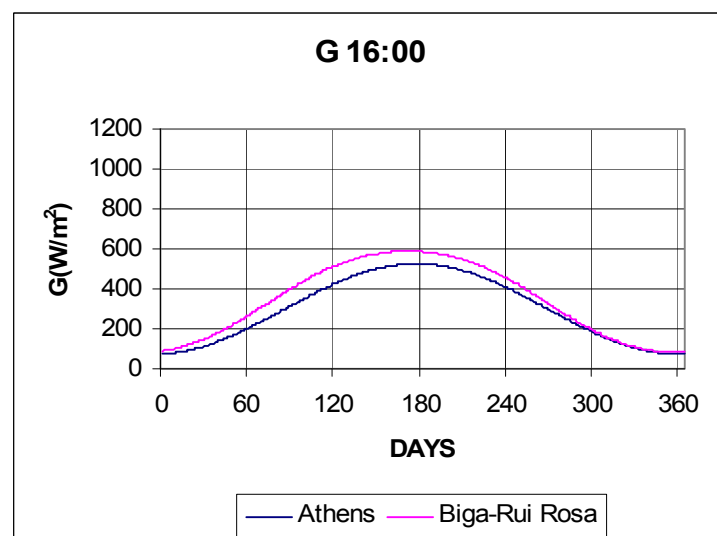
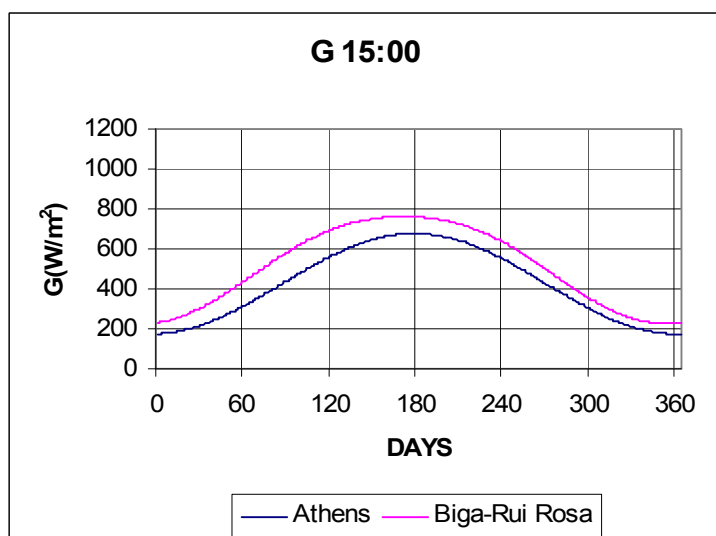
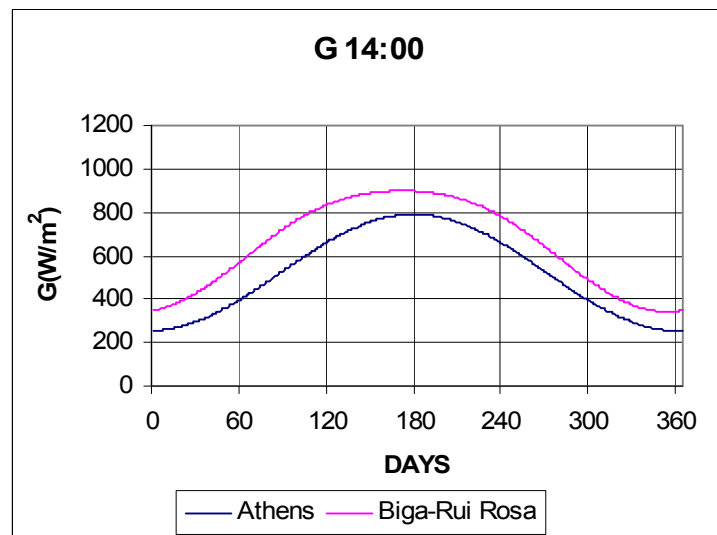
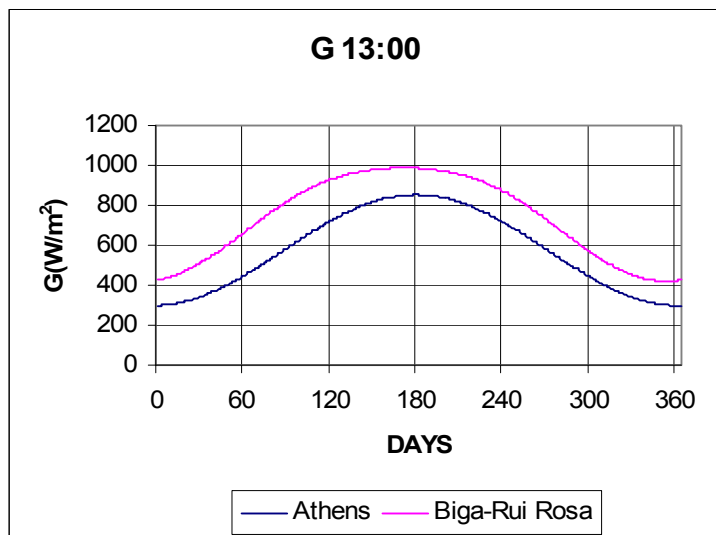


G 11:00



G 12:00





Σχήμα 4.1γ: Μέση στιγμιαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8\dots17$ εν συγκρίσει με το μοντέλο των A.J.Biga και Rui Rosa

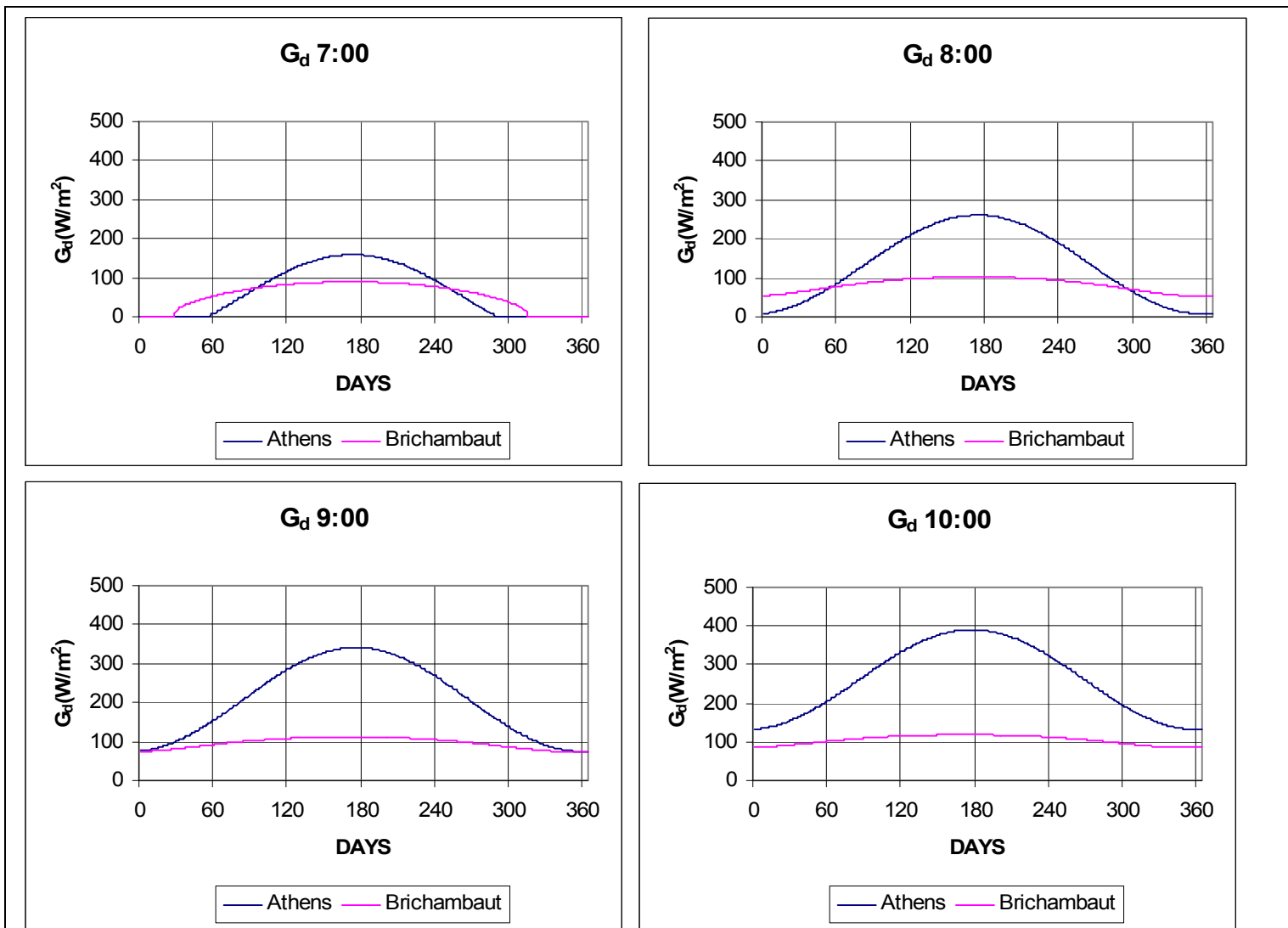
Όπως φαίνεται από τα σχήματα 4.1α , 4.1β , και 4.1γ το μοντέλο των A.J.Biga και Rui Rosa δε μπορεί να προσεγγίσει τις μετρούμενες τιμές της περιοχής των Αθηνών με εξαίρεση την προσέγγιση που αφορά τις απογευματινές ώρες του τύπου που υπολογίζει την ολική ακτινοβολία.

Ο Brichambaut [4.4] για τη Γαλλία πρότεινε δύο παρόμοιες σχέσεις (W / m^2) :

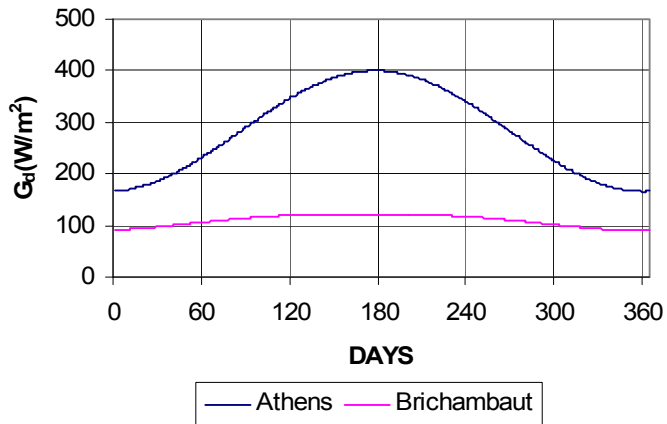
$$G_{cd} = 125 \cdot [\sin(90^\circ - \theta_z)]^{0,4} \quad (4.9)$$

$$G_c = 1080 \cdot [\sin(90^\circ - \theta_z)]^{1,22} \quad (4.10)$$

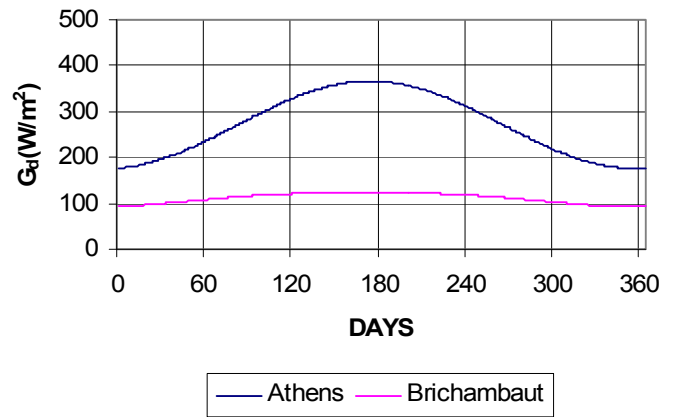
Εφόσον και αυτές οι σχέσεις μπορούν να χρησιμοποιηθούν και για συννεφιασμένο ουρανό μπορούμε να τις προσαρμόσουμε (όπως και στην περίπτωση του μοντέλου των A.J.Biga και Rui Rosa) στα δεδομένα της Αθήνας και να τα συγκρίνουμε με τα αντίστοιχα πειραματικά δεδομένα:



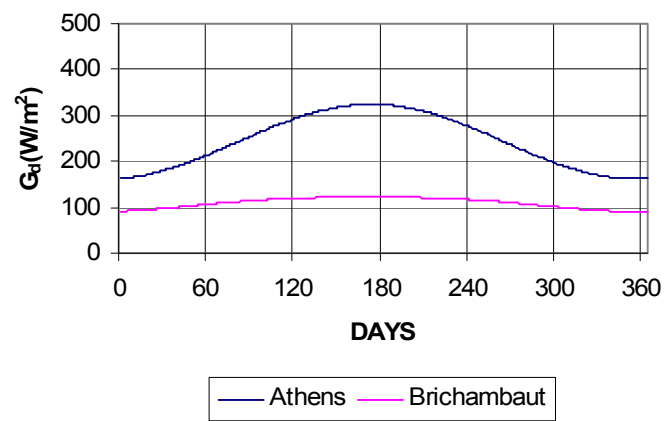
G_d 11:00



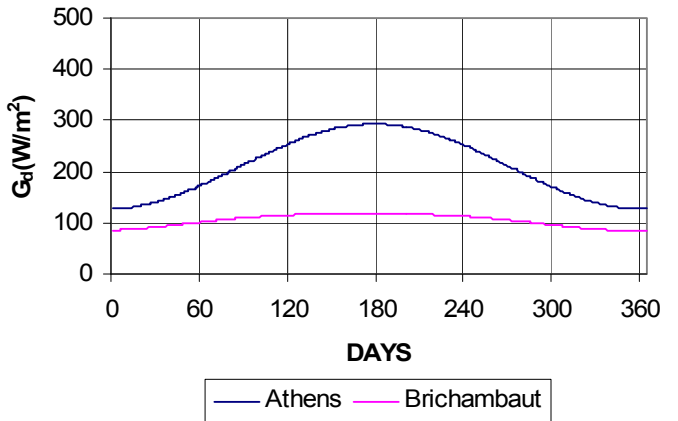
G_d 12:00

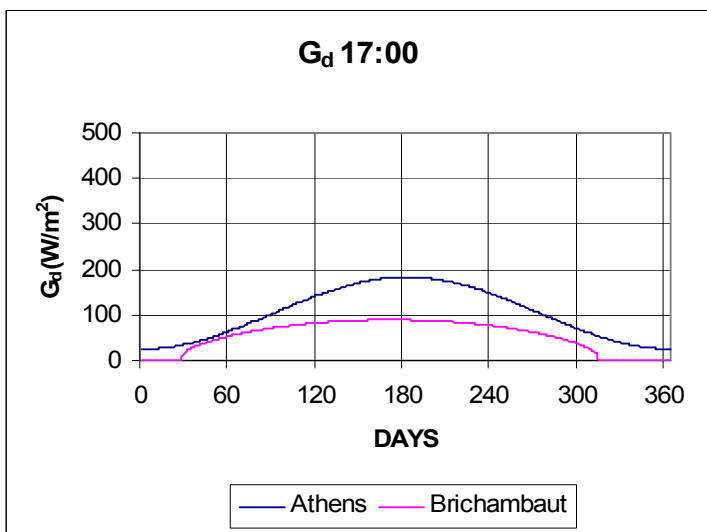
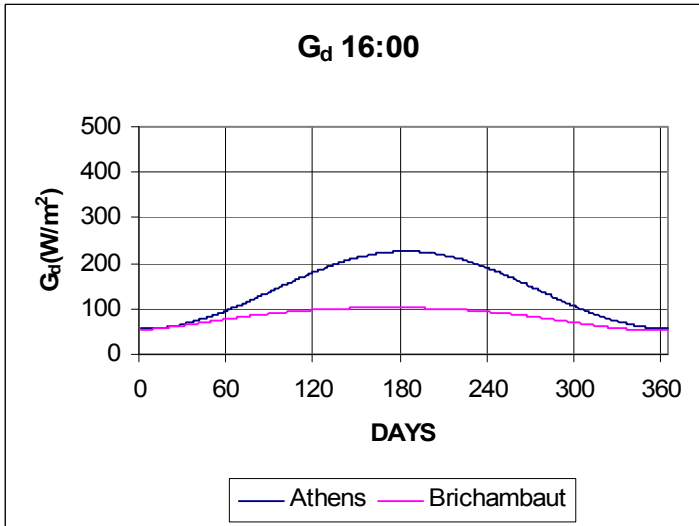
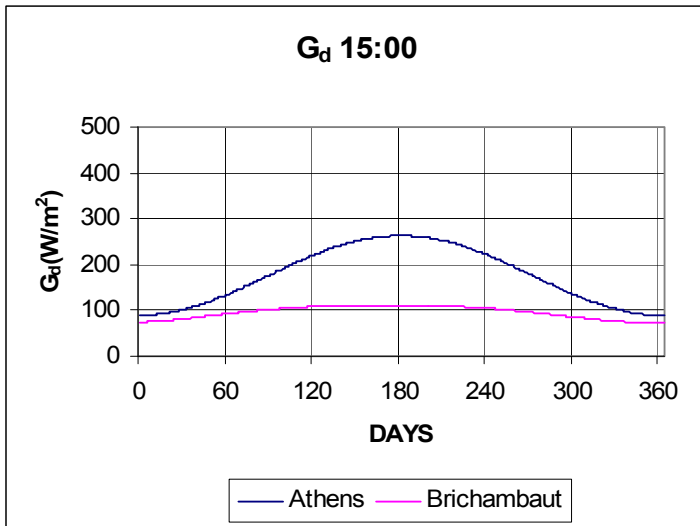


G_d 13:00



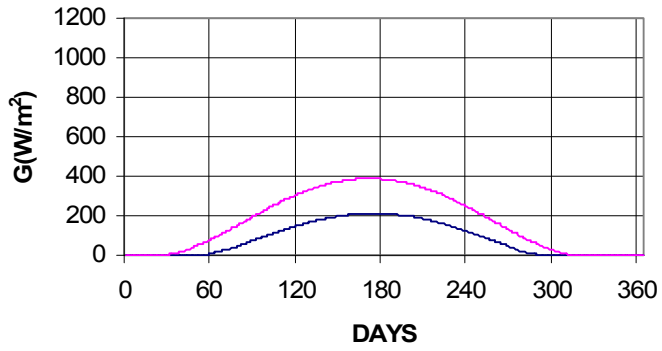
G_d 14:00





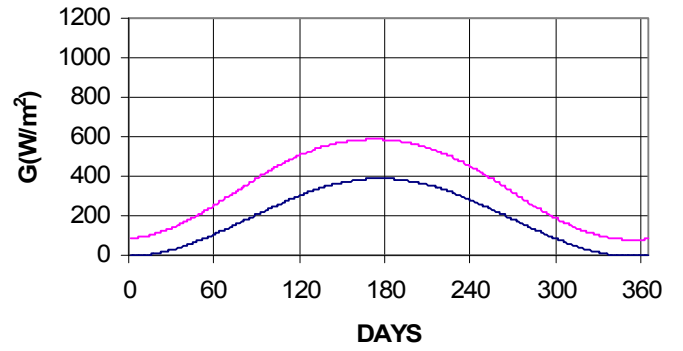
Σχήμα 4.2α: Μέση στιγμιαία διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...17$ εν συγκρίσει με το μοντέλο του Brichambaut

G 7:00



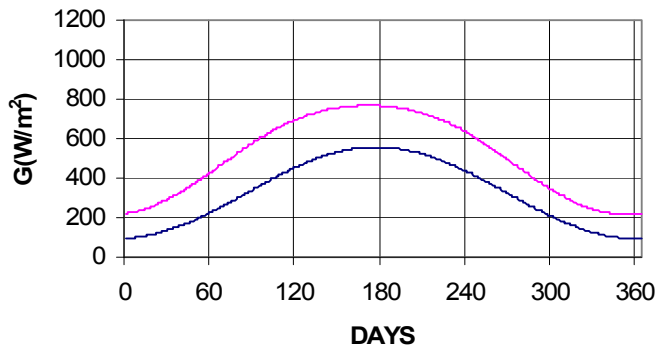
— Athens — Brichambaut

G 8:00



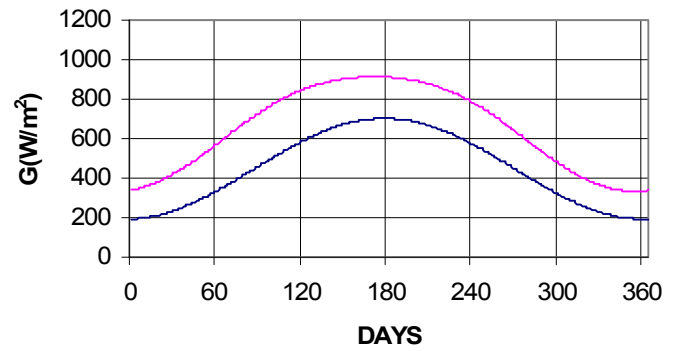
— Athens — Brichambaut

G 9:00



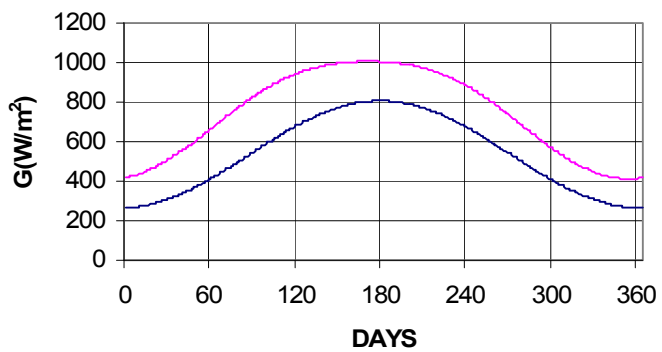
— Athens — Brichambaut

G 10:00



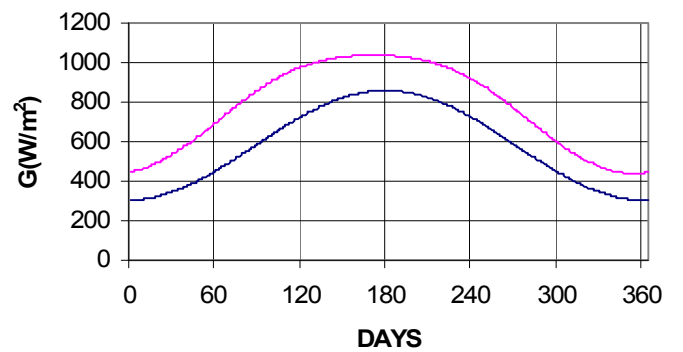
— Athens — Brichambaut

G 11:00

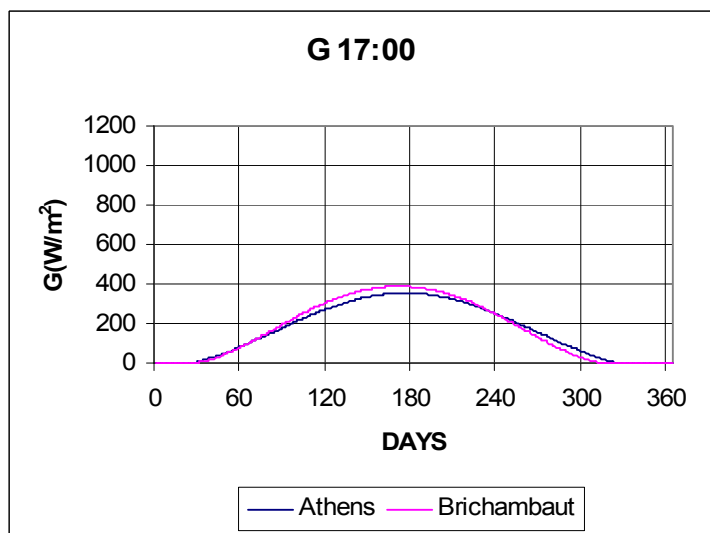
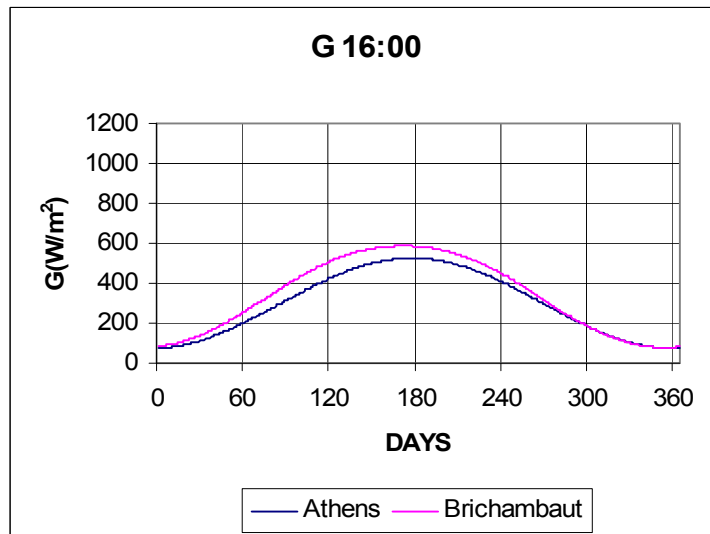
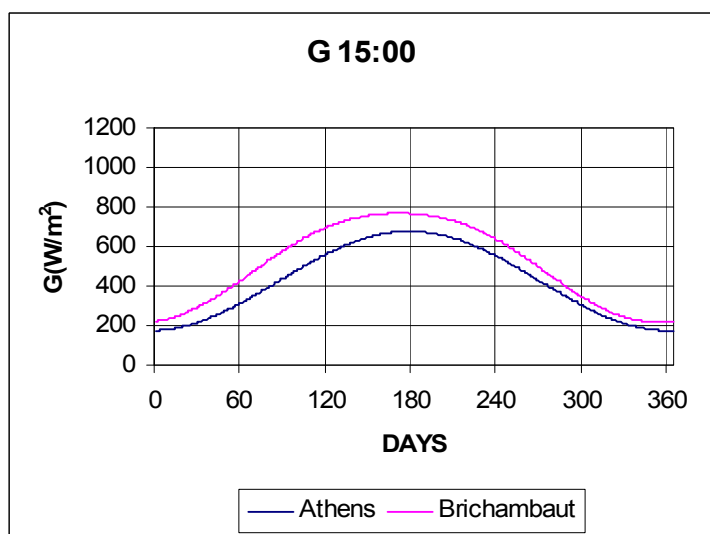
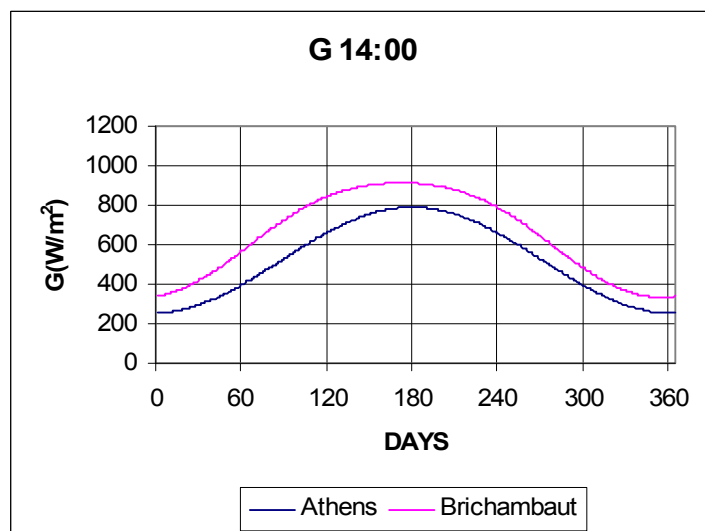
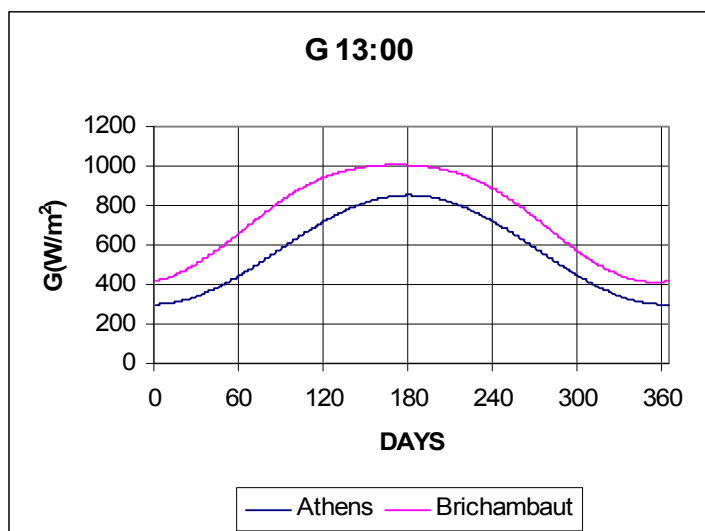


— Athens — Brichambaut

G 12:00



— Athens — Brichambaut



Σχήμα 4.2β: Μέση στιγμιαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...17$ εν συγκρίσει με το μοντέλο του Brichambaut

Μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι ούτε αυτές οι σχέσεις πραγματοποιούν ικανοποιητικές προσεγγίσεις με εξαίρεση την προσέγγιση που αφορά τις απογευματινές ώρες του τύπου που υπολογίζει την ολική ακτινοβολία.

Μία άλλη σχέση που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της έντασης της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας είναι η εξής :

$$G = A \cdot \sin(90^\circ - \theta_z) + B \quad (W / m^2) \quad (4.11)$$

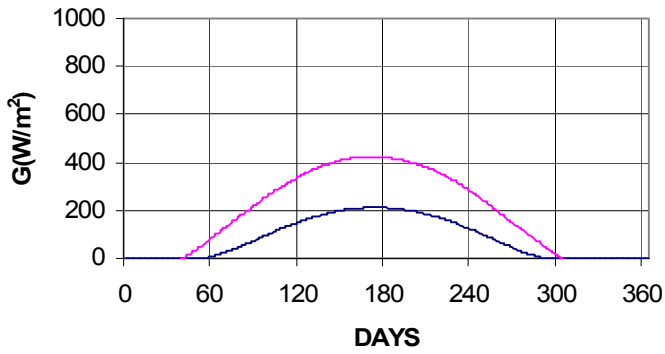
όπου A , B εμπειρικοί συντελεστές που εξαρτώνται από τη θολότητα της ατμόσφαιρας και $90^\circ - \theta_z$ το ηλιακό ύψος. Στον παρακάτω Πίνακα δίνονται οι τιμές των A , B όπως τις υπολόγισαν οι καθηγητές Σασαμάνογλου και Μακρόγιαννης [4.5] για την περιοχή της Θεσσαλονίκης για όλους τους μήνες του χρόνου:

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2

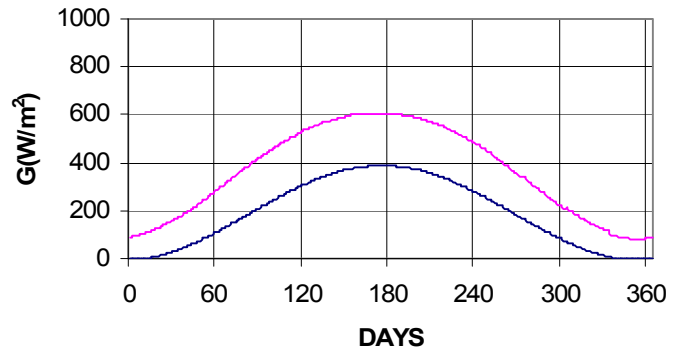
ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ	A_{high}	B_{high}	A_{mean}	B_{mean}	A_{low}	B_{low}
Ιανουάριος	995	-48	1102	-47	1156	-12
Φεβρουάριος	913	-37	1061	-43	1177	-15
Μάρτιος	880	-41	1050	-39	1184	-11
Απρίλιος	872	-41	1045	-37	1158	-10
Μάιος	875	-43	1051	-35	1170	-15
Ιούνιος	878	-42	1056	-34	1171	-13
Ιούλιος	878	-42	1062	-36	1144	-12
Αύγουστος	871	-38	1064	-35	1180	-15
Σεπτέμβριος	906	-45	1083	-42	1194	-19
Οκτώβριος	983	-44	1106	-40	1256	-14
Νοέμβριος	932	-47	1163	-42	1244	-15
Δεκέμβριος	886	-50	1094	-46	1253	16

Μπορεί το μοντέλο αυτό να αφορά συνθήκες αίθριας ατμόσφαιρας στη Θεσσαλονίκη , αξίζει όμως το κόπο να συγκρίνουμε τα αποτελέσματά του με τα μετεωρολογικά δεδομένα των Αθηνών για συννεφιασμένο ουρανό μιας και οι δύο πόλεις βρίσκονται σχετικά κοντά μεταξύ τους. Αρχικά χρησιμοποιούνται οι μέσες τιμές των συντελεστών A , B και τα αποτελέσματα της σύγκρισης παρουσιάζονται στο παρακάτω σχήμα:

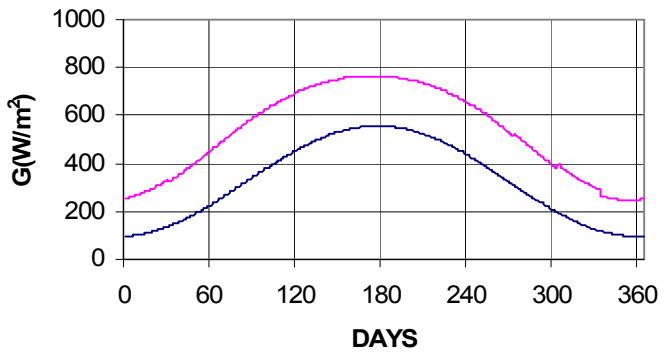
G 7:00



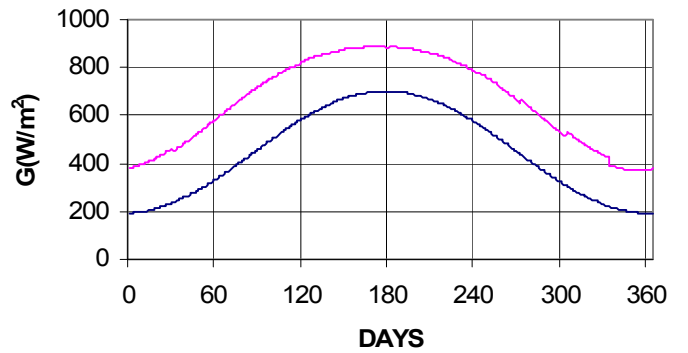
G 8:00



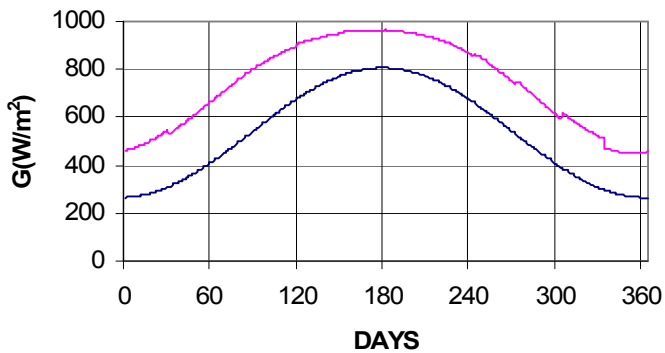
G 9:00



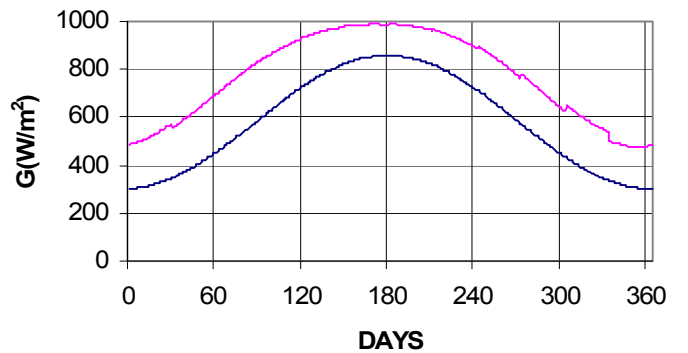
G 10:00

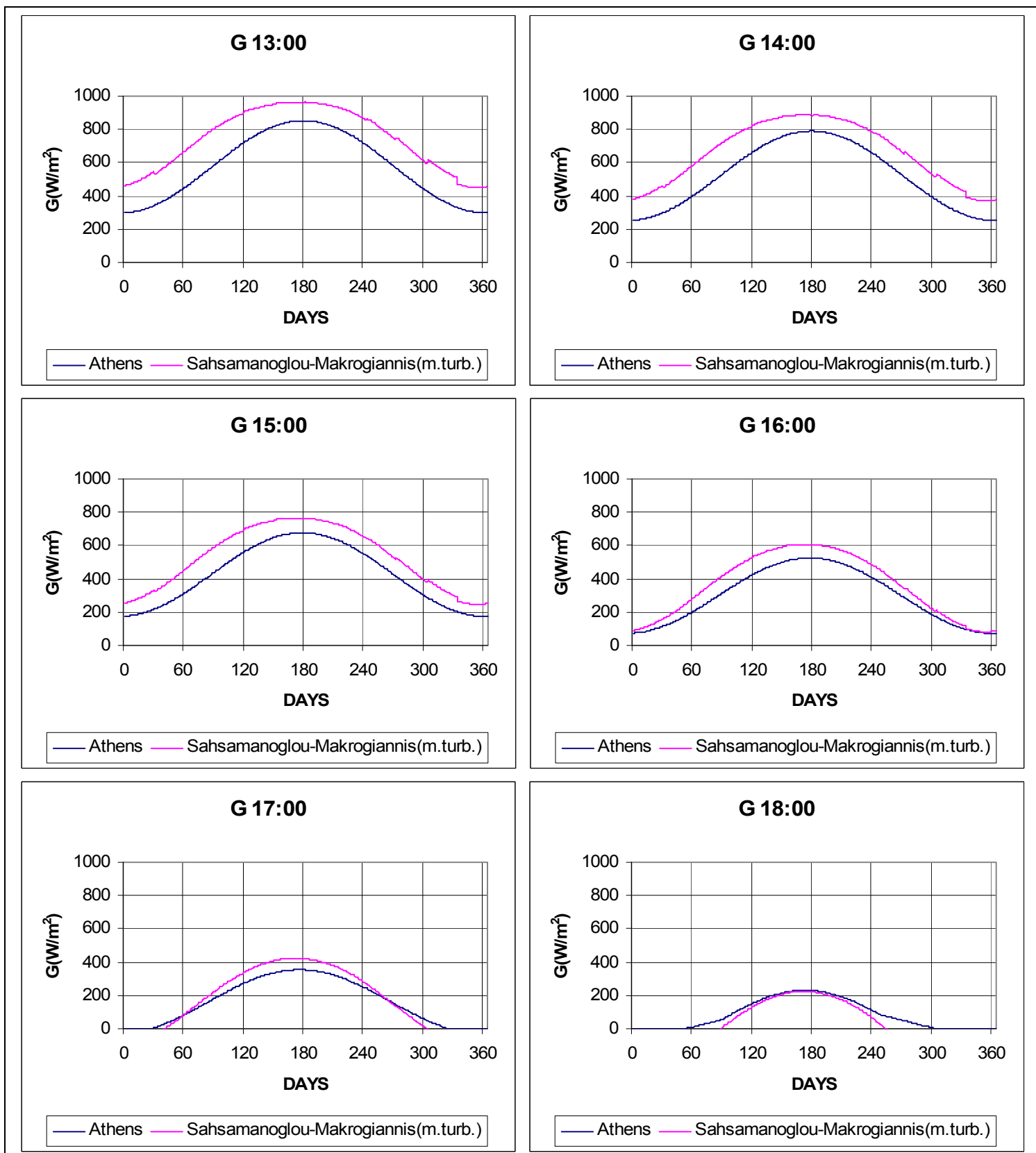


G 11:00



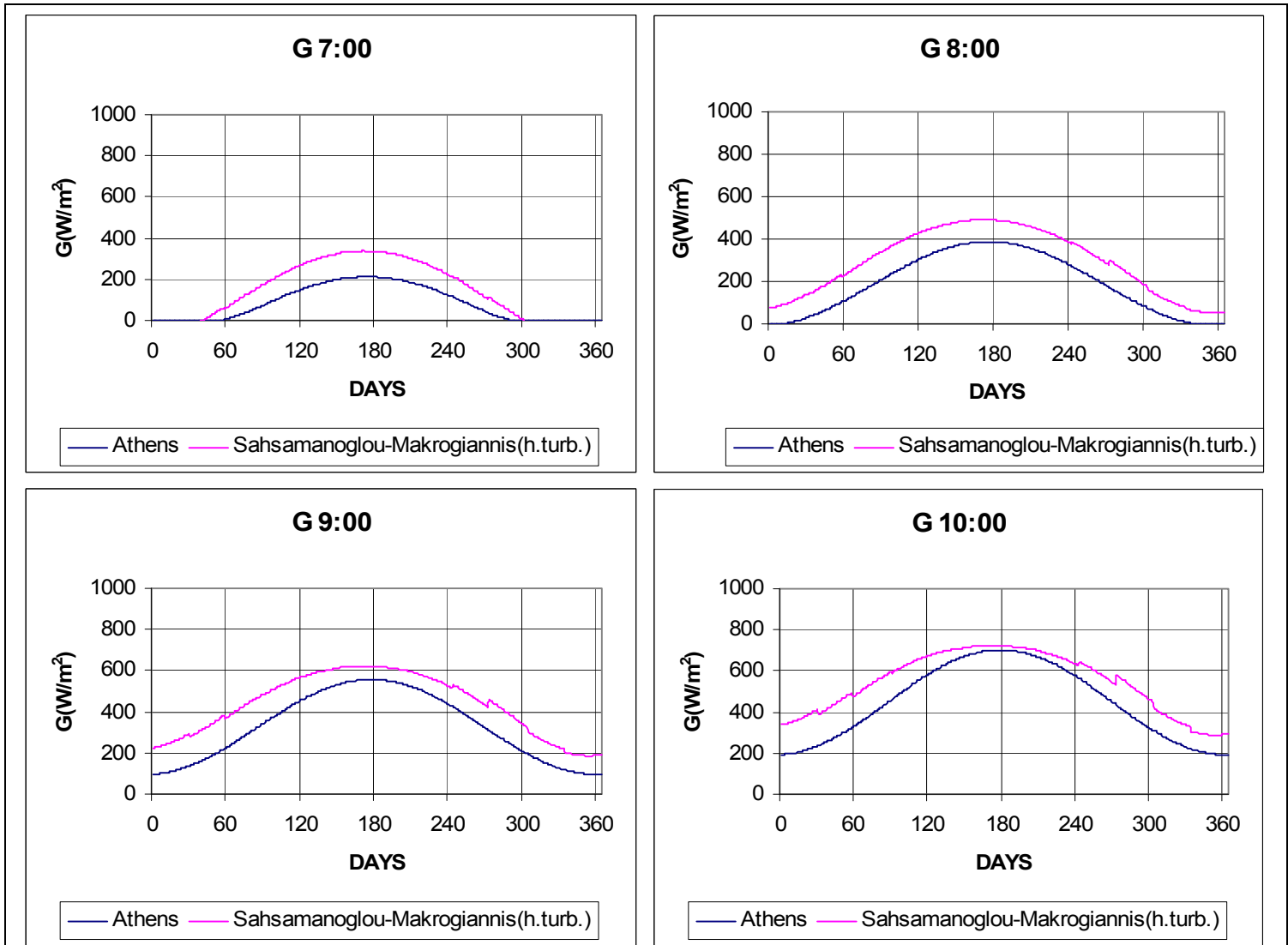
G 12:00



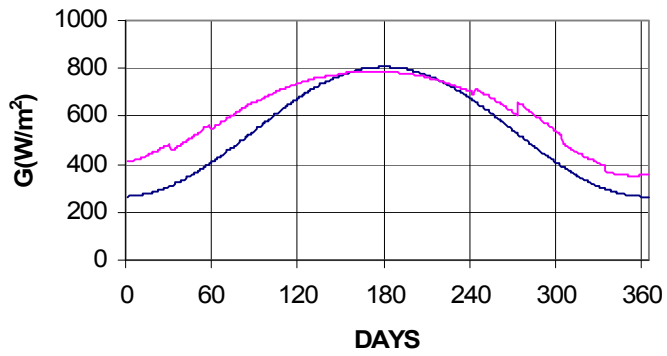


Σχήμα 4.3α : Μέση στιγμιαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...18$ εν συγκρίσει με το μοντέλο Σασαμάνογλου-Μακρόγιαννη για μέση θολότητα

Παρατηρούμε ότι οι τιμές του μοντέλου Σασαμάνογλου-Μακρόγιαννη για αίθρια ατμόσφαιρα που χρησιμοποιεί μέσες τιμές των εμπειρικών συντελεστών θολότητας είναι λίγο μεγαλύτερες από τα πειραματικά δεδομένα των Αθηνών. Δε χάνουμε τίποτα να δοκιμάσουμε το μοντέλο Σασαμάνογλου-Μακρόγιαννη χρησιμοποιώντας αυτή τη φορά τους εμπειρικούς συντελεστές υψηλής θολότητας προκειμένου να μειωθούν οι τιμές των εξαγόμενων αποτελεσμάτων του μοντέλου. Τα αποτελέσματα δείχνουν ικανοποιητικά με εξαίρεση τις πρωινές ώρες (σχήμα 4.3β):

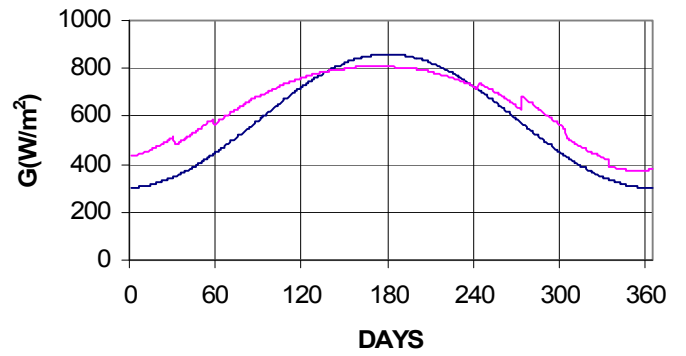


G 11:00



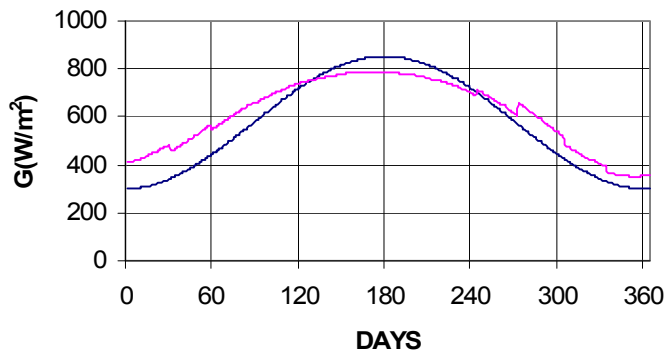
— Athens — Sahsamanoğlu-Makrogiannis(h.turb.)

G 12:00



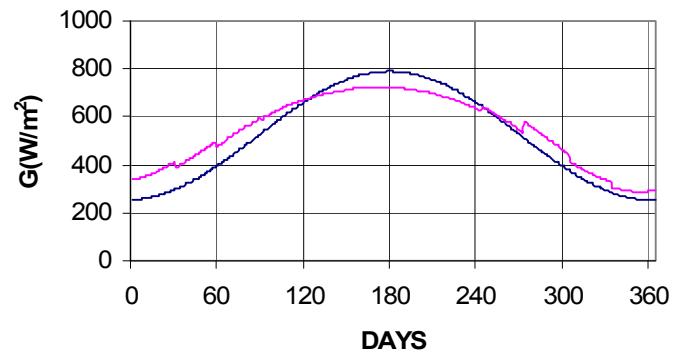
— Athens — Sahsamanoğlu-Makrogiannis(h.turb.)

G 13:00

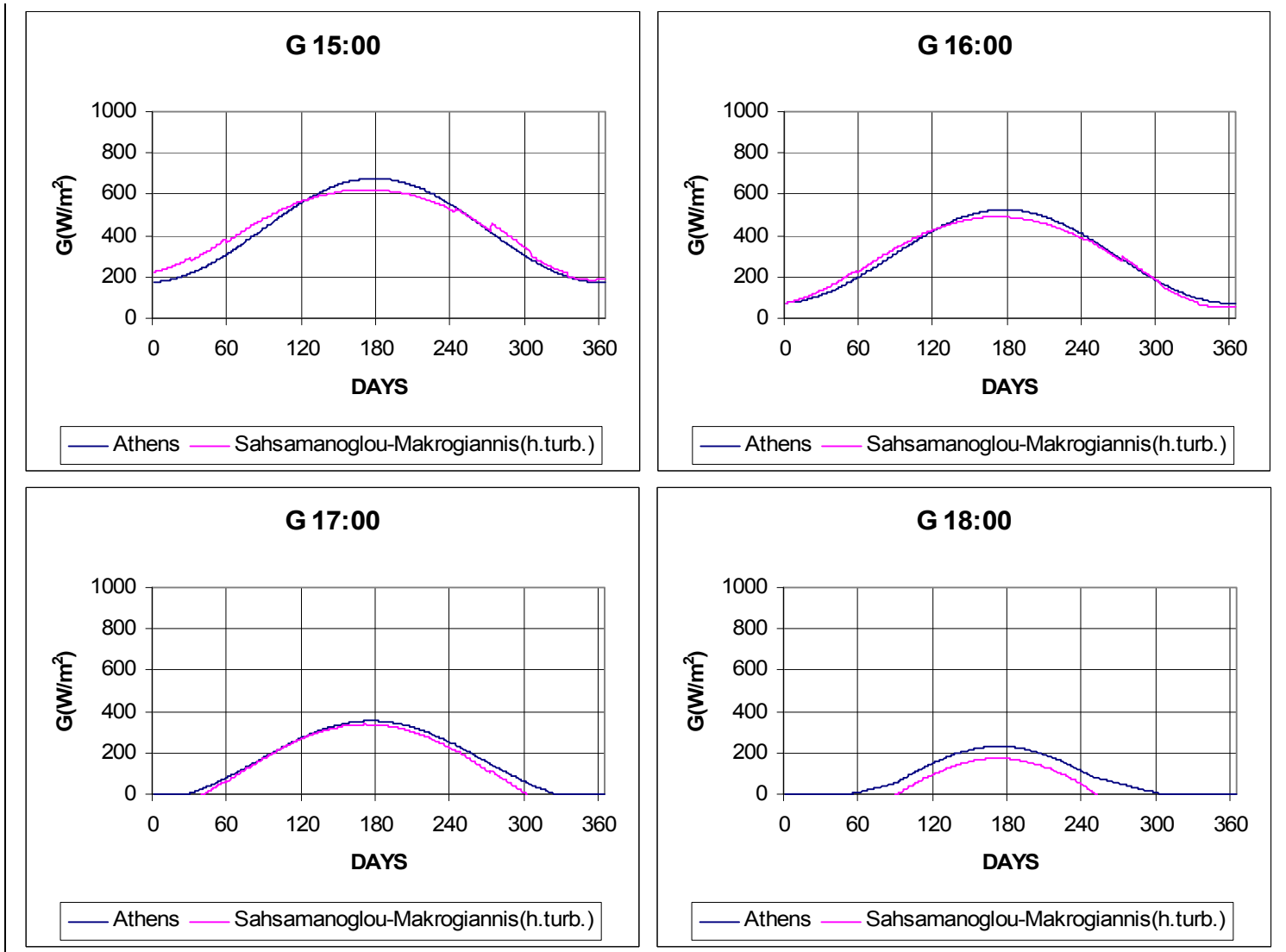


— Athens — Sahsamanoğlu-Makrogiannis(h.turb.)

G 14:00



— Athens — Sahsamanoğlu-Makrogiannis(h.turb.)



Σχήμα 4.3β: Μέση στιγμιαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...18$ εν συγκρίσει με το μοντέλο Σασαμάνογλου-Μακρόγιαννη για υψηλή θολότητα

Στον παρακάτω Πίνακα δίνονται ενδεικτικά οι τιμές των A , B για διάφορες περιοχές του κόσμου:

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.3

Location	A	B
Boston	1098	-65
N.Atlantic	1100	-50
Harrogate	990	-30
Hamburg	910	-30
De Bilt	1041	-69

Η ASHRAE[4.6] βασιζόμενη σε αναλύσεις Αμερικανικών στατιστικών δεδομένων πρότεινε μια μέθοδο για τον υπολογισμό της ολικής και διάχυτης ωριαίας ακτινοβολίας οριζοντίου επιπέδου κάτω από αίθριες συνθήκες. Οι σχέσεις αυτές βασίζονται στο εκθετικό μαθηματικό μοντέλο κατά το οποίο η άμεση ακτινοβολία μειώνεται καθώς αυξάνεται η απόσταση που διανύει μέσα στην ατμόσφαιρα. Η ολική ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας, G_c , που προσπίπτει σε μια οριζόντια επιφάνεια στη γη, όπως προαναφέρθηκε, είναι:

$$G_c = G_{cb} + G_{cd} \quad (4.12)$$

με την άμεση ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας να δίνεται από τον τύπο:

$$G_{cb} = G_{cbn} \cdot \cos \theta_z \quad (4.13)$$

, όπου G_{cbn} η άμεση ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας καθέτου επιπέδου στη διεύθυνση των ηλιακών ακτίνων και θ_z η γωνία ζενίθ. Οπότε έχουμε:

$$G_c = G_{cbn} \cdot \cos \theta_z + G_{cd} \quad (4.14)$$

Η ASHRAE [4.6]λοιπόν πρότεινε το εξής εκθετικό μαθηματικό μοντέλο:

$$G_{cbn} = A \cdot \exp\left(\frac{-B}{\cos \theta_z}\right) \text{ και} \quad (4.15)$$

$$G_{cd} = C \cdot G_{cbn} \quad (4.16)$$

όπου οι τιμές των συντελεστών A, B και C προσδιορίζονται σε μηνιαία βάση. Οι τιμές τους μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια του έτους λόγω των αλλαγών στα επίπεδα της σκόνης και της υγρασίας της ατμόσφαιρας αλλά και της μεταβολής της

απόστασης ηλίου-γης. Οι Threlkeld και Jordan υπολόγισαν τις τιμές των συντελεστών A, B και C , ο Iqbal τις διόρθωσε και τα αποτελέσματα φαίνονται στον παρακάτω πίνακα:

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.4

	$A(W / m^2)$	B	C
Ιανουάριος 21	1202	0,141	0,103
Φεβρουάριος 21	1187	0,142	0,104
Μάρτιος 21	1184	0,149	0,109
Απρίλιος 21	1130	0,164	0,12
Μάιος 21	1106	0,177	0,13
Ιούνιος 21	1092	0,185	0,137
Ιούλιος 21	1093	0,186	0,138
Αύγουστος 21	1107	0,182	0,134
Σεπτέμβριος 21	1136	0,165	0,121
Οκτώβριος 21	1136	0,152	0,111
Νοέμβριος 21	1190	0,144	0,106
Δεκέμβριος 21	1204	0,141	0,103

Οι S. Barbaro , S.Coppolino , C. Leone και E.Sinagra[4.7] πρότειναν και αυτοί το δικό τους μοντέλο. Η εξασθένηση της στιγμιαίας άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας αίθριας ατμόσφαιρας μπορεί να περιγραφεί από τον εξής εκθετικό νόμο :

$$G_{cb} = Ae^{-B \cdot m} \quad (4.17)$$

όπου m η αέριος μάζα , A η σταθερά ηλιακής ακτινοβολίας όταν m=0 και B η ατμοσφαιρική απορρόφηση για υποτιθέμενη μονοχρωματική ακτινοβολία. Οι τιμές των A , B στηρίζονται σε αρκετά πολύπλοκους υπολογισμούς και για αυτό ο Cole πρότεινε μια σχέση που αποφεύγει τους υπολογισμούς αυτούς :

$$\frac{G_{cb}}{G_o} = \exp[a_1 + b_1 \ell - a_3(d - 400)] \cdot \exp\{-[a_2 + b_2 \ell + b_3(d - 400)m]\} \quad (4.18)$$

όπου G_o η στιγμιαία ηλιακή ακτινοβολία εκτός ατμοσφαιράς και ℓ το καθιζήσιμο βάθος νερού για υποτιθέμενη περιεκτικότητα σε σκόνη $d=400 \text{ particles/cm}^3$. Θεωρώντας ότι η αέριος μάζα κυμαίνεται από 1 έως 5 , οι συντελεστές $a_1, a_2, a_3, b_1, b_2, b_3$ λαμβάνονται :

$$\begin{aligned} a_1 &= -0,13491 & a_2 &= 0,13708 & a_3 &= 0,368 \cdot 10^{-4} \\ b_1 &= -0,00428 & b_2 &= 0,00261 & b_3 &= 1,131 \cdot 10^{-4} \end{aligned}$$

Ο υπολογισμός του ℓ απαιτεί τη γνώση της περιεκτικότητας σε υδρατμούς:

$$\delta(h) = \delta_o \cdot \exp\left(-\frac{h}{H} - Bh^2\right) \quad (4.19)$$

όπου δ_o η περιεκτικότητα σε g/m^3 του αέρα σε υδρατμούς στο επίπεδο της θάλασσας και h το υψόμετρο της υπ' όψιν τοποθεσίας σε χιλιόμετρα (km) . Είναι γενικά αποδεκτό ότι $H = 2\text{km}$ και $B = 0$. Από την ολοκλήρωση της τελευταίας σχέσης προκύπτει ότι :

$$\ell = \int_h^{\infty} \delta(y) \cdot dy = 2 \cdot \delta(h) \quad (4.20)$$

Στο επίπεδο της θάλασσας ($h = 0$) είναι:

$$\ell = 2\delta_o \quad (4.21)$$

με το δ_o να υπολογίζεται από τον τύπο :

$$\delta_o = m^* \phi \quad (4.22)$$

όπου ϕ η σχετική υγρασία (%) και m^* η πυκνότητα των κορεσμένων υδρατμών. Η ημερήσια άμεση ηλιακή ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας μπορεί να υπολογιστεί:

$$H_{cb} = \int_{t_1}^{t_2} G_{cb} \cdot \cos(90^\circ - \theta_z) dt \quad (4.23)$$

με τα όρια ολοκλήρωσης t_1, t_2 να είναι αντίστοιχα η ώρα ανατολής και η ώρα δύσης του ηλίου και θ_z η γωνία ζενίθ. Η ημερήσια άμεση ηλιακή ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας , όμως , μειώνεται με την παρουσία νεφών:

$$H_b = K \cdot H_{cb} \quad (4.24)$$

όπου K συντελεστής που εξαρτάται από την παράμετρο C που χαρακτηρίζει τη νεφοκάλυψη του ουρανού. Ο συντελεστής K μπορεί να προσδιοριστεί και από το λόγο $\frac{n}{N}$ αν δεν υπάρχουν αξιόπιστα στατιστικά δεδομένα για τον όρο C . Η ηλιακή ακτινοβολία φτάνει στην επιφάνεια της γης ως αποτέλεσμα πολλαπλών ανακλάσεων. Υποθέτοντας ότι η απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας συμβαίνει πριν το διασκορπισμό μπορεί να γραφτεί ότι :

$$G_{cw} = G_o - G_{ca} \quad (4.25)$$

όπου G_{ca} η ηλιακή ακτινοβολία που απορροφάται από τους υδρατμούς αίθριας ατμόσφαιρας και G_{cw} η ακτινοβολία που εμπεριέχει την άμεσο αλλά και την ακτινοβολία που διασκορπίζεται. Από επεξεργασία στατιστικών δεδομένων και την παραδοχή ότι η απορρόφηση συμβαίνει κυρίως από τους υδρατμούς (H_2O) οι S. Barbaro , S.Corpolino , C. Leone και E.Sinagra κατέληξαν ότι:

$$G_{cw} = G_o \cdot 0,938 \cdot \exp(-0,0154m\ell) + 0,004 \cdot (m\ell)^{2,1} - 1,1086 \cdot 10^{-5} \cdot (m\ell)^3 + \frac{121,948(1+m\ell)}{[1+10 \cdot (m\ell)^2]} \quad (4.26)$$

όπου $m\ell$ το πραγματικό πάχος του στρώματος των καθιζήσιμων μορίων νερού εκφρασμένο σε mm H₂O και τα G_{cd}, G_o εκφρασμένα σε $\frac{cal}{cm^2 \cdot min}$. Έπειτα, μπορεί να υπολογιστεί η διάχυτη ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας οριζόντιας επιφάνειας από τον τύπο:

$$G_{cd} = K_z (G_{cw} - G_{cb}) \quad (4.27)$$

όπου K_z είναι μία εμπειρική σταθερά που εξαρτάται από το ηλιακό ύψος. Για ανακλαστικότητα εδάφους $\rho = 0,25$ μπορεί να υπολογιστεί ως:

$$K_z = 0,5 \cdot \cos(90^\circ - \theta_z) \quad (4.28)$$

Ολοκληρώνοντας προκύπτει η ημερήσια διάχυτη ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας;

$$H_{cd} = \int_{t_1}^{t_2} G_{cd} \cdot \cos(90^\circ - \theta_z) \cdot dt \quad (4.29)$$

Τελικά η ημερήσια διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου (απουσία νεφών) είναι:

$$H_d = H_{cd} \cdot \frac{n}{N} + k^* \left(1 - \frac{n}{N}\right) \cdot (H_{cd} + H_{cb}) \quad (4.30)$$

Ο συντελεστής k^* λαμβάνεται για διάφορα γεωγραφικά πλάτη από τον παρακάτω Πίνακα :

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.5

$\phi(^{\circ})$	0	5	10	15	20	25	30	35	40	45	50	55	60	65	70	75
k^*	0,35	0,34	0,34	0,33	0,33	0,32	0,32	0,32	0,33	0,34	0,35	0,38	0,4	0,45	0,5	0,55

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [4.1] H. Hottel :A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmosphere . *Solar Energy*18 129-134(1976)
 [4.2] B. Y. H. Liu and R. C . Jordan: The interrelationship and characteristics distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* 4 1-19(1960)

- [4.3]A.J.Biga and Rui-Rosa:Contribution to the study of the solar radiation climate of Lisbon. *Solar Energy* 23 61-67(1979)
- [4.4]C. P. de Brichambaut: Estimation des ressources energetiques solaires en France . *Supplement au Cahiers A.F.E.D.E.S.1* . Thermique et Industrie , Paris(1975)
- [4.5]H. S. Sahsamanglou and T.J.Makrogiannis : Empirical estimation of daily clear sky solar radiation in Thessaloniki , Greece. *Theor. Appl.Climatol.* 43 211-215(1991)
- [4.6]ASHRAE *Handbook of fundamentals* 385-413(1972)
- [4.7]S. Barbaro ,S. Coppolino , C. Leone and E. Sinagra . An atmospheric model for computing direct and diffuse solar radiation . *Solar radiation* 22 225-228(1979)

5.ΣΥΧΝΟΤΗΤΑ ΕΜΦΑΝΙΣΗΣ ΝΕΦΩΣΗΣ

Ορίζονται τα παρακάτω μεγέθη , τα οποία χαρακτηρίζουν τη διαύγεια της ατμόσφαιρας:

- Ωριαίος δείκτης αιθριότητας ονομάζεται ο λόγος της ωριαίας ολικής ακτινοβολίας I μιας οποιασδήποτε ώρας σε οριζόντιο επίπεδο στο έδαφος προς την ολική ωριαία ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο εκτός ατμοσφαιράς I_o κατά την ίδια ώρα:

$$k_T = \frac{I}{I_o} \quad (5.1)$$

- Ημερήσιος δείκτης αιθριότητας ονομάζεται ο λόγος της ημερήσιας ολικής ακτινοβολίας H μιας οποιασδήποτε μέρας σε οριζόντιο επίπεδο στο έδαφος προς την ολική ημερήσια ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο εκτός ατμοσφαιράς H_o κατά την ίδια ημέρα :

$$K_T = \frac{H}{H_o} \quad (5.2)$$

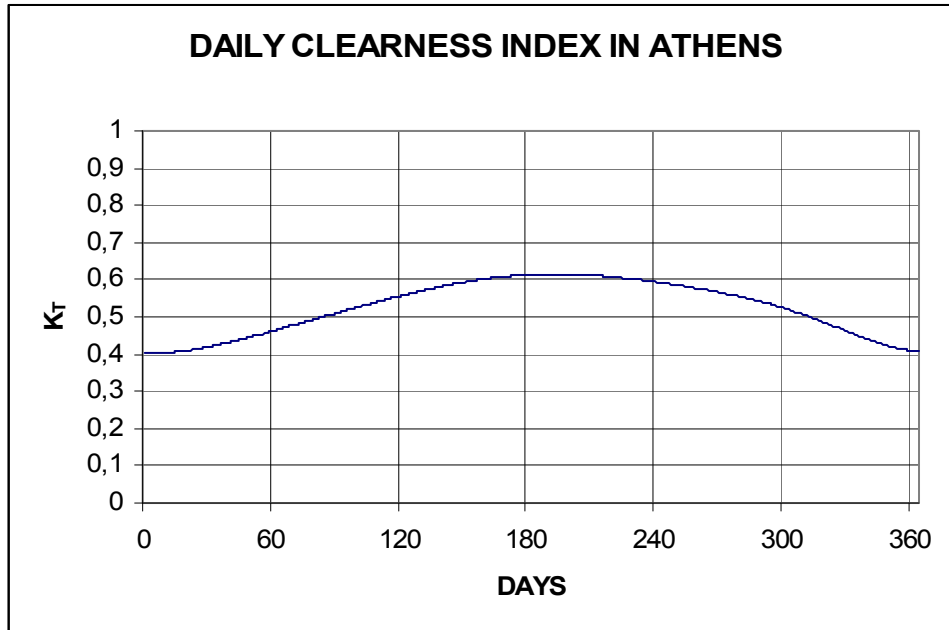
- Μέσος μηνιαίος δείκτης αιθριότητας \bar{K}_T ονομάζεται ο λόγος της μηνιαίας μέσης ολικής ακτινοβολίας ημέρας \bar{H} οριζοντίου επιπέδου προς τη μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας \bar{H}_o εκτός ατμοσφαιράς τον ίδιο μήνα σε οριζόντιο επίπεδο :

$$\bar{K}_T = \frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} \quad (5.3)$$

Ο Bendt[5.1] έχοντας στη διάθεσή του στοιχεία είκοσι χρόνων από ενενήντα σταθμούς στις Ηνωμένες Πολιτείες υπολόγισε ότι η ελάχιστη τιμή του ημερήσιου δείκτη αιθριότητας είναι:

$$K_{T,\min} = 0,05 \quad (5.4)$$

Στο σχήμα 5.1 έχει σχεδιασθεί ο ημερήσιος δείκτης αιθριότητας K_T των Αθηνών συναρτήσεως των ημερών του τυπικού έτους και ο οποίος υπολογίζεται ως εξής : Από τους τύπους 2.2 και 1.18 υπολογίζονται τα μεγέθη H και H_o αντιστοίχως για κάθε ημέρα του χρόνου και στη συνέχεια από τη σχέση 5.2 εύκολα βρίσκεται ο ημερήσιος δείκτης αιθριότητας K_T επίσης για κάθε ημέρα του χρόνου .



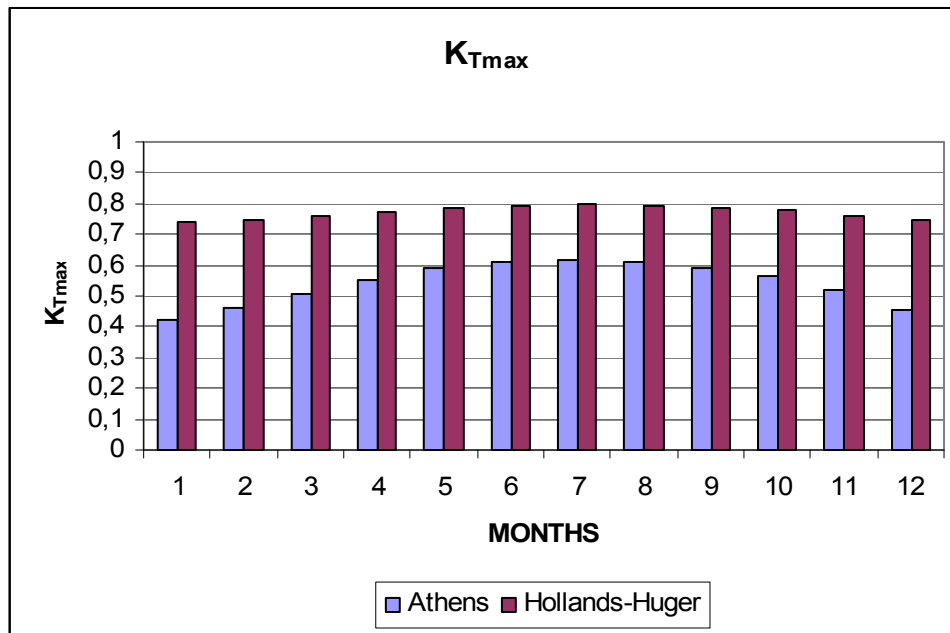
Σχήμα 5.1: Ημερήσιος δείκτης αιθριότητας Αττικού ουρανού συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους

Από το σχήμα 5.1 παρατηρούμε ότι ο τύπος του Bendt δεν ισχύει τουλάχιστον για την περιοχή των Αθηνών.

Οι Hollands και Huger (1983)[5.1] κατέληξαν στο ότι η μέγιστη τιμή του ημερήσιου δείκτη αιθριότητας μπορεί να υπολογιστεί από τον τύπο:

$$K_{T,max} = 0,6313 + 0,267\bar{K}_T - 11,9(\bar{K}_T - 0,75)^8 \quad (5.5)$$

όπου \bar{K}_T ο μέσος μηνιαίος δείκτης αιθριότητας. Μπορούμε να δοκιμάσουμε κατά πόσον ισχύει ο τύπος των Hollands και Huger στην Αθήνα. Αρχικά υπολογίζεται ο ημερήσιος δείκτης αιθριότητας K_T με τη διαδικασία που περιγράφηκε στα προηγούμενα και στη συνέχεια με τη βοήθεια του Πίνακα 1.1(από το n της μέσης μέρας) βρίσκουμε το μέσο μηνιαίο δείκτης αιθριότητας \bar{K}_T . Τέλος από τη σχέση 5.5 εξάγουμε τα αποτελέσματα του μοντέλου και τα συγκρίνουμε με τις πραγματικές τιμές (σχήμα 5.2):

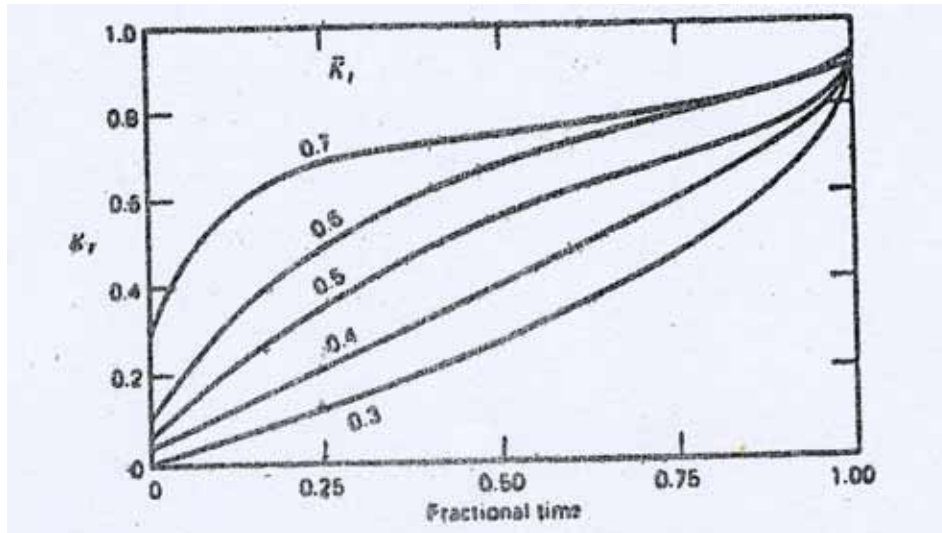


Σχήμα 5.2: Μέγιστος ημερήσιος δείκτης αιθριότητας Αττικού ουρανού για όλους του μήνες του έτους και σύγκρισή του με τα αποτελέσματα του μοντέλου των Hollands-Huger

Από το σχήμα 5.2 βλέπουμε ότι ο τύπος των Hollands-Huger δίνει πολύ μεγαλύτερες τιμές από τις πραγματικές και επομένως κρίνεται ακατάλληλος για χρήση, τουλάχιστον για την περιοχή των Αθηνών.

Σημειώνουμε ακόμα ότι οι δείκτες αιθριότητας είναι πολύ σημαντικά μεγέθη και χρησιμοποιούνται πολλές φορές στη συνέχεια της εργασίας. Η διαδικασία υπολογισμού τους είναι η ίδια, όπως περιγράφηκε προηγουμένως, μόνο που στην περίπτωση του ωριαίου δείκτη αιθριότητας χρησιμοποιούνται προφανώς οι σχέσεις 1.17, 2.1 πολλαπλασιασμένη βέβαια επί 3600s (ωριαίες τιμές) για την εύρεση των I_o και I αντιστοίχως (προσοχή στη 2.1 που δίνεται σε KW ενώ η 1.17 σε W).

Παρουσιάζει ενδιαφέρον να είναι γνωστή σε ένα τόπο η συχνότητα εμφάνισης καλών (δηλαδή με διαυγή ατμόσφαιρα, χωρίς νέφωση) και κακών ημερών. Έστω f το ποσοστό των ημερών του μηνός που έχουν ημερήσιο δείκτη αιθριότητας μικρότερο η ίσο μιας τιμής K_T . Οι Liu και Jordan (1960)[5.2] παρατήρησαν ότι διαφορετικοί τόποι που εμφανίζουν την ίδια τιμή \bar{K}_T , παρουσιάζουν σχεδόν πανομοιότυπες καμπύλες $f - K_T$. Υστερα από αυτή τη διαπίστωση αναπτύχθηκαν οι γενικευμένες καμπύλες $f - K_T$ για διάφορες τιμές του \bar{K}_T (σχήμα 5.3). Έτσι, π.χ. αν κάποιο κλίμα εμφανίζει $\bar{K}_T = 0,6$ τότε το $f = 19\%$ των ημερών θα έχουν ημερήσιο δείκτη αιθριότητας $K_T \leq 0,4$.



Σχήμα 5.3: Μεταβολή του k_T συναρτήσει του f για διάφορες τιμές του \bar{K}_T

Σύμφωνα με διαπιστώσεις των Whillier[5.3] το σχήμα μπορεί να χρησιμοποιηθεί με ικανοποιητική ακρίβεια και επί ωριαίας βάσης, θεωρώντας δηλαδή ως τεταγμένη τον ωριαίο δείκτη αιθριότητας k_T αντί του ημερήσιου K_T . Έτσι, π.χ. σε κάποιο τόπο με $\bar{K}_T = 0,4$, το $f = 49\%$ των ωρών θα έχουν ωριαίο δείκτη αιθριότητας $k_T \leq 0,4$.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [5.1] J. A. Duffie and W. A. Beckman : *Solar Engineering of thermal processes* (second edition) Wiley New York
- [5.2] B. Y. H. Liu and R. C. Jordan: The interrelationship and characteristics distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* 4 1-19(1960)
- [5.3] A. Whillier :The determination of hourly values of total solar radiation from daily summations. *Archiv. fur Meteorologic Geophysil und Bioklimatologie*. Viena Series B7 197 (1956)

6.ΑΝΑΛΥΣΗ ΩΡΙΑΙΑΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

Η ωριαία ολική ηλιακή ακτινοβολία I που προσπίπτει σε μια οριζόντια επιφάνεια στη γη είναι:

$$I = I_b + I_d \quad (6.1)$$

όπου I_b η ωριαία άμεση ηλιακή ακτινοβολία και I_d η ωριαία διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία.

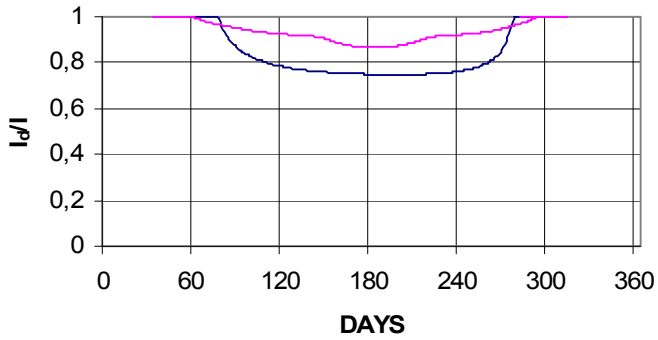
Οι περισσότεροι ερευνητές προσπαθούν να προσεγγίσουν το λόγο $\frac{I_d}{I}$ συναρτήσει του ωριαίου δείκτη αιθριότητας k_T . Τα πειραματικά μεγέθη I, I_d λαμβάνονται από τις εξισώσεις 2.1 και 2.4 αντίστοιχα πολλαπλασιασμένες επί 3600s . Το k_T που χρησιμοποιείται στα μοντέλα λαμβάνεται από τη διαίρεση των σχέσεων 2.1(επί 3600s) με την 1.17 (μετατροπή σε KJoule).

Οι Orgill και Hollands[6.1] το 1977 χρησιμοποιώντας μετεωρολογικά δεδομένα από σταθμούς στον Καναδά πρότειναν την παρακάτω σχέση :

$$\frac{I_d}{I} = \begin{cases} 1 - 0,249k_T & ,για \quad k_T < 0,35 \\ 1,557 - 1,84k_T & ,για \quad 0,35 < k_T < 0,75 \\ 0,177 & ,για \quad k_T > 0,75 \end{cases} \quad (6.2)$$

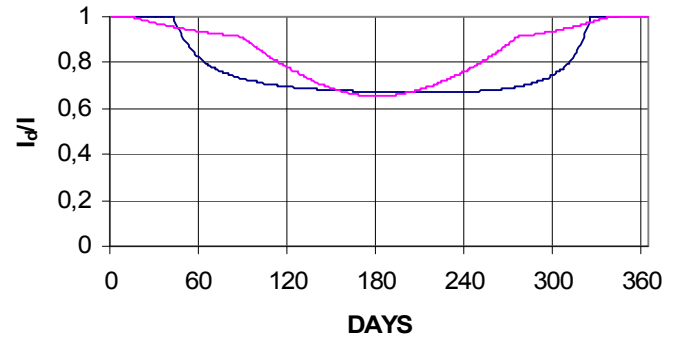
Στα σχήματα που ακολουθούν φαίνονται τα αποτελέσματα του μοντέλου αυτού για την Αθήνα , σε σύγκριση με τα πειραματικά δεδομένα της περιοχής των Αθηνών:

I_d/I 7:00



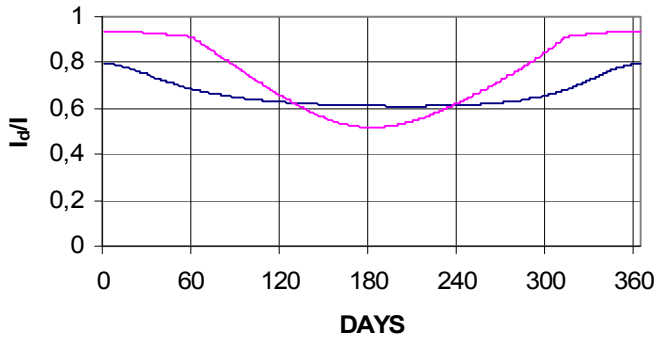
— Athens — Orgill-Hollands

I_d/I 8:00



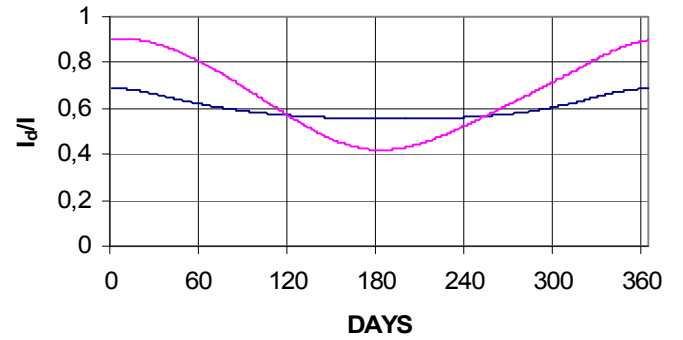
— Athens — Orgill-Hollands

I_d/I 9:00



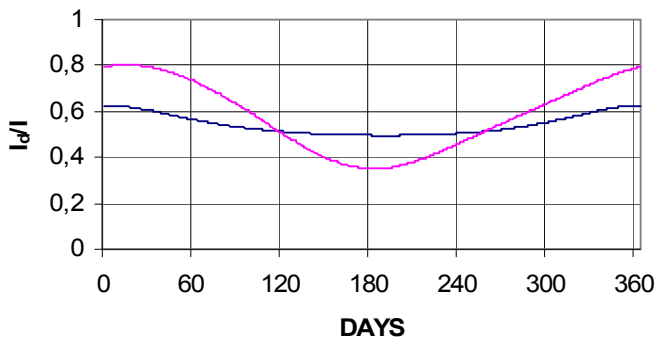
— Athens — Orgill-Hollands

I_d/I 10:00



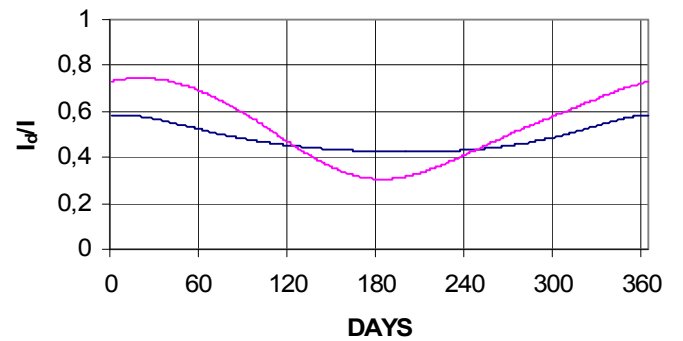
— Athens — Orgill-Hollands

I_d/I 11:00

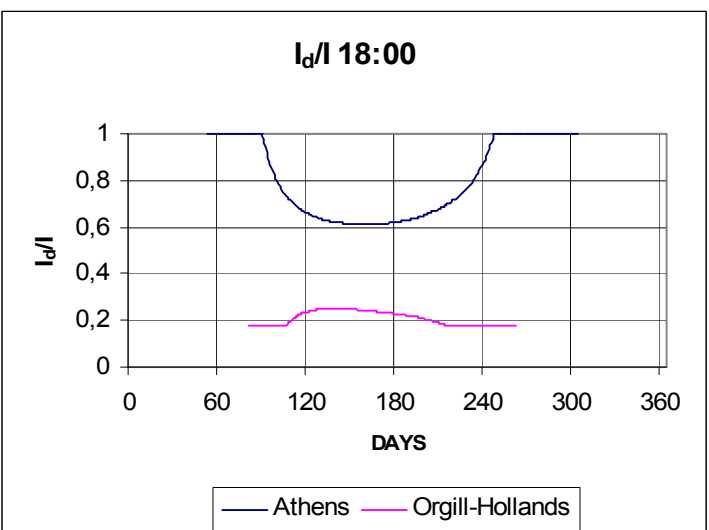
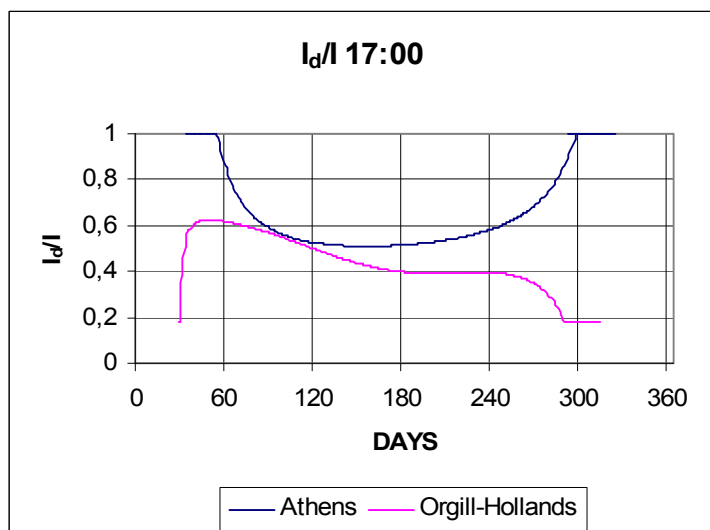
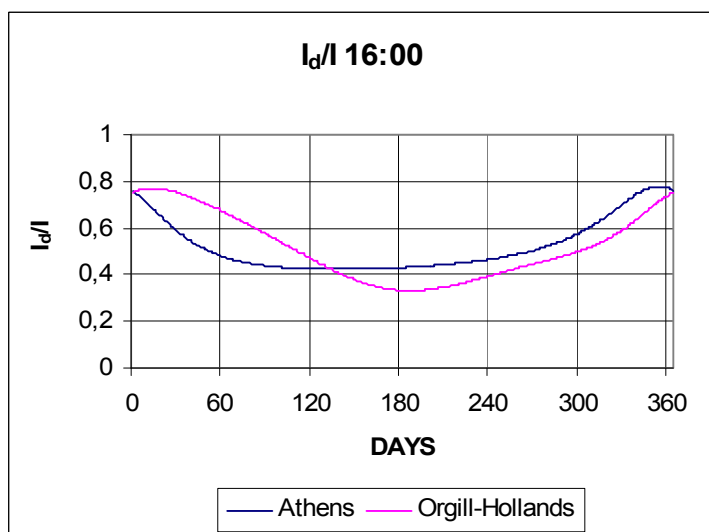
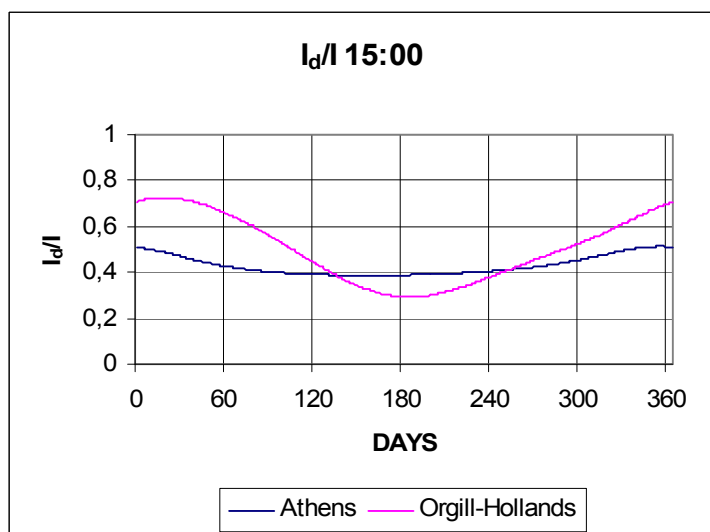
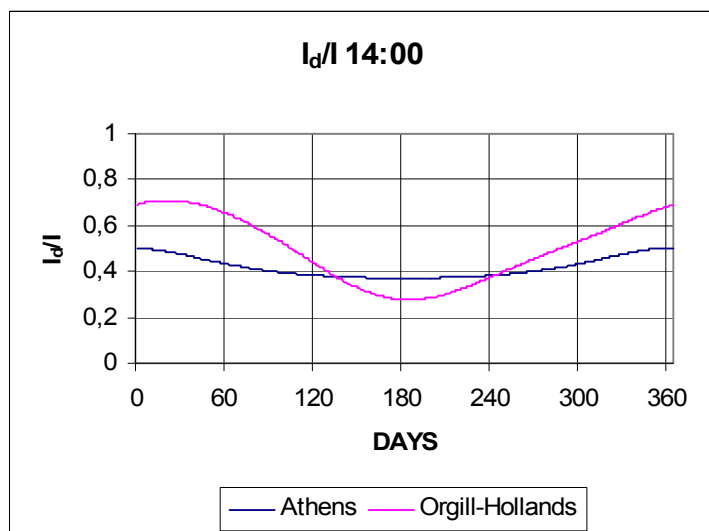
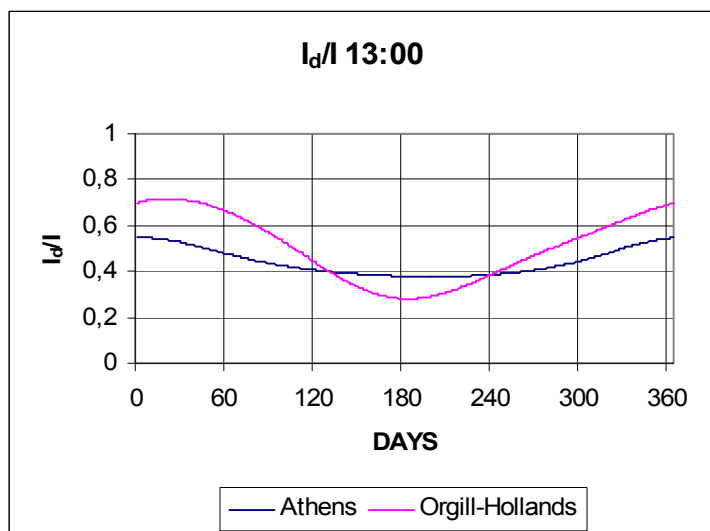


— Athens — Orgill-Hollands

I_d/I 12:00



— Athens — Orgill-Hollands



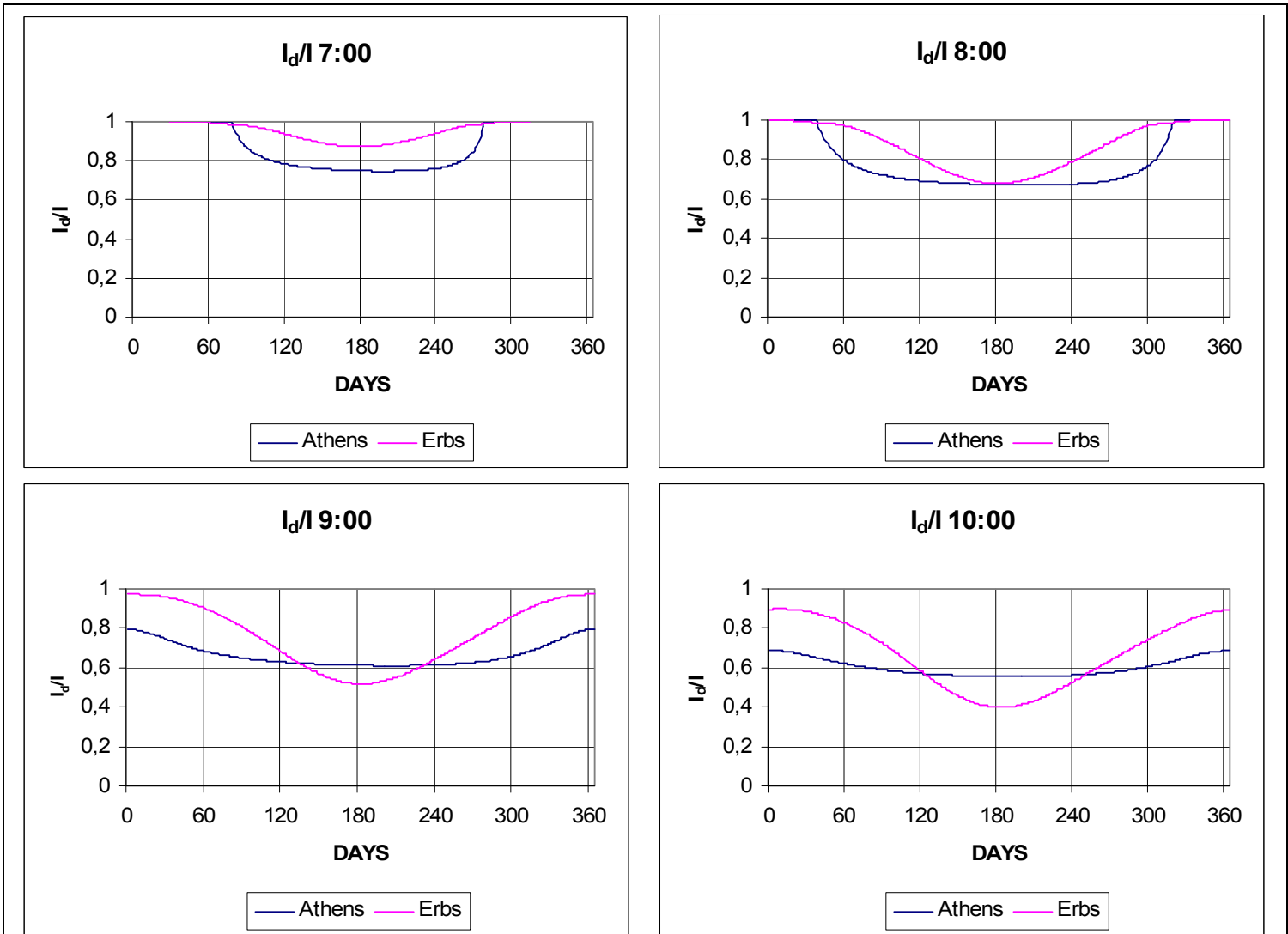
Σχήμα 6.1: Λόγος διάχυτης προς ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...18$ σε σύγκριση με το μοντέλο των Orgill και Hollands

Μπορούμε να παρατηρήσουμε ότι ο τύπος των Orgill και Hollands δε μπορεί να προσεγγίσει σε καμία περίπτωση τα πειραματικά δεδομένα των Αθηνών.

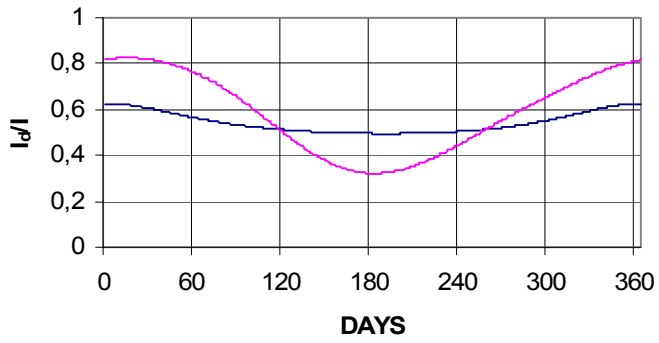
Ο Erbs[6.2] το 1982 χρησιμοποιώντας μετεωρολογικά δεδομένα από τέσσερις σταθμούς στις Η.Π.Α και έναν στην Αυστραλία συνιστά τον εξής τύπο :

$$\frac{I_d}{I} = \begin{cases} 1 - 0,09k_T & k_T \leq 0,22 \\ 0,9511 - 0,1604k_T + 4,388k_T^2 - 16,638k_T^3 + 12,336k_T^4 & 0,22 < k_T < 0,8 \\ 0,165 & k_T > 0,8 \end{cases} \quad (6.3)$$

Στο σχήμα 6.2 γίνεται σύγκριση του μοντέλου του Erbs για την Αθήνα με τις αντίστοιχες μετρούμενες τιμές:

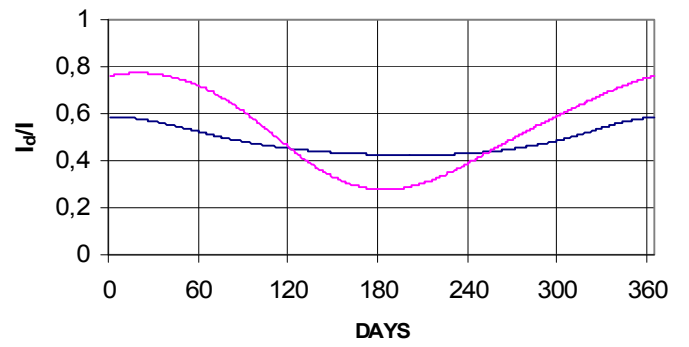


I_d/I 11:00



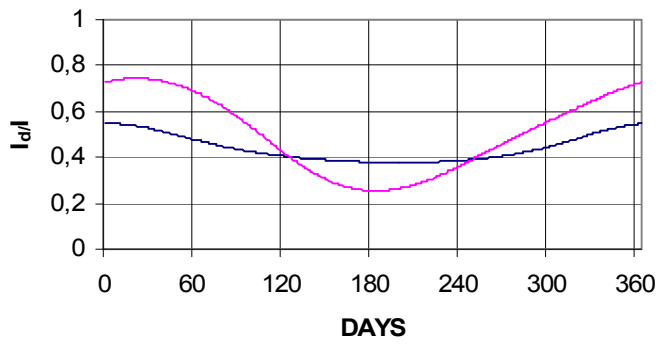
— Athens — Erbs

I_d/I 12:00



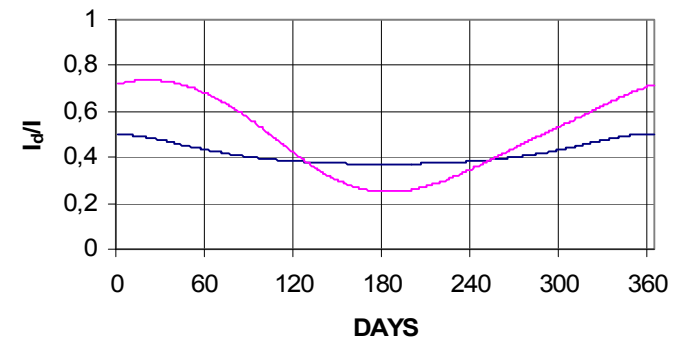
— Athens — Erbs

I_d/I 13:00

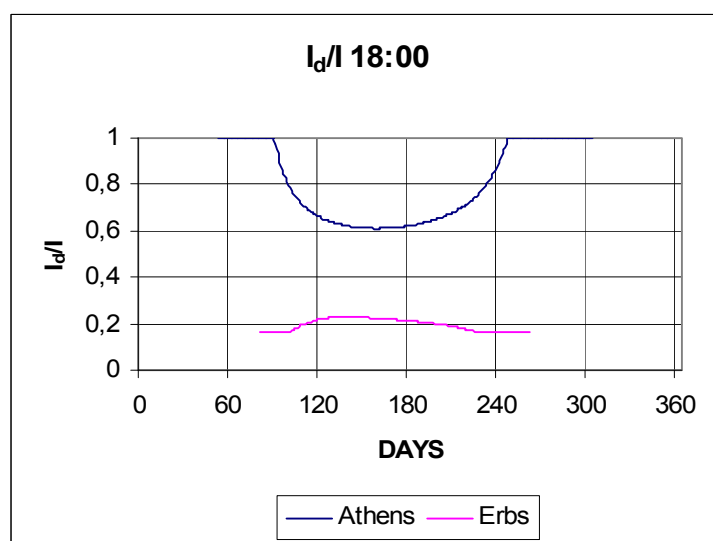
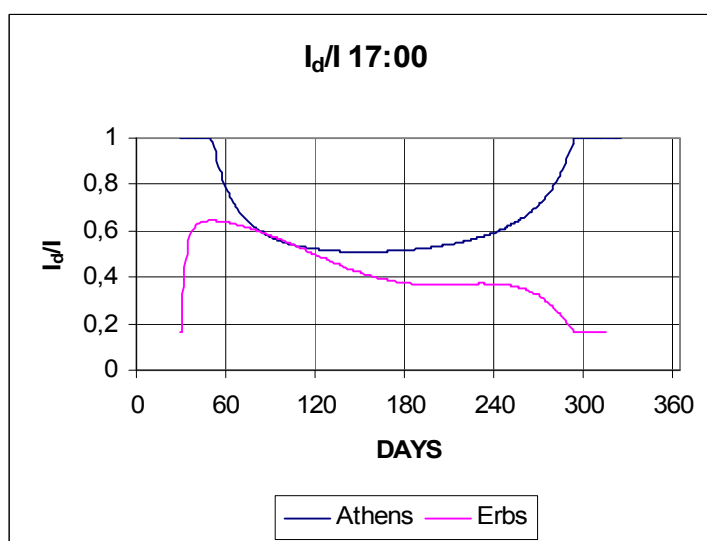
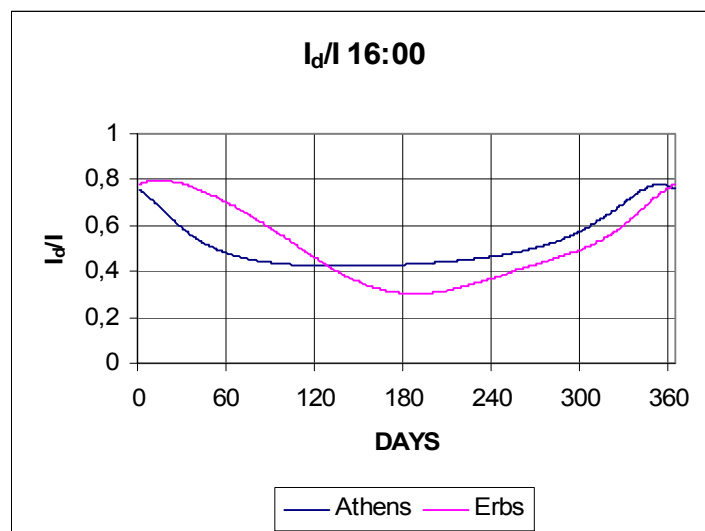
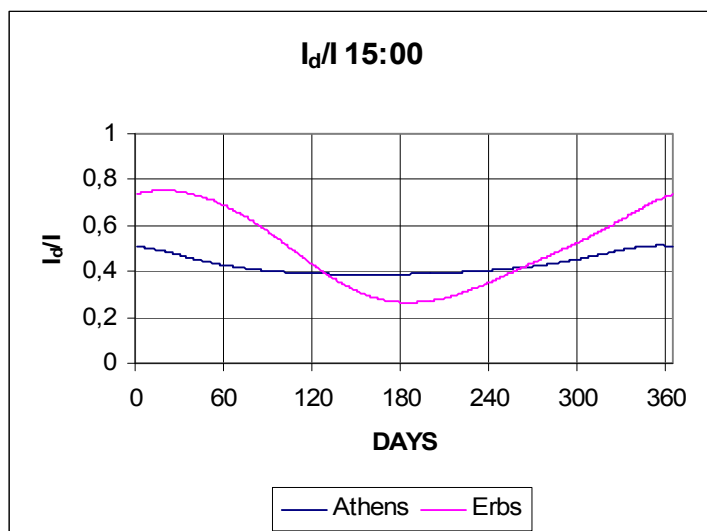


— Athens — Erbs

I_d/I 14:00



— Athens — Erbs



Σχήμα 6.2: Λόγος διάχυτης προς ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...18$ εν συγκρίσει με το μοντέλο του Erbs

Τα αποτελέσματα της σύγκρισης δεν είναι καθόλου καλά.

Ο Spencer[6.3] για τον υπολογισμό της ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας, πρότεινε την παρακάτω σχέση:

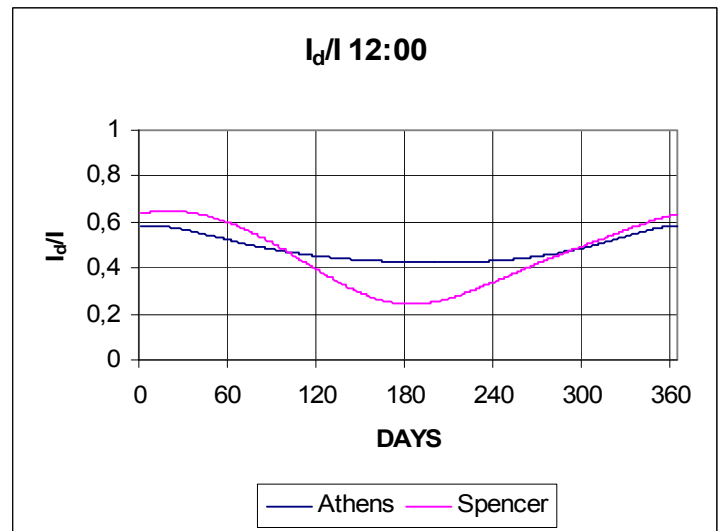
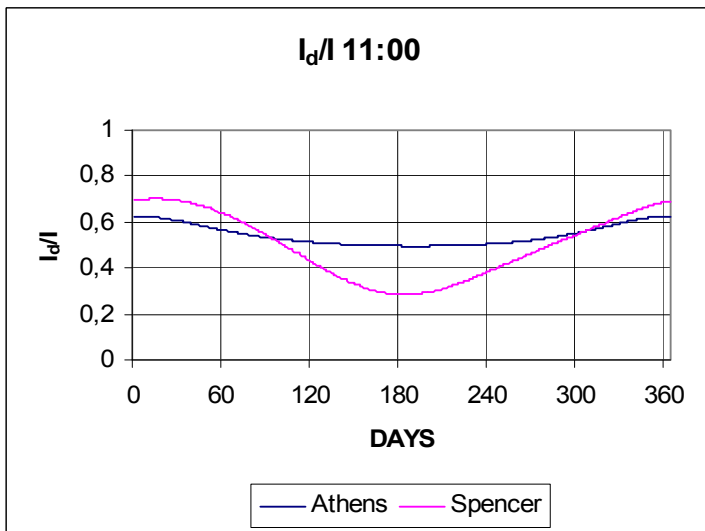
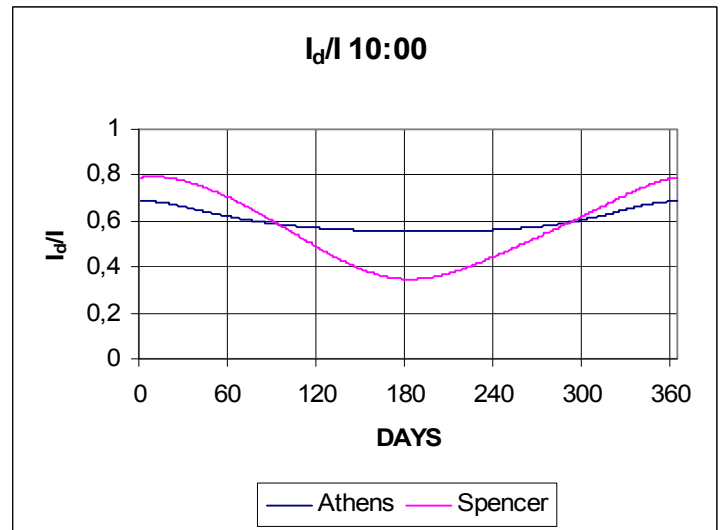
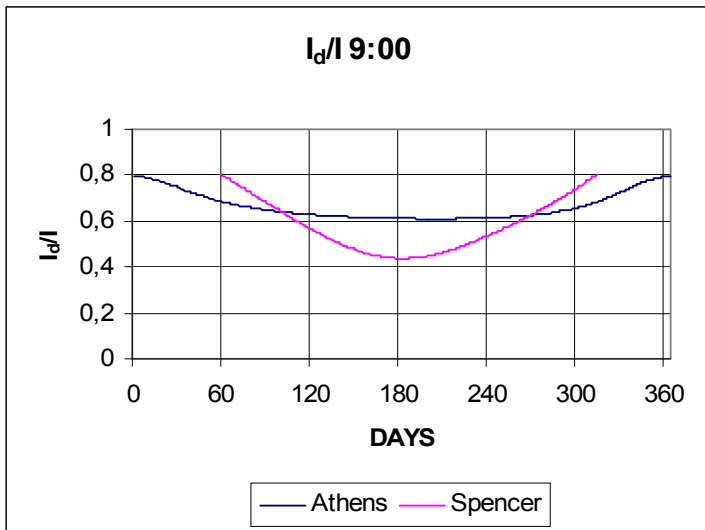
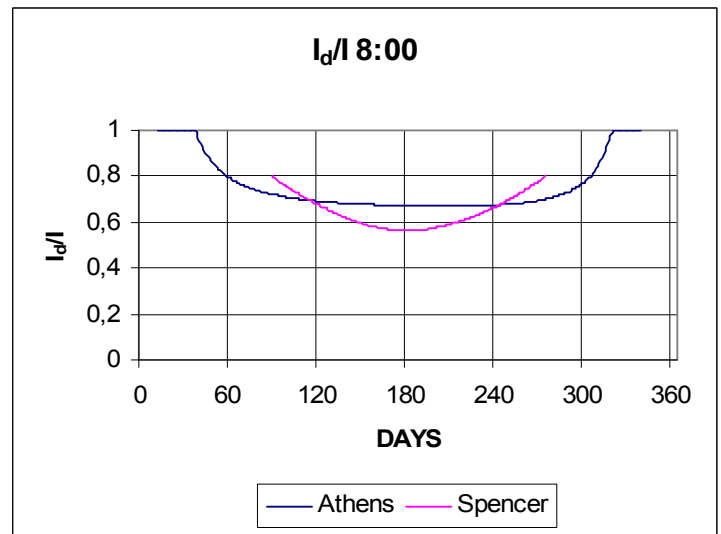
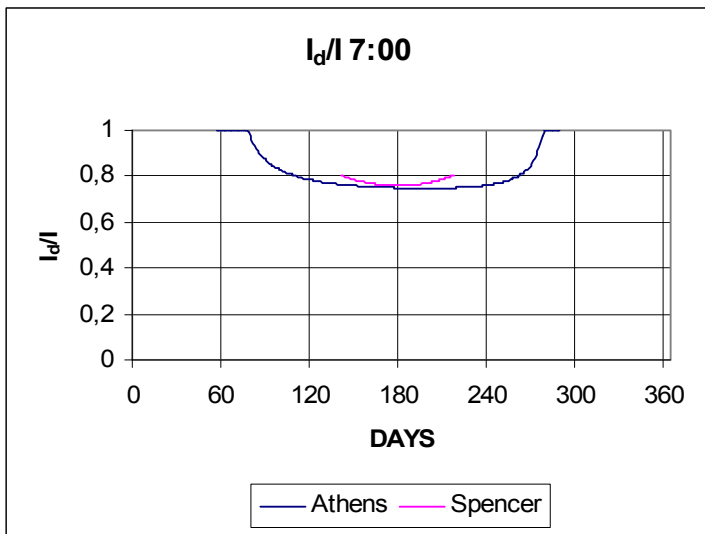
$$\frac{I_d}{I} = a - b \cdot k_T \quad , \quad 0,35 \leq k_T \leq 0,75 \quad (6.4)$$

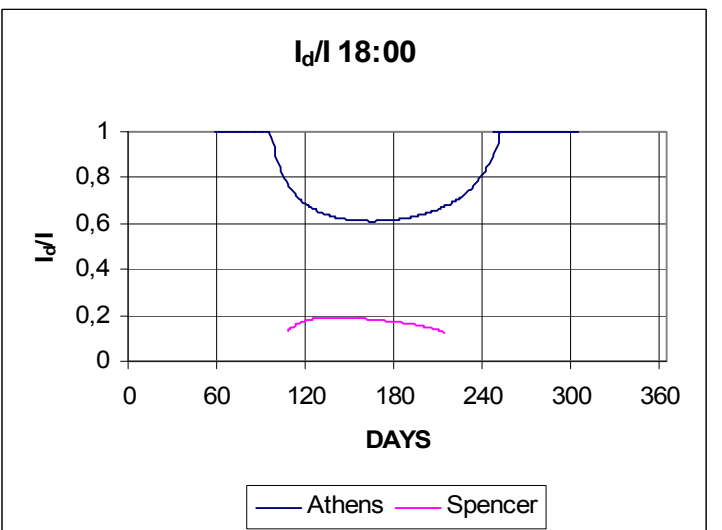
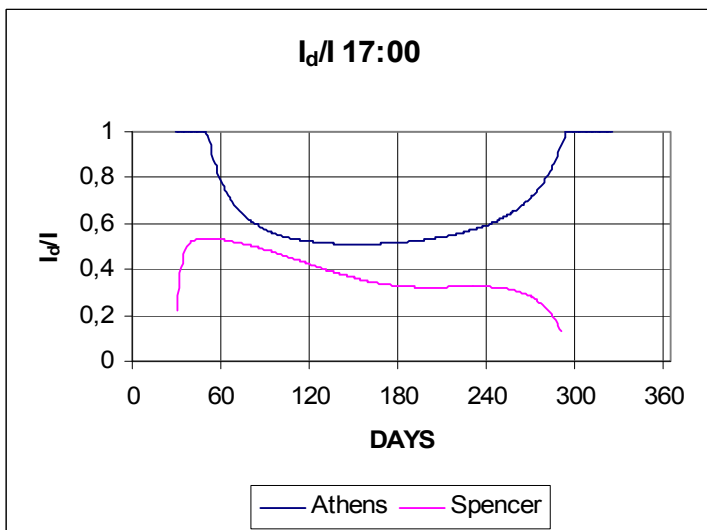
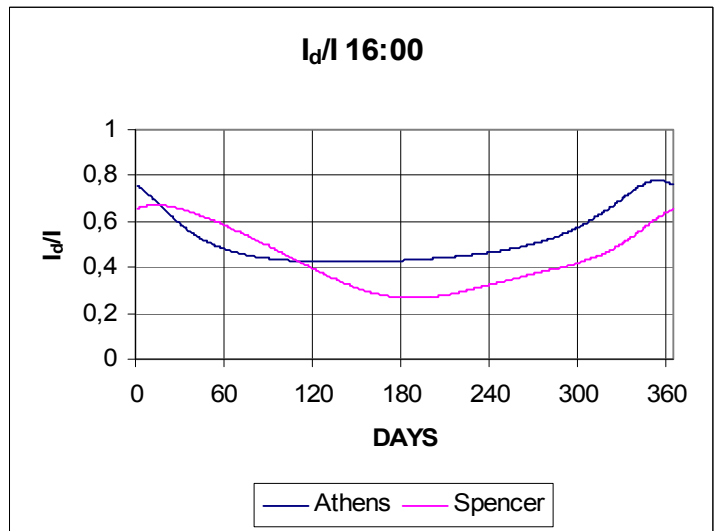
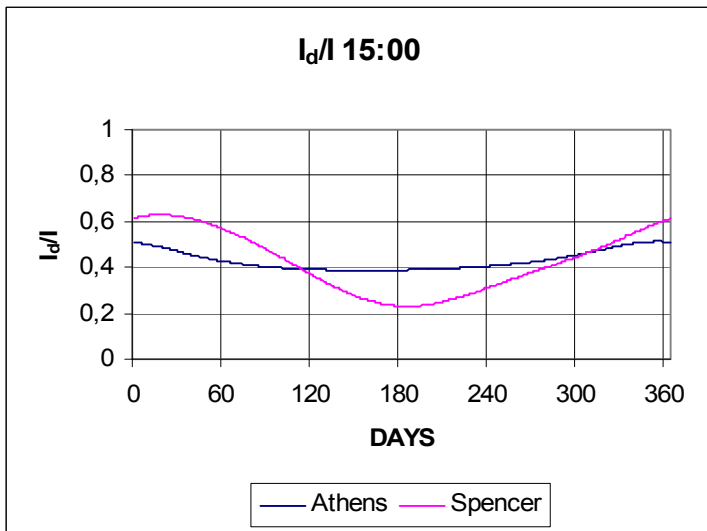
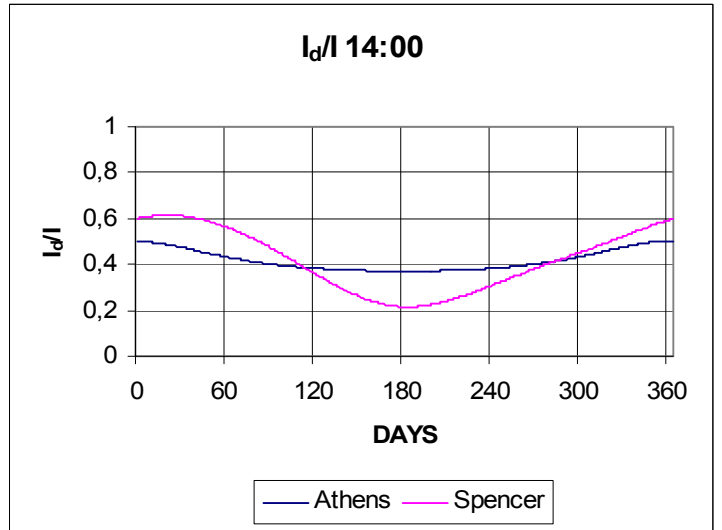
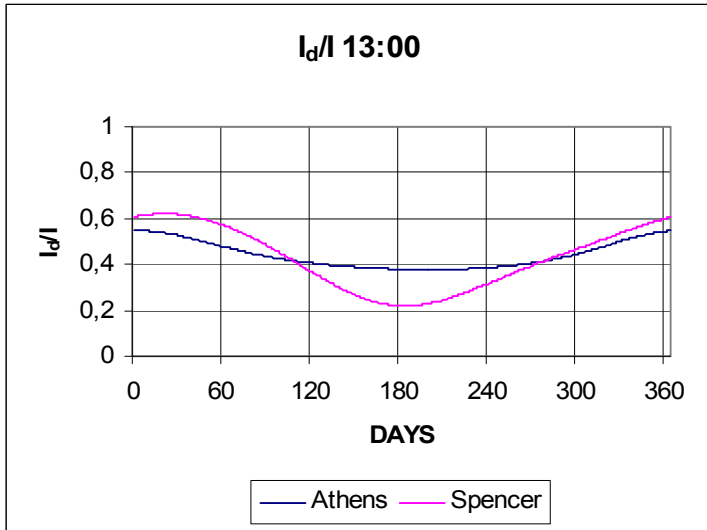
με τους συντελεστές a , b όμως να βρίσκονται από τους τύπους:

$$a = 0,949 + 0,0118|\phi| \quad \text{και} \quad (6.4\alpha)$$

$$b = 1,185 + 0,0135|\phi| \quad (6.4\beta)$$

όπου ϕ το γεωγραφικό πλάτος σε μοίρες . Ακολουθούν τα αποτελέσματα της σύγκρισης του προσαρμοσμένου στην Αθήνα ($\phi = 37,97^\circ$) μοντέλου με τις πειραματικές τιμές :



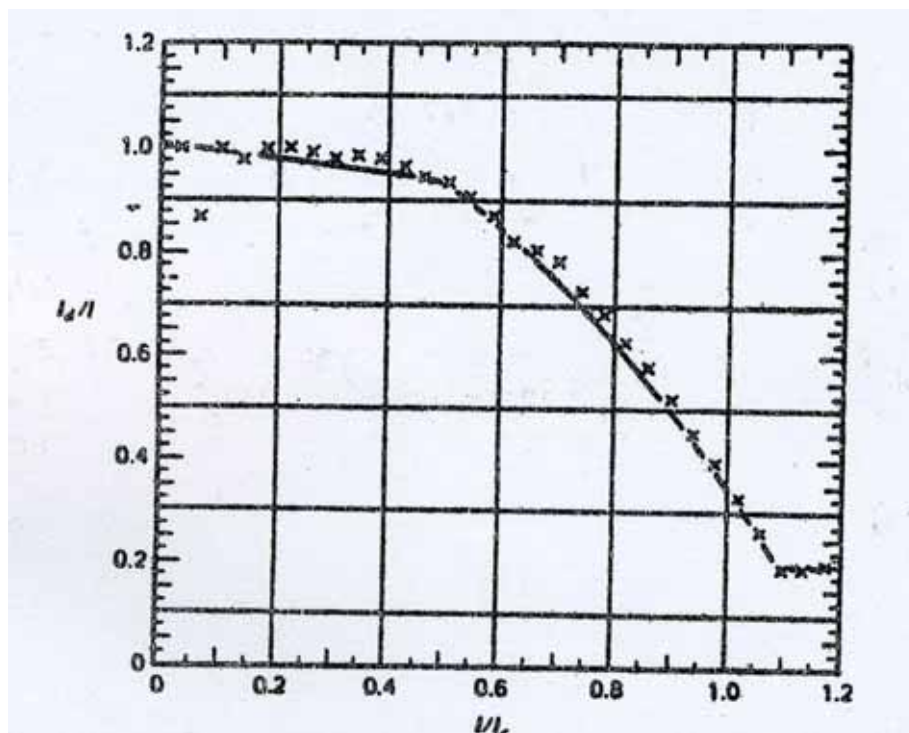


Σχήμα 6.3: Λόγος διάχυτης προς ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...18$ σε σύγκριση με το μοντέλο του Spencer

Ο τύπος του Spencer επειδή ακριβώς λαμβάνει υπ' όψιν του και την επίδραση του γεωγραφικού πλάτους δείχνει να είναι λίγο πιο ακριβής από τον τύπο των Orgill και Hollands καθώς και του Erbs ..

Οι Stauter και Klein (1979)[6.4] ανέπτυξαν την παρακάτω σχέση(παρουσιάζεται και σε μορφή διαγράμματος) που δίνει το λόγο $\frac{I_d}{I}$ συναρτήσει της ωριαίας ολικής ακτινοβολίας I_c οριζοντίου επιπέδου τυπικής διαυγούς ατμόσφαιρας:

$$\frac{I_d}{I} = \begin{cases} 1,0 - 0,1 \frac{I}{I_c} & 0 \leq \frac{I}{I_c} \leq 0,48 \\ 1,11 + 0,0396 \cdot \left(\frac{I}{I_c}\right) - 0,789 \cdot \left(\frac{I}{I_c}\right)^2 & 0,48 \leq \frac{I}{I_c} \leq 1,1 \\ 0,2 & 1,1 \leq \frac{I}{I_c} \end{cases} \quad (6.5)$$



Σχήμα 6.4: Συσχέτιση λόγου $\frac{I_d}{I}$ με το λόγο $\frac{I_c}{I}$ σύμφωνα με τους Stauter και Klein

Οι W.D. Turner και M.Salim[6.5] προσπάθησαν να προσαρμόσουν το μοντέλο των Stauter και Klein στα δεδομένα του Arkansas των Ηνωμένων Πολιτειών και πρότειναν:

$$\frac{I_d}{I} = \begin{cases} 1 - 0,055 \frac{I}{I_c} & \frac{I}{I_c} \leq 0,48 \\ 1,672 - 2,359 \frac{I}{I_c} + 2,638 \left(\frac{I}{I_c} \right)^2 - 1,574 \left(\frac{I}{I_c} \right)^3 & 0,48 < \frac{I}{I_c} < 1,1 \\ 0,18 & \frac{I}{I_c} \geq 1,1 \end{cases} \quad (6.6)$$

Οι Arvid Skartveit και Jan Asle Olseth[6.6] από το Πανεπιστήμιο του Bergen στη Νορβηγία επιχειρούν να προσεγγίσουν το λόγο $\frac{I_d}{I}$ με τον εξής τρόπο:

$$\frac{I_d}{I} = \begin{cases} 1 & k_T \leq k_o \\ 1 - (1 - d_1) \cdot [a\sqrt{K} + bK + (1 - a - b)K^2] = f(k_T) & k_o \leq k_T \leq g \cdot k_1 \\ 1 - \frac{gk_1[1 - f(gk_1)]}{k_T} & k_T \geq g \cdot k_1 \end{cases} \quad (6.7)$$

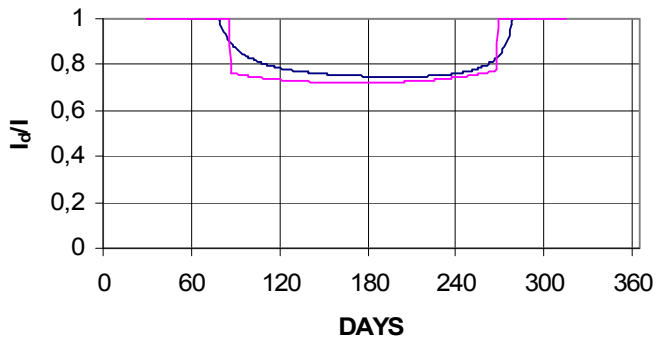
$$\text{όπου } K = 0,5 \left[1 + \sin \pi \left(\frac{k_T - k_o}{k_1 - k_o} - 0,5 \right) \right]. \quad (6.7\alpha)$$

Οι υπόλοιποι συντελεστές είναι:

$$\left. \begin{cases} k_o = 0,2 \\ k_1 = 0,87 - 0,56 \cdot \exp[-0,06 \cdot (90^\circ - \theta_z)] \\ d_1 = 0,15 + 0,43 \cdot \exp[-0,06 \cdot (90^\circ - \theta_z)] \\ g = 1,09 \\ a = 0,27 \\ b = 0 \end{cases} \right\} \quad (6.7\beta)$$

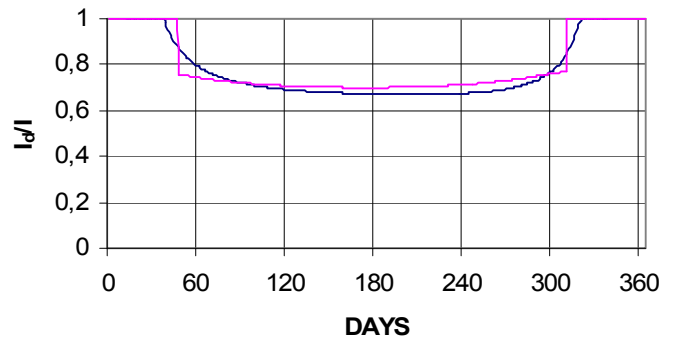
Η παραπάνω σχέση υπολογισμού του λόγου $\frac{I_d}{I}$ δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα για περιοχές της Νορβηγίας που βρίσκονται στο επίπεδο της θάλασσας και δεν καλύπτονται από χιόνι. Στα σχήματα που ακολουθούν φαίνονται τα αποτελέσματα του μοντέλου αυτού για τη Αθήνα, σε σύγκριση με τα πειραματικά δεδομένα της περιοχής των Αθηνών, αν και δεν αναμένονται ικανοποιητικά καθώς η Νορβηγία βρίσκεται πολύ μακριά από την Ελλάδα και έχει εντελώς διαφορετικό κλίμα.:

I_d/I 7:00



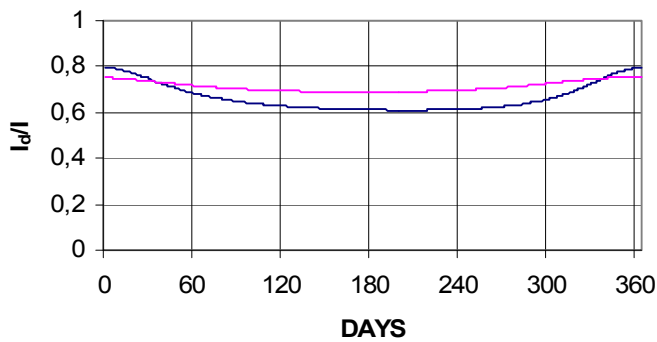
— Athens — Skartveit-Olseth

I_d/I 8:00



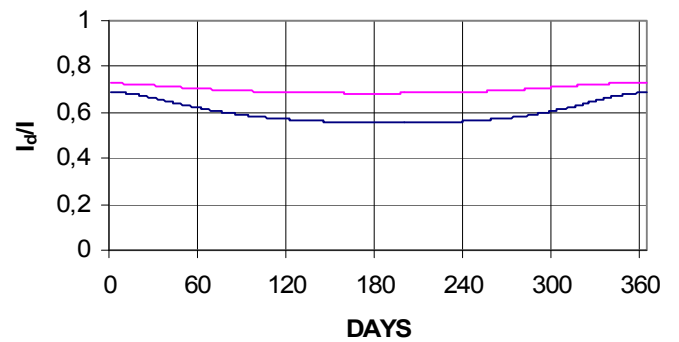
— Athens — Skartveit-Olseth

I_d/I 9:00



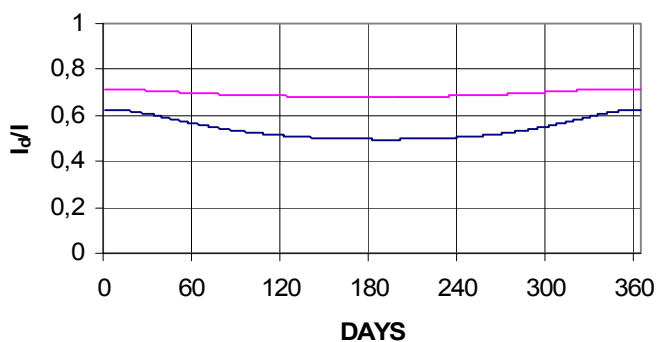
— Athens — Skartveit-Olseth

I_d/I 10:00



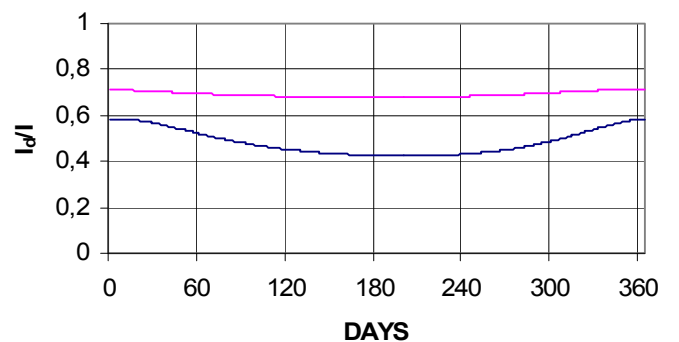
— Athens — Skartveit-Olseth

I_d/I 11:00

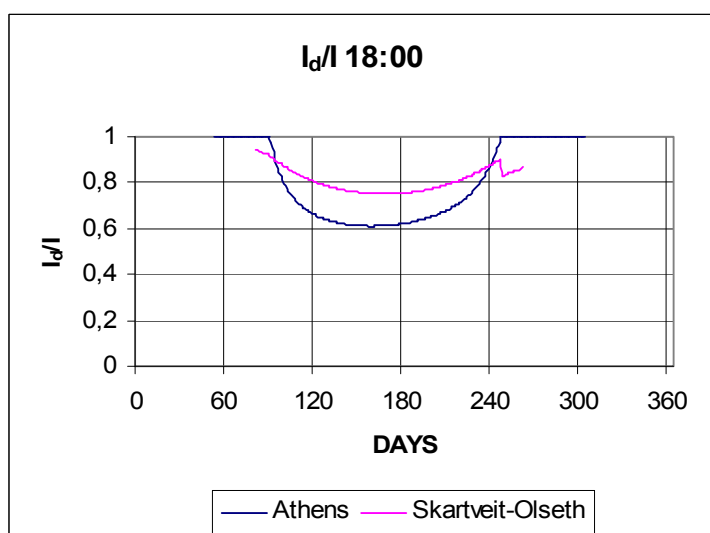
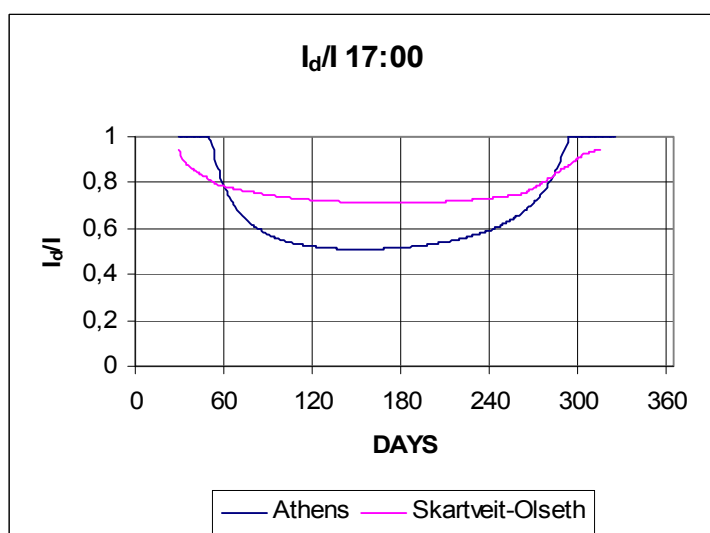
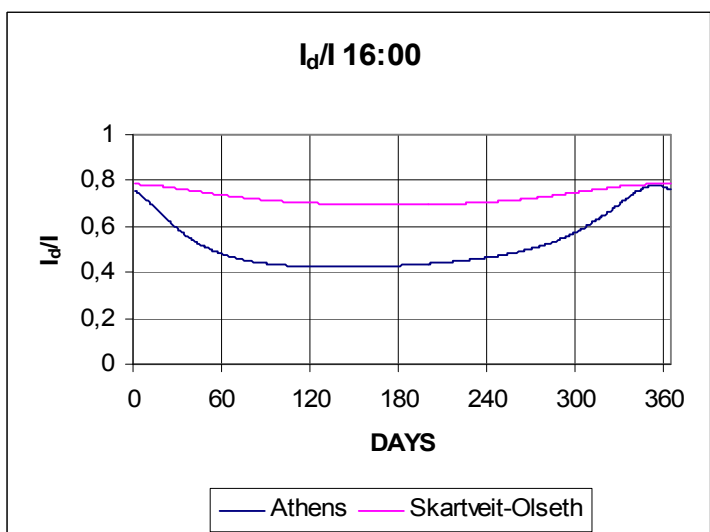
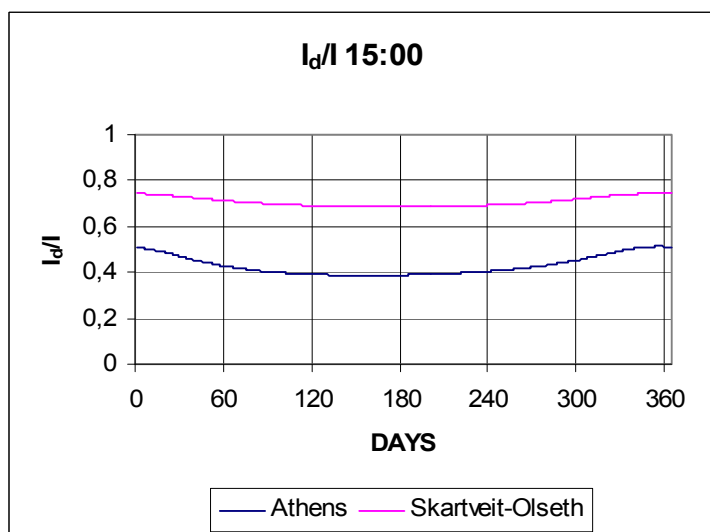
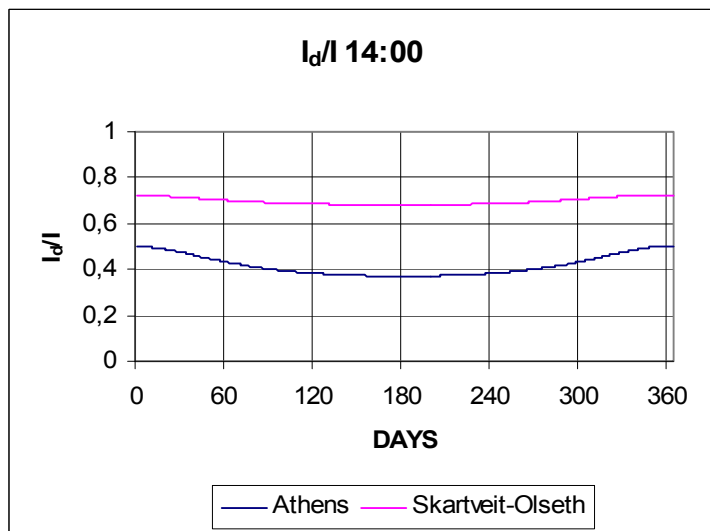
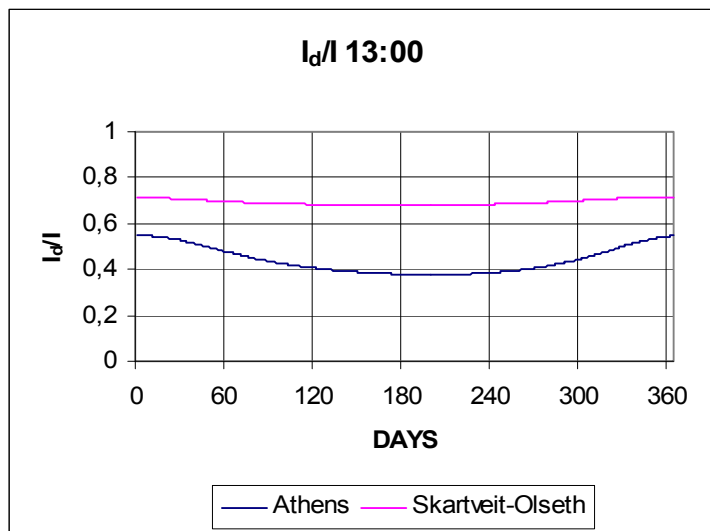


— Athens — Skartveit-Olseth

I_d/I 12:00



— Athens — Skartveit-Olseth



Σχήμα 6.5: Λόγος διάχυτης προς ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...18$ εν συγκρίσει με το μοντέλο των Skartveit και Olseth

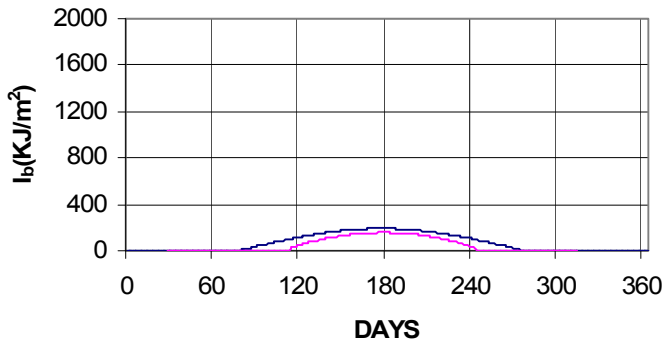
Το μοντέλο των Skartveit και Olseth δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα μόνο για τις πρωινές ώρες και είναι αρκετά πολύπλοκο.

Οι Randall και Leonard[6.7] συλλέγοντας παλιά στατιστικά στοιχεία από τους μετεωρολογικούς σταθμούς του Blue Hill στη Μασσαχουσέτη και του Albuquerque στο Νέο Μεξικό κατέληξαν σε μια σχέση υπολογισμού της άμεσης ωριαίας ακτινοβολίας I_b (KJ/m^2) οριζοντίου επιπέδου, συναρτήσει του ημερήσιου δείκτη αιθριότητας k_T :

$$I_b = \begin{cases} -520 + 1800k_T & 0,3 \leq k_T \leq 0,85 \\ 0 & k_T < 0,3 \end{cases} \quad (6.8)$$

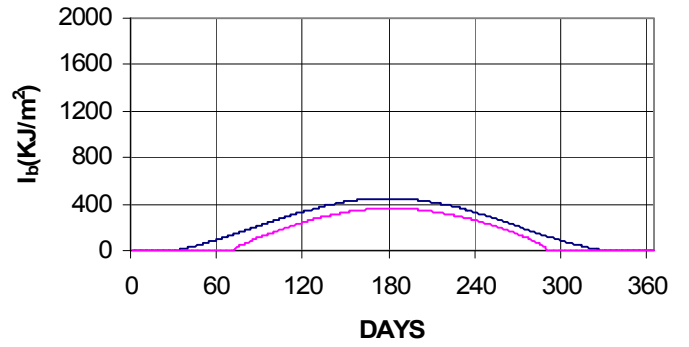
Στη συνέχεια χρησιμοποιούμε το παραπάνω μοντέλο για να υπολογίσουμε την άμεση ωριαία ακτινοβολία I_b (KJ/m^2) οριζοντίου επιπέδου Αθηνών (οι πειραματικές τιμές υπολογίστηκαν από τη σχέση 2.3 πολλαπλασιασμένη επί 3600s) και τα αποτελέσματα φαίνονται στο σχήμα 6.6:

I_b 7:00



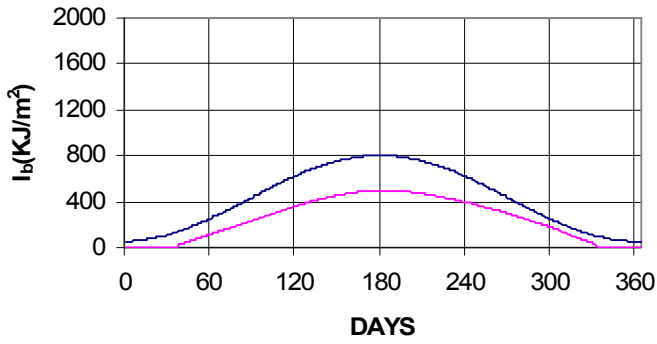
— Athens — Randall-Leonard

I_b 8:00



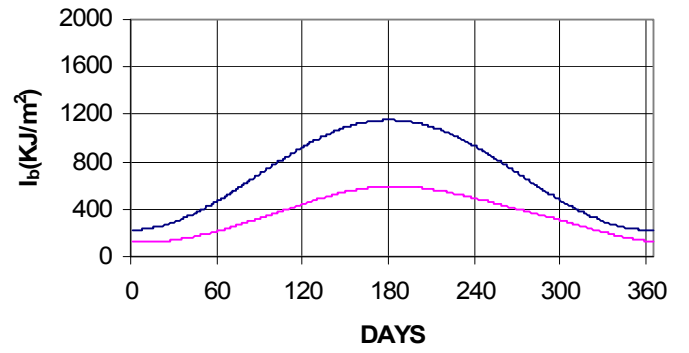
— Athens — Randall-Leonard

I_b 9:00



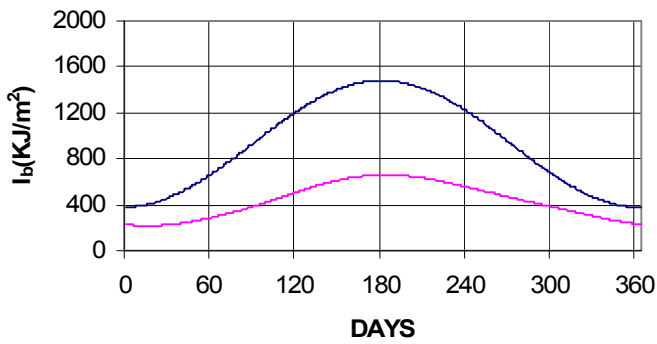
— Athens — Randall-Leonard

I_b 10:00



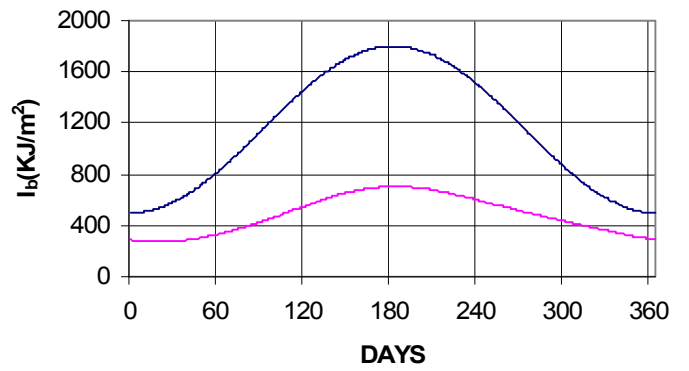
— Athens — Randall-Leonard

I_b 11:00

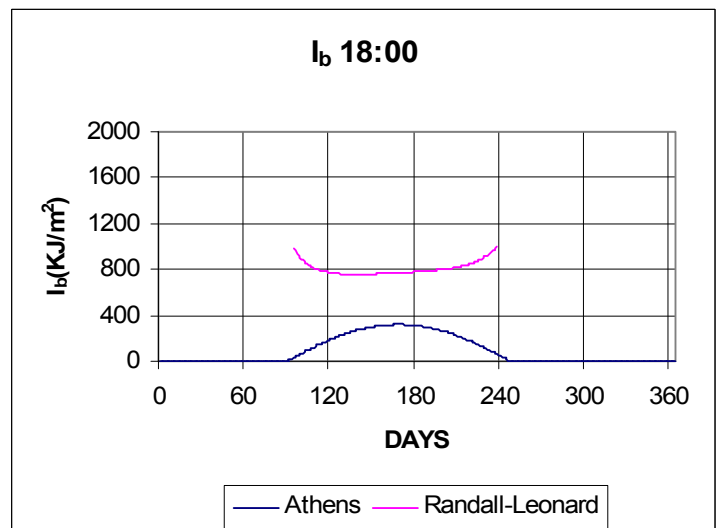
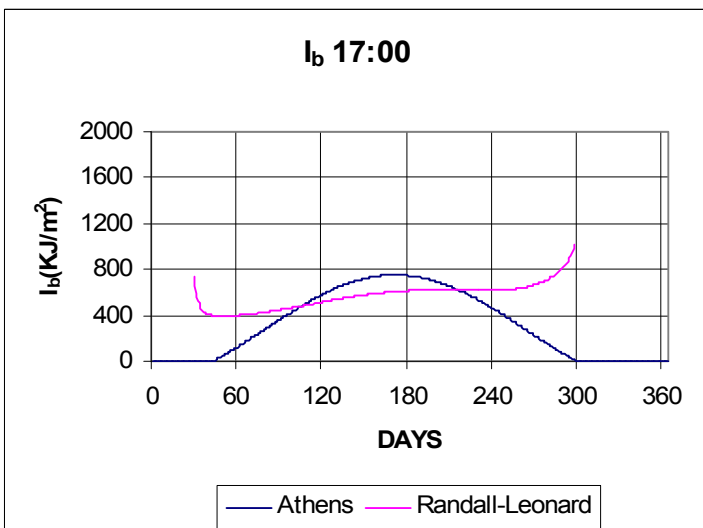
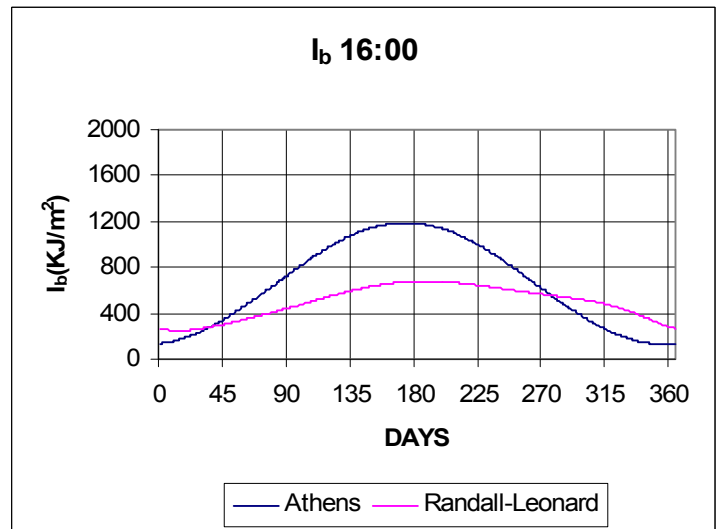
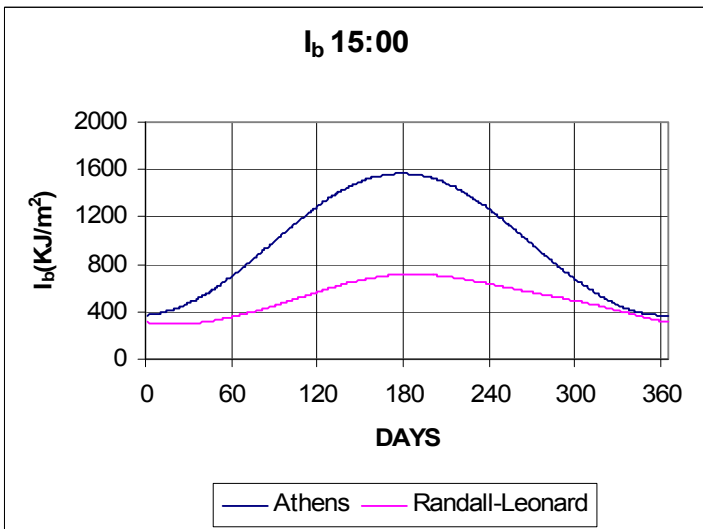
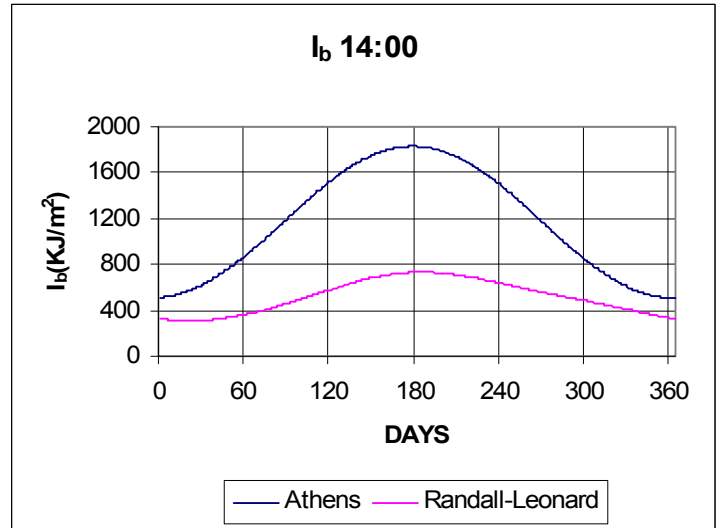
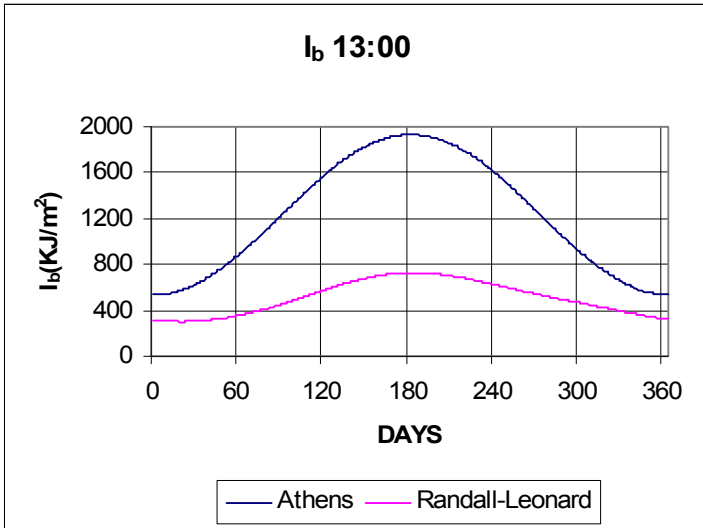


— Athens — Randall-Leonard

I_b 12:00



— Athens — Randall-Leonard



Σχήμα 6.6: Ωριαία άμεση ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...18$ εν συγκρίσει με το μοντέλο των Randall-Leonard

Το μοντέλο αυτό των Randall και Leonard προσαρμοσμένο στα μετεωρολογικά δεδομένα της περιοχής των Αθηνών δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα μόνο για τις πρωινές ώρες.

Οι Randall και Leonard[6.7] πρότειναν , επίσης , μια σχέση για τον υπολογισμό της ολικής ωριαίας ακτινοβολίας οριζοντίου επιπέδου συναρτήσει της σκίασης CC από τα σύννεφα και της αερίου μάζας m , συλλέγοντας στατιστικά στοιχεία από το Riverside στο Los Angeles και τη Santa Maria στην California:

$$I = \frac{I_o}{100} \cdot (83,02 - 3,847m - 4,407CC + 1,1013CC^2 - 0,1109CC^3) \quad (6.9)$$

Η μεταβλητή CC παίρνει τιμή 0 για καθαρό ουρανό και τιμή 1 για ουρανό καλυμμένο από σύννεφα.

Η ASHRAE[6.8] ανέπτυξε επίσης ένα μοντέλο υπολογισμού της στιγμιαίας ηλιακής ακτινοβολίας οριζοντίου. Η άμεσος και η διάχυτος ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου υπολογίζονται ως εξής:

$$G_b = G_c \cdot K \left[1 - \frac{(CC)}{10} \right] \quad (6.10)$$

$$G_d = G_c \cdot \left\{ (CCF) - K \left[1 - \frac{(CC)}{10} \right] \right\} \quad (6.11)$$

όπου G_c η μέγιστη στιγμιαία ολική ακτινοβολία (σε συνθήκες πλήρους ηλιοφάνειας) και υπολογίζεται συναρτήσει του ηλιακού ύψους και της ηλιακής σταθεράς A για μηδενική αέριο μάζα ($m = 0$):

$$G_c = \frac{A \cdot [C + \sin(90^\circ - \theta_z)]}{\exp \left[\frac{B}{\sin(90^\circ - \theta_x)} \right]} \quad (6.12)$$

Για τους υπολογισμούς των συντελεστών C , CC, CCF , K του μοντέλου παραπέμπουμε στην αντίστοιχη βιβλιογραφία[6.8] .

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [6.1]J. F. Orgill and K. G. T Hollands :Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface *Solar Energy* 19 357 (1971)
 [6.2]D.G Erbs , S.A. Klein and J.A.Duffie: Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly , daily and montly-average global radiation

- [6.3] J.W. Spencer: A comparison of methods for estimating hourly , diffuse solar radiation from global solar radiation *Solar Energy* 29 19(1982)
- [6.4] Κίμωνος Α. Αντωνόπουλου : *Θερμικά-Ηλιακά συστήματα* (Αθήνα2004)
- [6.5] W.D.Turner and M.Salim :Comparison of two diffuse sky radiation models. *Solar Energy* 32 677-679(1984)
- [6.6] Arvid Skartveit and Jan Asle Olseth :A model for the diffuse fraction of hourly global radiation. *Solar Energy* 38 271-274(1987)
- [6.7] Frank kreith and Jan F. Keider :*Principles of solar engineering*
- [6.8] ASHRAE :Algorithms for building heat transfer subroutines . CCF : An algoritthm for the calculation of cloudy day solar radiation (1975)

7.ΑΝΑΛΥΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

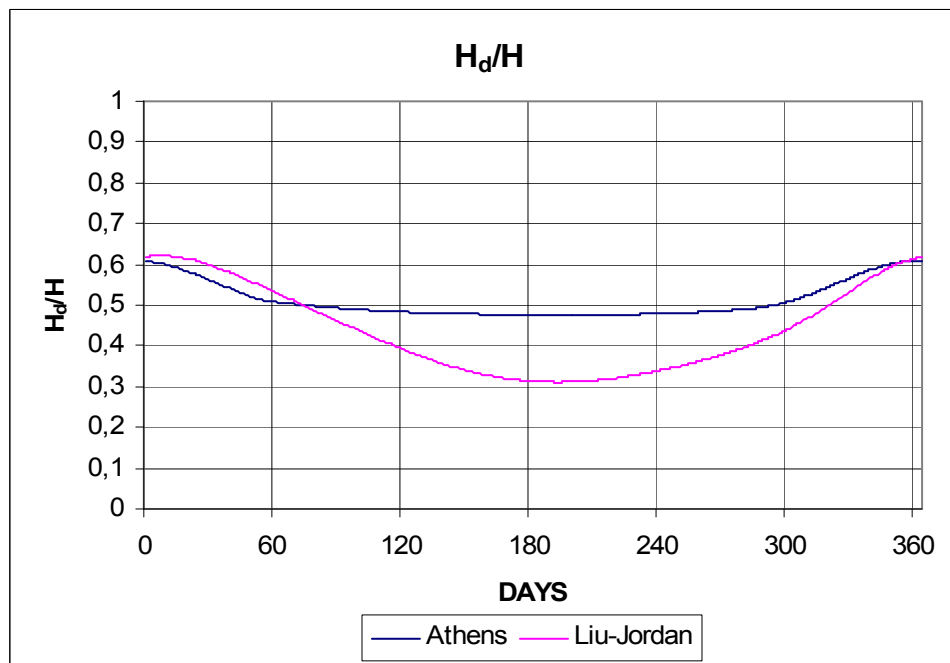
Οι περισσότεροι ερευνητές προσπαθούν να προσεγγίσουν το λόγο της ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας H_d προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία H οριζοντίου επιπέδου συναρτήσει του ημερήσιου δείκτη αιθριότητας K_T .

Οι πειραματικές τιμές του H_d κάθε ημέρας προκύπτουν από την πρόσθεση των ωριαίων τιμών της διάχυτης ακτινοβολίας που προκύπτουν από τη 2.4 (πολλαπλασιασμένη επί 3600s) ενώ του H από τη 2.2 αφού πρώτα προσαρμοστεί σε μονάδες KJoule. Ο ημερήσιος δείκτης αιθριότητας που είναι απαραίτητος για τα περισσότερα μοντέλα έχει υπολογιστεί στο Κεφάλαιο 5.

Οι Liu και Jordan[7.1] πρότειναν την παρακάτω σχέση, η οποία είναι η δημοφιλέστερη όλων:

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 1,0045 + 0,04349K_T - 3,522K_T^2 + 2,6313K_T^3 & \text{για } K_T \leq 0,75 \\ 0,166 & \text{για } K_T > 0,75 \end{cases} \quad (7.1)$$

Στο σχήμα 7.1 φαίνονται τα αποτελέσματα της σύγκρισης του μοντέλου των Liu-Jordan με τις πειραματικές τιμές της περιοχής των Αθηνών:



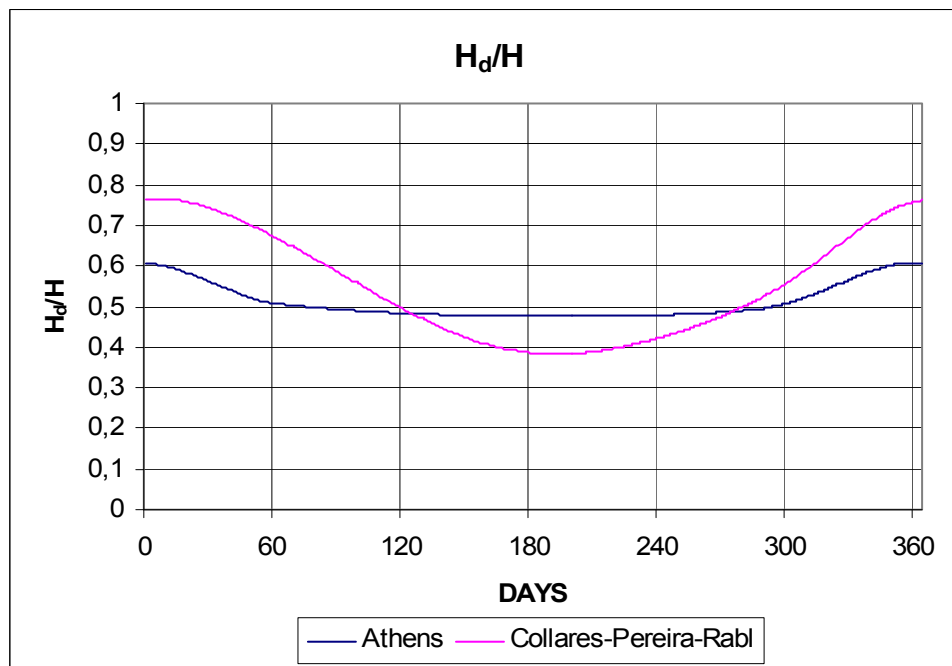
Σχήμα 7.1: Λόγος ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους σε σύγκριση με το μοντέλο των Liu-Jordan

Παρατηρούμε ότι τα αποτελέσματα του μοντέλου των Liu-Jordan στην Αθήνα δεν είναι πολύ καλά, ιδιαίτερα για τη θερινή περίοδο. Παρότι λοιπόν η συσχέτιση αυτή είναι ευρέως διαδεδομένη θα πρέπει να χρησιμοποιείται με προσοχή, τουλάχιστον όσον αφορά την περιοχή των Αθηνών.

Οι Collares-Pereira και Rabl[7.2] το 1979 κατέληξαν στην παρακάτω σχέση:

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 0,99 & K_T \leq 0,17 \\ 1,188 - 2,272K_T + 9,473K_T^2 - 21,865K_T^3 + 14,648K_T^4 & 0,17 < K_T < 0,75 \\ -0,54K_T + 0,632 & 0,75K_T < 0,8 \\ 0,2 & K_T \geq 0,8 \end{cases} \quad (7.2)$$

Στο σχήμα 7.2 φαίνονται τα αποτελέσματα της σύγκρισης του μοντέλου αυτού με τα πειραματικά δεδομένα της Αθήνας :



Σχήμα 7.2: Λόγος ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους σε σύγκριση με το μοντέλο των Collares -Pereira -Rabl

Από το σχήμα 7.2 βλέπουμε ότι η σχέση των Collares-Pereira και Rabl δε μπορεί να προσεγγίσει το λόγο $\frac{H_d}{H}$.

Ο Erbs[7.3] βασιζόμενος στα ίδια μετεωρολογικά δεδομένα που χρησιμοποίησε για την προσέγγιση του λόγου $\frac{I_d}{I}$ κατέληξε στους εξής τύπους :

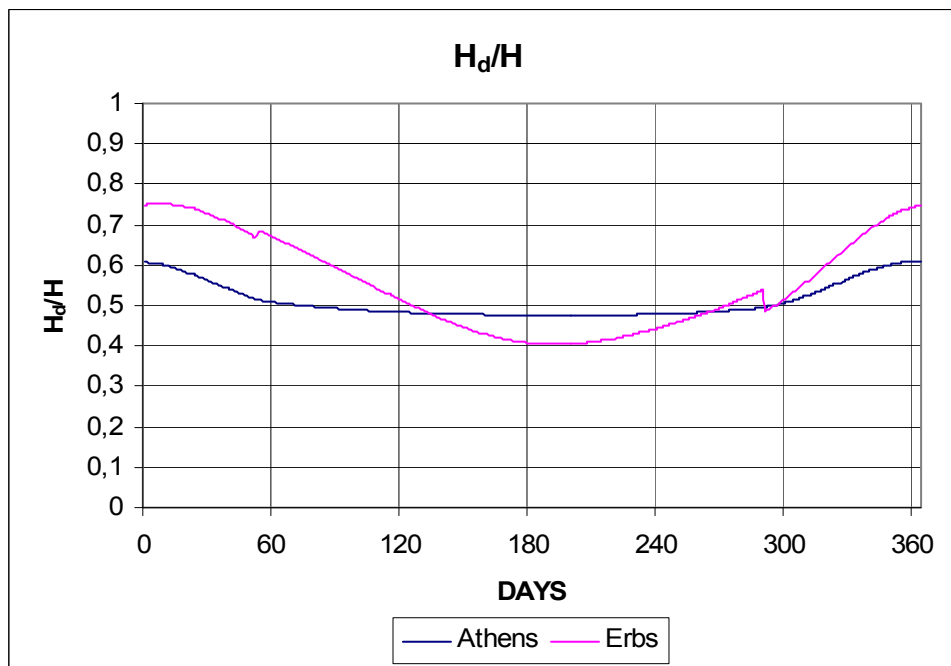
Για $\omega_s \leq 81,4^\circ$

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 1,0 - 0,2727K_T + 2,4495K_T^2 - 11,9514K_T^3 + 9,3879K_T^4 & K_T < 0,715 \\ 0,143 & K_T \geq 0,715 \end{cases} \quad (7.3\alpha)$$

και για $\omega_s > 81,4^\circ$:

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 1,0 + 0,2832K_T - 2,5557K_T^2 + 0,8448K_T^3 & K_T < 0,722 \\ 0,175 & K_T \geq 0,722 \end{cases} \quad (7.3\beta)$$

Η ωριαία γωνία δύσης του ηλίου ω_s υπολογίζεται από τη σχέση 1.8 (για την Αθήνα $\phi = 37.97^\circ$) αφού πρώτα υπολογιστεί η ηλιακή απόκλιση δ από την 1.5. Στο σχήμα 7.3 φαίνονται τα αποτελέσματα της σύγκρισης του μοντέλου αυτού με τα πειραματικά δεδομένα της Αθήνας :



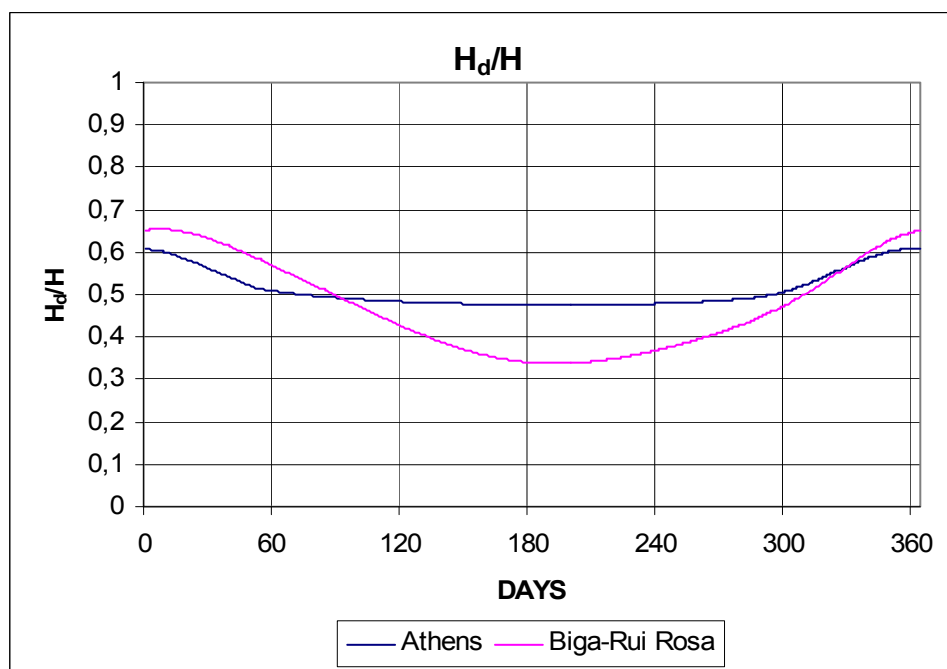
Σχήμα 7.3: Λόγος ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους εν συγκρίσει με το μοντέλο του Erbs

Βλέπουμε ότι η σχέση του Erbs μπορεί να προσεγγίσει το λόγο $\frac{H_d}{H}$ με μικρή ακρίβεια στην περιοχή των Αθηνών μόνο για το χρονικό διάστημα Μαΐου-Οκτωβρίου .

Για την περιοχή της Λισσαβόνας οι A.J.Biga και Rui Rosa[7.4] συνιστούν τη γραμμική σχέση :

$$\frac{H_d}{H} = 1,26 - 1,5K_T \quad (7.4)$$

Η παραπάνω συσχέτιση όπως φαίνεται και στο σχήμα δε δίνει καλά αποτελέσματα για την Αθήνα στους καλοκαιρινούς μήνες. Μπορεί να χρησιμοποιηθεί όμως με μικρό σφάλμα για τους τελευταίους μήνες του χρόνου.



Σχήμα 7.4 : Λόγος ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους εν συγκρίσει με το μοντέλο των Biga-Rui Rosa

Όταν είναι γνωστός ο λόγος $\frac{n}{N}$ οι Biga-Rui Rosa προτείνουν τη σχέση :

$$\frac{H_d}{H} = 0,93 - 0,81 \frac{n}{N} \quad (7.5)$$

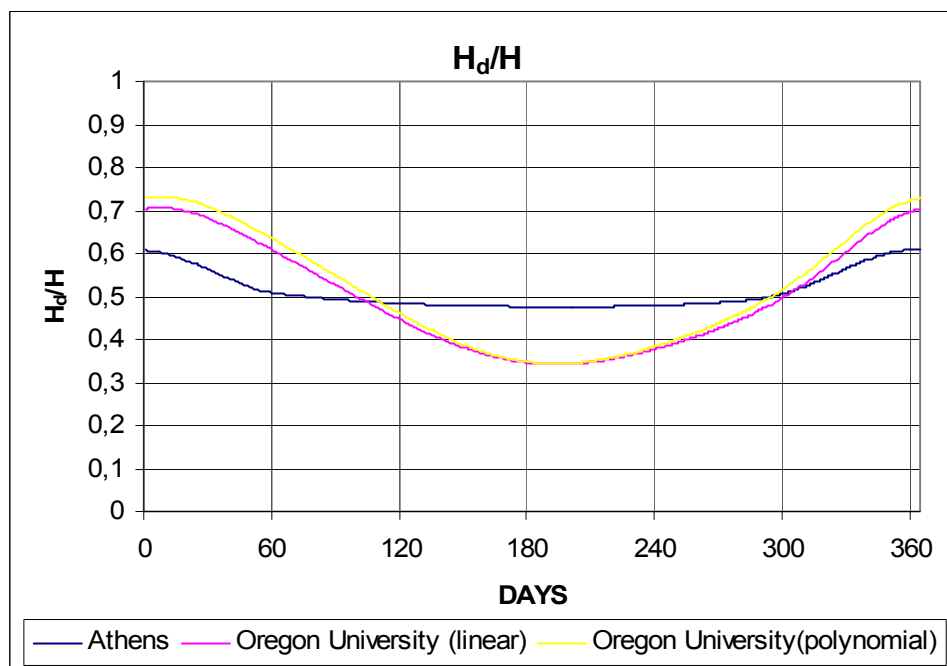
όπου n το πλήθος ωρών ημέρας πλήρους ηλιοφάνειας , N το πλήθος ωρών της ημέρας που ενδιαφέρει.

Ερευνητές από το Πανεπιστήμιο του Oregon[7.5] βασιζόμενοι σε στατιστικά στοιχεία της περιοχής πρότειναν τις σχέσεις :

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 1 & K_T \leq 0,2 \\ 1,13 - 0,667K_T & 0,2 < K_T \leq 0,26 \\ 1,403 - 1,725K_T & 0,26 < K_T \leq 0,75 \end{cases} \quad (7.6a)$$

και:

$$\frac{H_d}{H} = 0,9493K_T + 1,1314K_T - 5,7688K_T^2 + 4,5503K_T^3 - 1,2457K_T^4 \quad (7.6\beta)$$



Σχήμα 7.5: Λόγος ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους εν συγκρίσει με τα μοντέλα των ερευνητών του Πανεπιστημίου του Oregon

Από το σχήμα 7.5 βλέπουμε ότι η προσέγγιση που πραγματοποιούν οι δύο τελευταίες σχέσεις στα μετεωρολογικά δεδομένα της περιοχής των Αθηνών δεν είναι καλή.

Χρησιμοποιώντας το λόγο $\frac{n}{N}$ πρότειναν για την ίδια περιοχή:

$$\frac{H_d}{H} = 1,007 - 0,9316 \frac{n}{N} \quad (7.7)$$

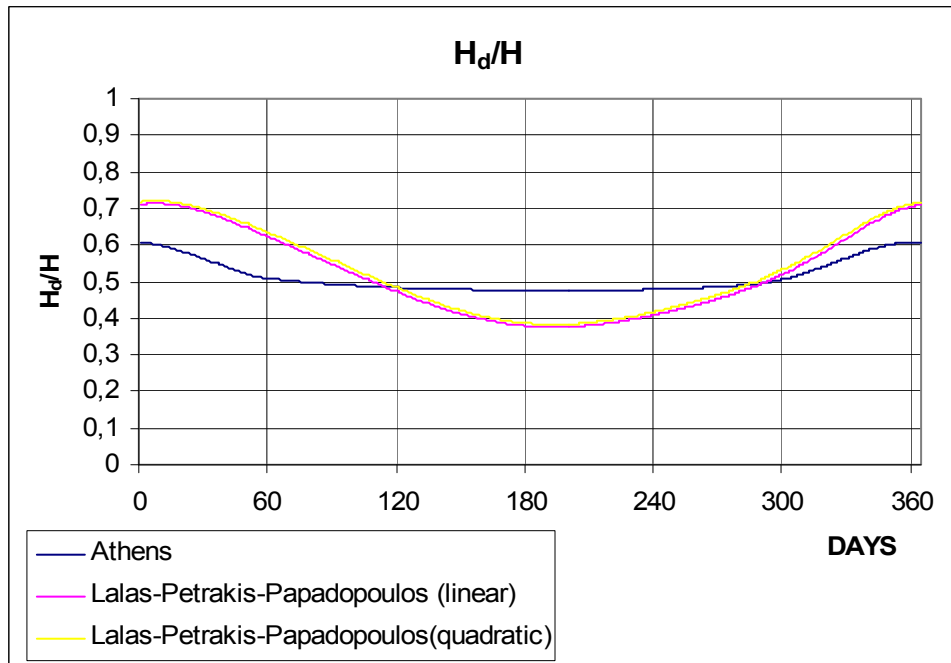
Οι Λάλας, Πετράκης και Παπαδόπουλος [7.6] προκειμένου να προβλέψουν το λόγο $\frac{H_d}{H}$ στην Ελλάδα πρότειναν τη γραμμική σχέση:

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 0,98 & K_T \leq 0,22 \\ 1,36 - 1,6K_T & 0,22 < K_T < 0,8 \end{cases} \quad (7.8\alpha)$$

αλλά και την πολυωνυμική δευτέρου βαθμού:

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 0,98 & K_T \leq 0,22 \\ 1,24 - 1,08K_T - 0,51K_T^2 & 0,22 < K_T < 0,8 \end{cases} \quad (7.8\beta)$$

Οι δύο παραπάνω σχέσεις παρουσιάζουν τόσο μικρές διαφορές ώστε καλύτερη να θεωρείται η γραμμική που είναι και απλούστερη (σχήμα 7.6):



Σχήμα 7.6 : Λόγος ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους εν συγκρίσει με το μοντέλο των Λάλα –Πετράκη- Παπαδόπουλου

Η παραπάνω γραμμική συσχέτιση των Λάλα – Πετράκη-Παπαδόπουλου δεν δίνει πολύ καλά αποτελέσματα για την Αθήνα αλλά έχει το μικρότερο μέγιστο σφάλμα από όλες τις προαναφερθείσες συσχετίσεις .

Συμπεραίνουμε ότι καμία από τις προαναφερθείσες σχέσεις δε μπορεί να προσεγγίσει με εξαιρετική ακρίβεια τις πειραματικές τιμές του λόγου $\frac{H_d}{H}$ της περιοχής των Αθηνών. Μπορεί λοιπόν να προταθεί ο συνδυασμός σχέσεων και να γίνει χρήση τους μόνο στο χρονικό διάστημα στο οποίο παρουσιάζουν μεγάλη ακρίβεια. Για τους μήνες Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Μάρτιο και Απρίλιο μπορεί να χρησιμοποιηθεί η σχέση Liu-Jordan, για τους Μάιο, Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο, Σεπτέμβριο, Οκτώβριο η σχέση του Erbs ενώ για τους υπόλοιπους αυτή των Biga-Rui-Rosa.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

[7.1] B. Y. H. Liu and R. C. Jordan: The interrelationship and characteristics distribution of direct, diffuse and total solar radiation. Solar Energy 4 1-19(1960)

- [7.2] Manuel Collares-Pereira and Ari Rabl : The average distribution of solar radiation-correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly radiation values. *Solar Energy* 22 155-164 (1979)
- [7.3] D. G Erbs , S. A. Klein and J. A. Duffie: Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly , daily and monthly-average global radiation
- [7.4] A. J. Biga and Rui-Rosa: Contribution to the study of the solar radiation climate of Lisbon. *Solar Energy* 23 61-67(1979)
- [7.5]C. B. Nagaraja , William A. Bradley and Tae Young Lee .The diffuse component of the daily global solar irradiation at Corvallis , Oregon (U.S.A.).*Solar Energy* 32 637-641(1984)
- [7.6]D .P. Lalas , M. Petrakis , C Papadopoulos : Correlations for the estimation of the diffuse radiation component in Greece. *Solar Energy* 39 455-458(1987)

8. ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΗΝΙΑΙΩΣ ΜΕΣΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

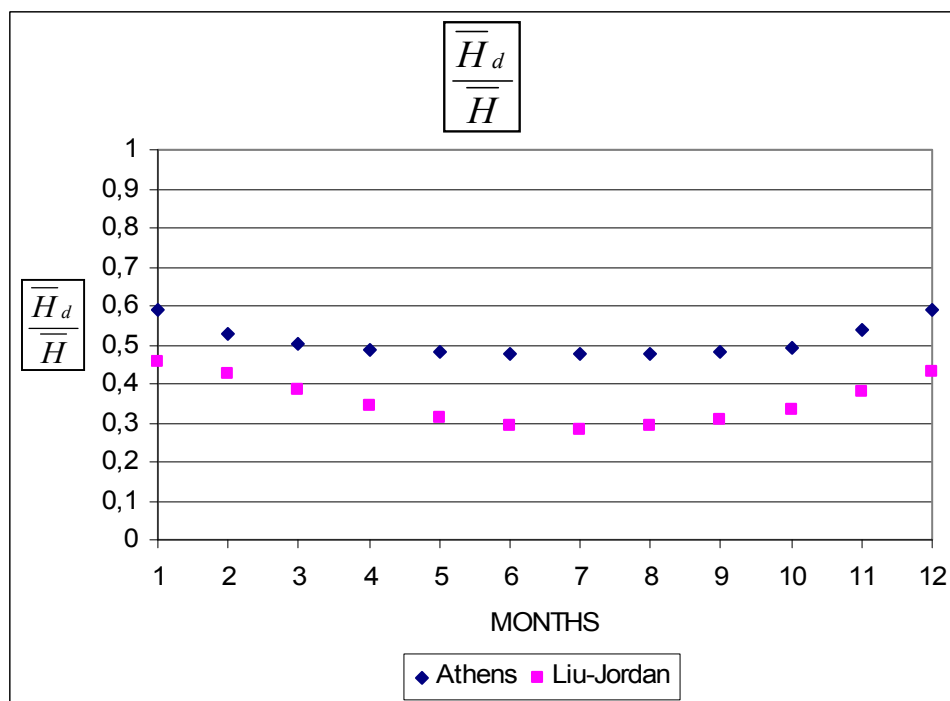
Υπάρχουν πολλά διαφορετικά είδη σχέσεων που υπολογίζουν τη μηνιαίως μέση διάχυτη ακτινοβολία \overline{H}_d οριζοντίου επιπέδου. Πολλοί ερευνητές προσεγγίζουν το λόγο $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ συναρτήσει του μέσου μηνιαίου δείκτη αιθριότητας \overline{K}_T .

Οι πειραματικές τιμές των \overline{H}_d και \overline{H} προκύπτουν πολύ απλά από τα μεγέθη H_d και H (όπως υπολογίστηκαν στο Κεφάλαιο 7) για το n της μέσης μέρας του κάθε μήνα (Πίνακας 1.1). Το \overline{K}_T που χρησιμοποιείται στα διάφορα μοντέλα βρίσκεται από το K_T επίσης για το n της μέσης μέρας κάθε μήνα.

Η πιο διαδεδομένη σχέση είναι αυτή των Liu-Jordan[8.1]:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,39 - 4,027\overline{K}_T + 5,531\overline{K}_T^2 - 3,108\overline{K}_T^3 \quad (8.1)$$

και η σύγκρισή της με τα πειραματικά δεδομένα των Αθηνών φαίνεται στο σχήμα 8.1:



Σχήμα 8.1: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το μοντέλο των Liu-Jordan

Από το παραπάνω σχήμα βλέπουμε ότι η συσχέτιση των Liu-Jordan δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε καμία περίπτωση για τον υπολογισμό του λόγου $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ στην Αθήνα.

Ο Erbs[8.2] για την προσέγγιση του λόγου $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ πρότεινε επίσης πολυώνυμο τρίτου βαθμού :

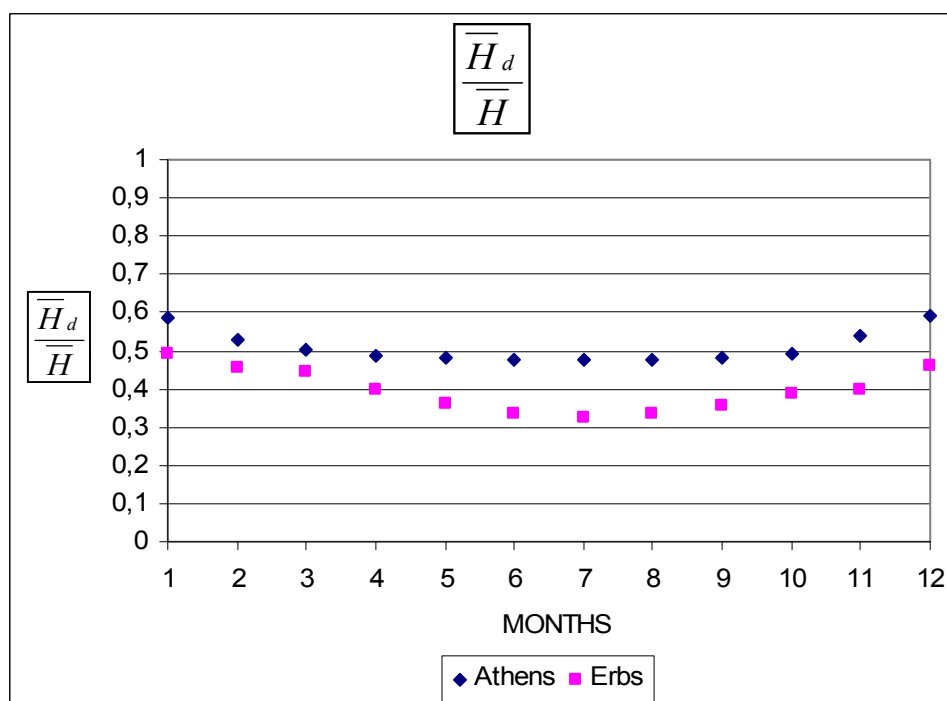
Για $\omega_s \leq 81,4^\circ$ και $0,3 \leq \overline{K}_T \leq 0,8$

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,391 - 3,56\overline{K}_T + 4,189\overline{K}_T^2 - 2,137\overline{K}_T^3 \quad (8.2\alpha)$$

και για $\omega_s > 81,4^\circ$ και $0,3 \leq \overline{K}_T \leq 0,8$

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,311 - 3,022\overline{K}_T + 3,427\overline{K}_T^2 - 1,821\overline{K}_T^3 \quad (8.2\beta)$$

Η ωριαία γωνία δύσης του ηλίου ω_s υπολογίζεται από τη σχέση 1.8 (για την Αθήνα $\phi = 37,97^\circ$) αφού πρώτα υπολογιστεί η ηλιακή απόκλιση δ από την 1.5. Τα αποτελέσματα της σύγκρισης με τις μετρούμενες τιμές στην περιοχή των Αθηνών φαίνονται στο παρακάτω σχήμα.:



Σχήμα 8.2: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το μοντέλο του Erbs

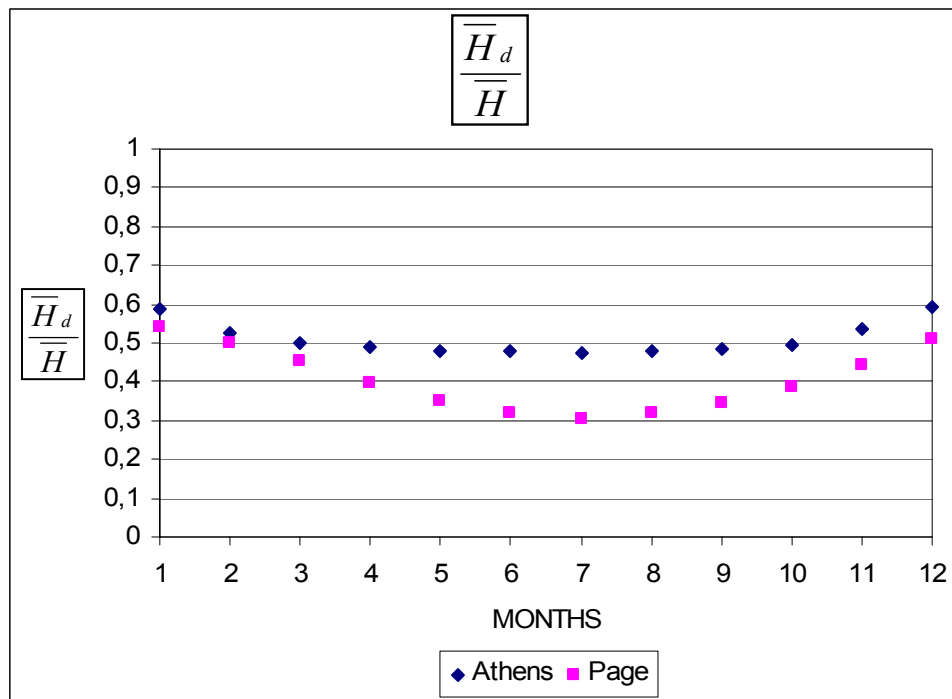
Ο τύπος του Erbs όπως και ο τύπος των Liu-Jordan δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό του λόγου $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ στην Αθήνα.

Ο Page[8.3] , από την άλλη , για να υπολογίσει τη μηνιαίως μέση διάχυτη ακτινοβολία ημέρας ανέπτυξε γραμμικές σχέσεις της μορφής:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = c + d \cdot \overline{K}_T \quad (8.3)$$

Παίρνοντας μετεωρολογικά δεδομένα από 10 διαφορετικές πόλεις του κόσμου (σε μεγάλη απόσταση μεταξύ τους και με διαφορετικό γεωγραφικό πλάτος αλλά με $-40^\circ \leq \phi \leq 40^\circ$) υπολόγισε τους συντελεστές c, d για κάθε πόλη και πρότεινε την παρακάτω σχέση που αναφέρεται σε μέσες τιμές:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,0 - 1,13\overline{K}_T \quad (8.4)$$

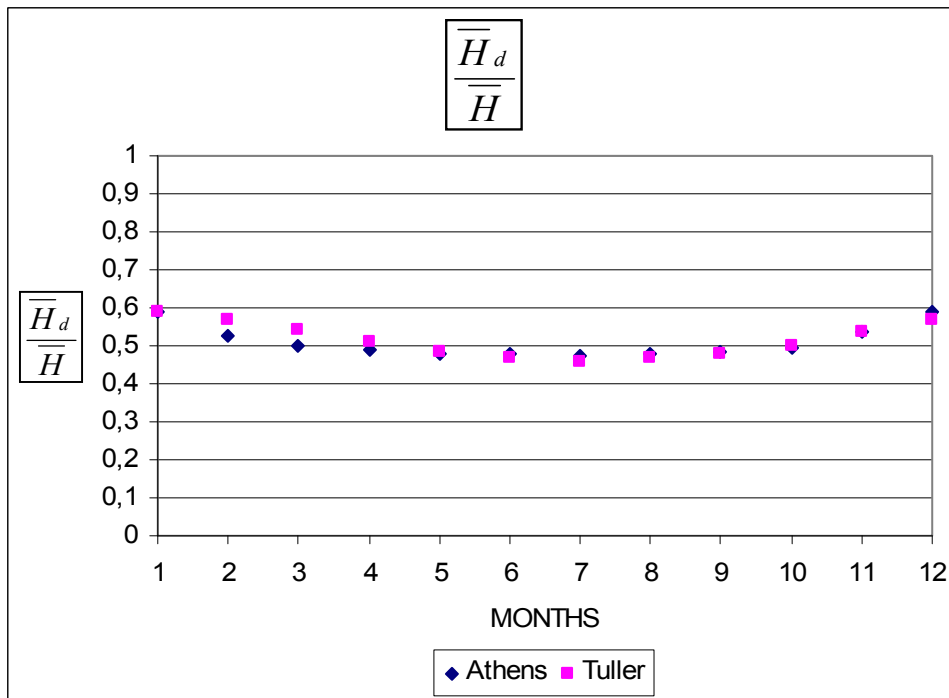


Σχήμα 8.3: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το μοντέλο του Page

Όπως φαίνεται από το σχήμα 8.3 ο τύπος του Page , αν και είναι απλούστερος , προσεγγίζει το λόγο $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ της περιοχής των Αθηνών με μεγαλύτερη ακρίβεια (όχι όμως και ικανοποιητική) από τους αντίστοιχους των Liu-Jordan και Erbs.

Ο Tuller[8.4] ακολουθώντας το μοντέλο του Page χρησιμοποίησε και αυτός γραμμικές εκφράσεις προκειμένου να υπολογίσει τη μηνιαίως μέση διάχυτη ακτινοβολία ημέρας. Συνδυάζοντας δεδομένα από τέσσερις μετεωρολογικούς σταθμούς, ένας εκ των οποίων (ο Resolute) βρίσκεται εντός του αρκτικού κύκλου, πρότεινε την παρακάτω σχέση η οποία όπως φαίνεται και στο σχήμα 8.4 μπορεί να προσεγγίσει τις πειραματικές τιμές του λόγου $\frac{\overline{H_d}}{\overline{H}}$ στην περιοχή των Αθηνών με εξαιρετική ακρίβεια :

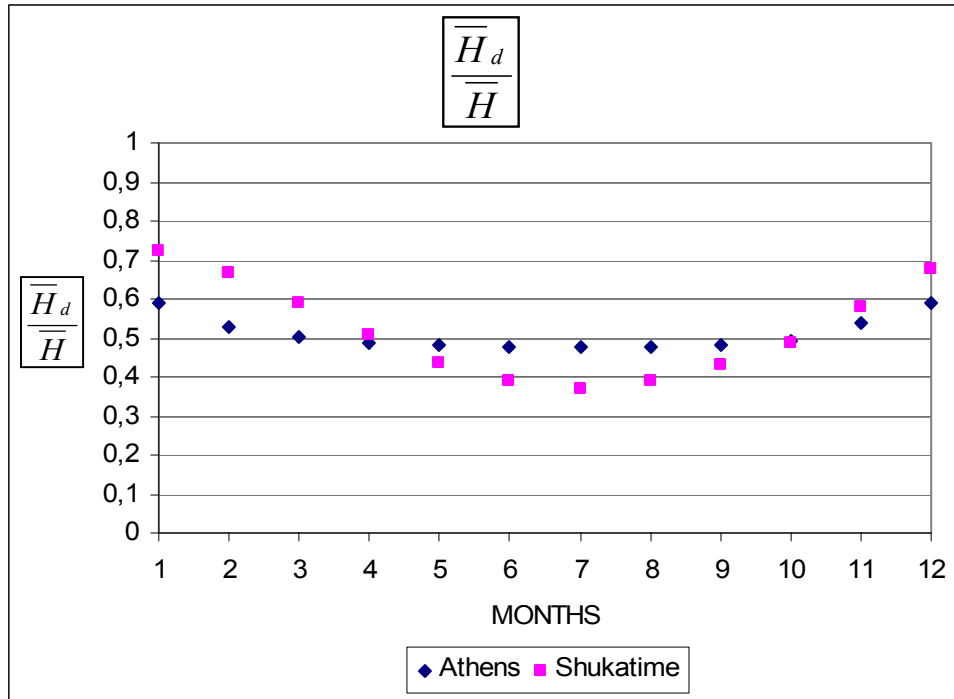
$$\frac{\overline{H_d}}{\overline{H}} = 0,84 - 0,62\overline{K_T} \quad (8.5)$$



Σχήμα 8.4: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το μοντέλο του Tuller

Ο Shukatime[8.5] επεξεργάστηκε στατιστικά στοιχεία από σταθμούς στην Ινδία και πρότεινε επίσης γραμμικό τύπο (σχήμα 8.5):

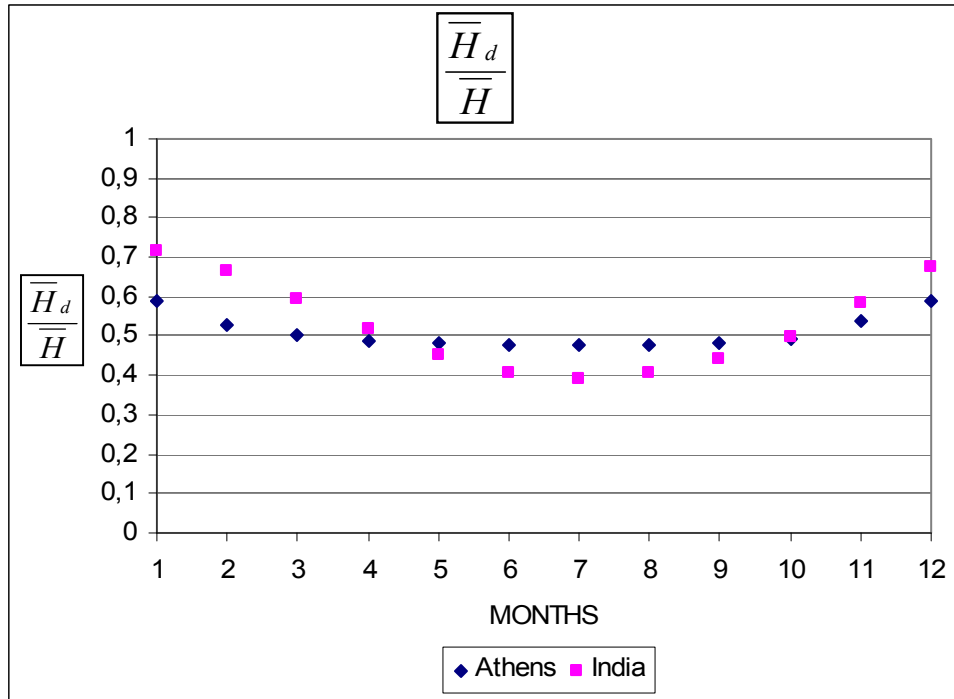
$$\frac{\overline{H_d}}{\overline{H}} = 1,4112 - 1,6956\overline{K_T} \quad 0,3 < \overline{K_T} < 0,7 \quad (8.6)$$



Σχήμα 8.5: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το μοντέλο του Shukatime

Ξεχωριστή μελέτη , πάλι στην Ινδία[8.5] , κατέληξε ότι:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,354 - 1,57\overline{K}_T \quad 0,3 < \overline{K}_T < 0,7 \quad (8.7)$$



Σχήμα 8.6: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με ινδικό μοντέλο

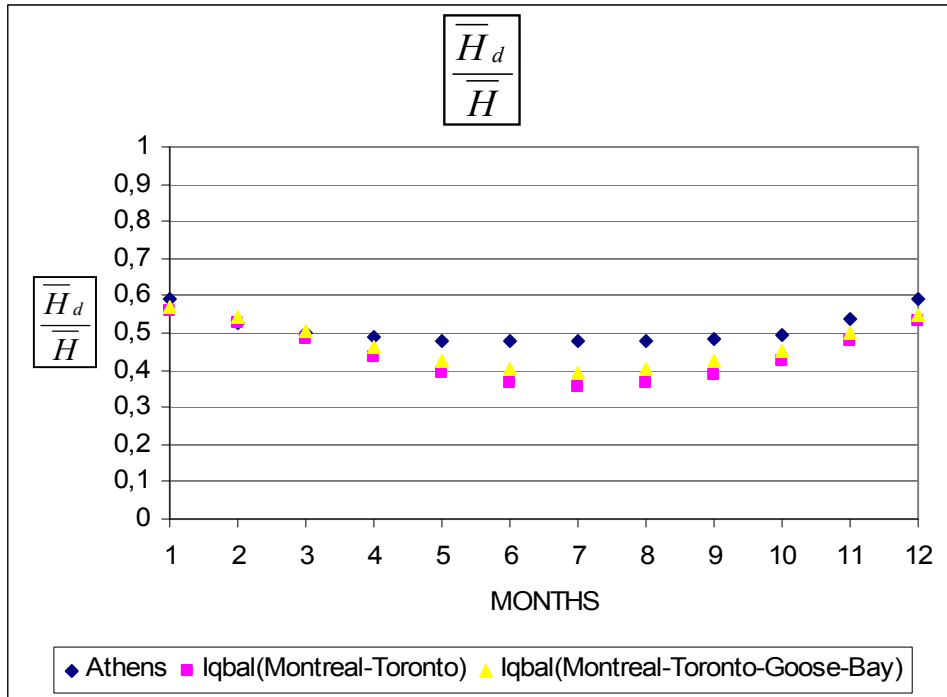
Οι δύο τελευταίες σχέσεις φαίνεται να συμφωνούν μεταξύ τους, χωρίς όμως να προσεγγίζουν με καλή ακρίβεια τα πειραματικά δεδομένα των Αθηνών. Συγκρινόμενες δε, με τη αυτή των Liu-Jordan παρουσιάζουν σημαντικές διαφορές.

Ο M. Iqbal[8.6] χρησιμοποιώντας και αυτός γραμμικά μοντέλα προτείνει την εξής σχέση:

$$\frac{\overline{H_d}}{\overline{H}} = 0,958 - 0,982\overline{K_T} \quad (8.8)$$

η οποία ισχύει για το Μόντρεαλ και το Τορόντο. Για το Μόντρεαλ, το Τορόντο και το Goose Bay μπορεί να χρησιμοποιηθεί η σχέση:

$$\frac{\overline{H_d}}{\overline{H}} = 0,914 - 0,847\overline{K_T} \quad (8.9)$$



Σχήμα 8.7: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με τα μοντέλα του Iqbal

Παρατηρώντας το παραπάνω διάγραμμα συμπεραίνουμε ότι η σχέση του Iqbal για το Μόντρεαλ , το Τορόντο και το Goose Bay προσεγγίζει το λόγο $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ της Αθήνας με σχετικά καλή ακρίβεια.

Ο Μ. Iqbal[8.7] συνεχίζοντας να επεξεργάζεται Καναδικά δεδομένα δημοσιεύει τρεις επιπλέον σχέσεις (η πρώτη γραμμική , οι άλλες δευτεροβάθμιες), οι οποίες υπολογίζουν τη μηνιαίως μέση ακτινοβολία ημέρας συναρτήσει του λόγου $\frac{\overline{n}}{\overline{N}}$:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 0,791 - 0,635 \frac{\overline{n}}{\overline{N}} \quad (8.10)$$

Όταν ο όρος \overline{H} είναι άγνωστος αλλά γνωστός ο \overline{H}_o μπορούν να χρησιμοποιηθούν οι συσχετίσεις :

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}_o} = 0,163 + 0,478 \cdot \left(\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \right) - 0,655 \cdot \left(\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \right)^2 \quad (8.11)$$

$$\frac{\overline{H}_b}{\overline{H}_o} = -0,176 + 1,45 \cdot \left(\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \right) - 1,12 \cdot \left(\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \right)^2 \quad (8.12)$$

όπου \overline{H}_b η μηνιαίως μέση άμεση ακτινοβολία.

Ερευνητές από το Πανεπιστήμιο του Παλέρμο[8.8] επεξεργάστηκαν μετεωρολογικές μετρήσεις από τρεις διαφορετικές πόλεις της Ιταλίας (Παλέρμο , Γένοβα , Ματσεράτα) και προσπάθησαν να βρουν σχέσεις οι οποίες να συμφωνούν με τα πειραματικά αποτελέσματα. Κατέληξαν ότι μια γραμμική συσχέτιση (σχέση 8.3) μπορεί να τα προσεγγίσει πολύ καλά στην περίπτωση του Παλέρμο και της Γένοβας .Όσον αφορά τη Ματσεράτα (Τυρρινικό Πέλαγος) η δευτεροβάθμια εξίσωση προσαρμόζεται καλύτερα. Για το Παλέρμο , τη Ματσεράτα και τη Γένοβα , ισχύουν αντίστοιχα οι σχέσεις :

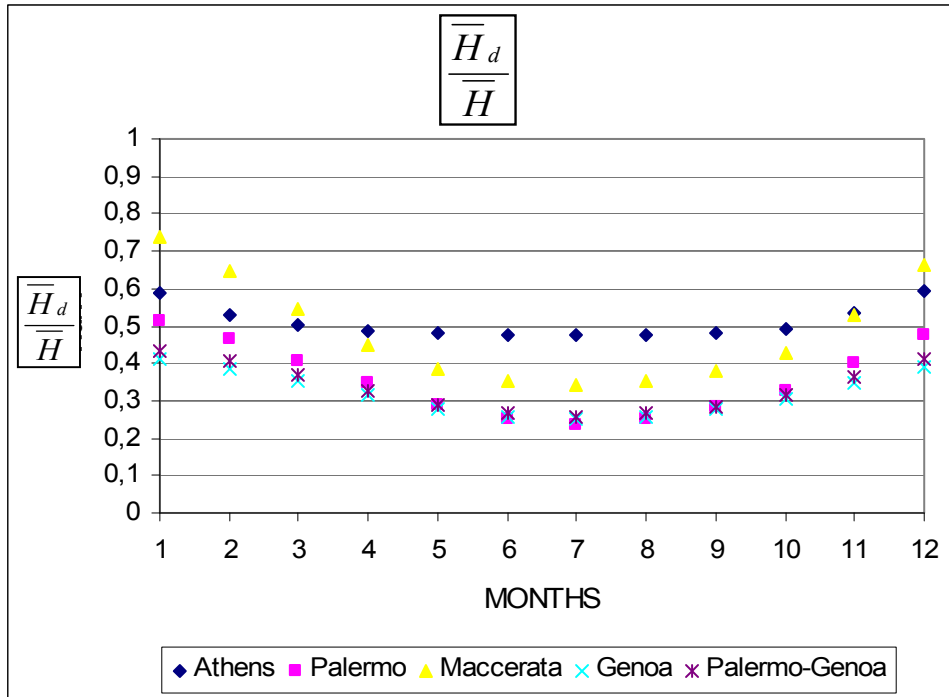
$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,0492 - 1,3246\overline{K}_T \quad (8.13)$$

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 2,6845 - 6,6848\overline{K}_T + 4,6701\overline{K}_T^2 \quad (8.14)$$

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 0,7273 - 0,777\overline{K}_T \quad (8.15)$$

ενώ για το Παλέρμο και τη Γένοβα (Αδριατικές ακτές) μαζί έχουμε:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 0,7801 - 0,8537\overline{K}_T \quad (8.16)$$



Σχήμα 8.8: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με μοντέλο ερευνητών από το Πανεπιστήμιο του Παλέρμο για τρεις Ιταλικές πόλεις

Στο σχήμα 8.8 βλέπουμε ότι μόνο η σχέση για τη Μασσεράτα μπορεί να πλησιάσει τις τιμές του λόγου $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ για την Αθήνα αλλά χωρίς ικανοποιητική ακρίβεια.

Σε περίπτωση που είναι γνωστός ο όρος \overline{H}_o και όχι ο \overline{H} ισχύουν για το Παλέρμο, τη Μασσεράτα και τη Γένοβα αντίστοιχα, οι εξής γραμμικές συσχετίσεις:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}_o} = 0,2626 - 0,1391 \cdot \left(\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \right) \quad (8.17)$$

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}_o} = 0,2989 - 0,1577 \cdot \left(\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \right) \quad (8.18)$$

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}_o} = 0,1532 - 0,0283 \cdot \left(\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \right) \quad (8.19)$$

ενώ για το Παλέρμο και τη Γένοβα μαζί έχουμε:

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}_o} = 0,2036 - 0,0562 \cdot \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \quad (8.20)$$

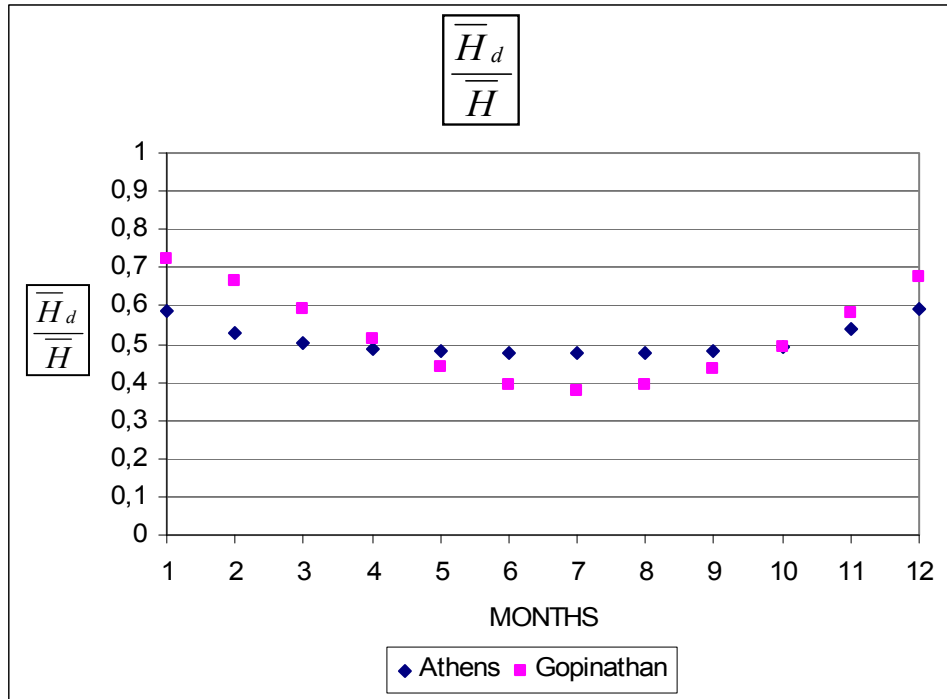
Ο Gopinathan[8.5] , το 1988 , συλλέγοντας στατιστικά δεδομένα από το Madras στο Νέο Δελχί και το Pune πρότεινε τις εξής σχέσεις :

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 1,194 - 0,838\bar{K}_T - 0,0446 \cdot \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \quad (8.21)$$

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 1,403 - 1,672\bar{K}_T \quad (8.22)$$

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 0,931 - 0,814 \cdot \left(\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \right) \quad (8.23)$$

Η σχέση που περιλαμβάνει και τον \bar{K}_T και το λόγο $\frac{\bar{n}}{\bar{N}}$ σύμφωνα με τον Gopinathan φαίνεται να δίνει αποτελέσματα που συμφωνούν καλύτερα με τις μετρούμενες τιμές στην Ινδία από ότι οι άλλες δύο σχέσεις που είναι συνάρτηση μόνο του \bar{K}_T ή μόνο του $\frac{\bar{n}}{\bar{N}}$! Στο σχήμα 8.9 γίνεται σύγκριση της σχέσης 8.22 με τα πειραματικά δεδομένα των Αθηνών και όπως βλέπουμε δε μπορεί να τα προσεγγίσει:



Σχήμα 8.9: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το μοντέλο του Gopinathan

Ο P. Becker[8.9] για να υπολογίσει τη μηνιαίως μέση άμεση ακτινοβολία στην περιοχή Chivina-Chivina στον Παναμά χρησιμοποίησε το λογαριθμικό μοντέλο :

$$\log \bar{H}_b = q + r \cdot \log \bar{H} \quad (MJ / m^2) \quad (8.24)$$

και βρήκε ότι $q = -1,98$ και $r = 2,33$, δηλαδή :

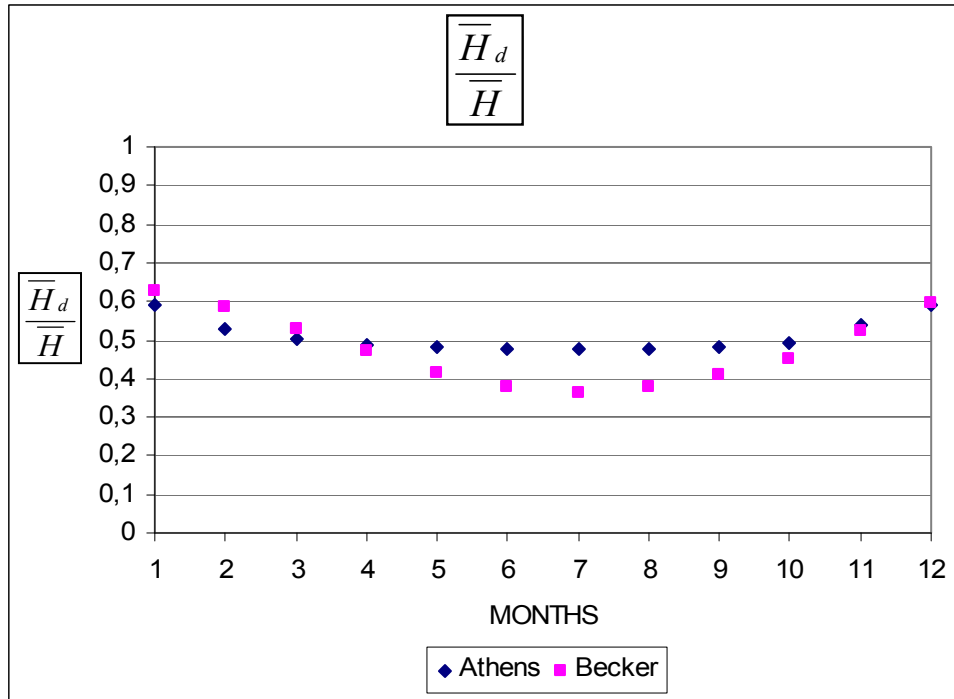
$$\log \bar{H}_b = -1,98 + 2,33 \log \bar{H} \quad (8.25)$$

ενώ χρησιμοποιώντας γραμμικό μοντέλο:

$$\frac{\bar{H}_b}{\bar{H}} = -0,14 + 1,26 \bar{K}_T \quad \text{και} \quad (8.26)$$

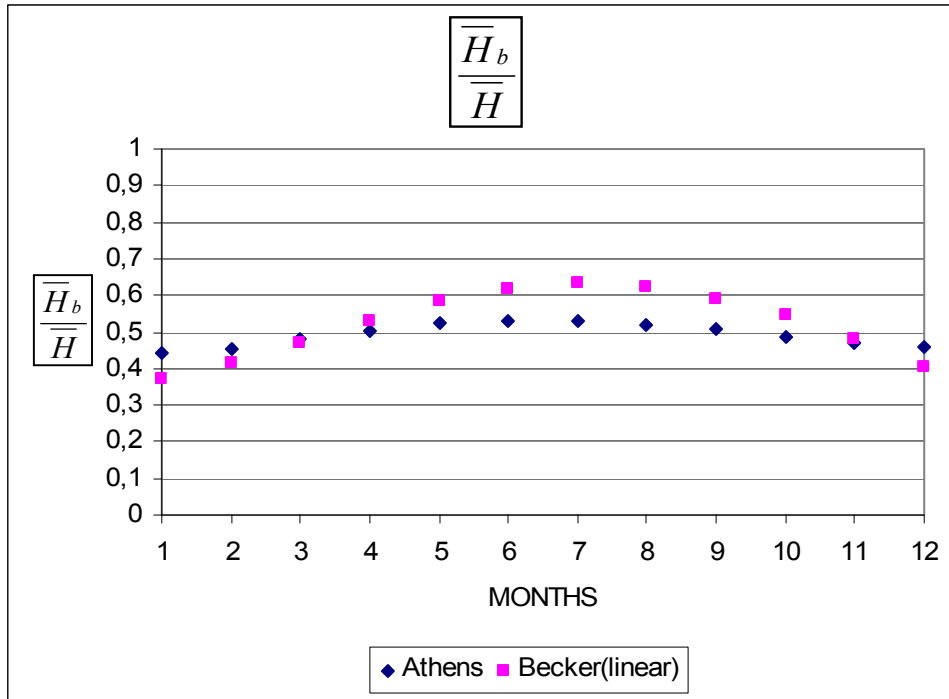
$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 1,14 - 1,26 \bar{K}_T \quad (8.27)$$

Για να υπολογιστεί η μηνιαίως μέση άμεση ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου προστίθενται για κάθε μέρα του χρόνου οι ωριαίες τιμές της άμεσης ακτινοβολίας που προκύπτουν από τη 2.3(πολλαπλασιασμένη επί 3600s) .Στη συνέχεια με τη βοήθεια του Πίνακα 1.1 από το η της μέσης μέρας κάθε μήνα βρίσκεται το \bar{H}_b .

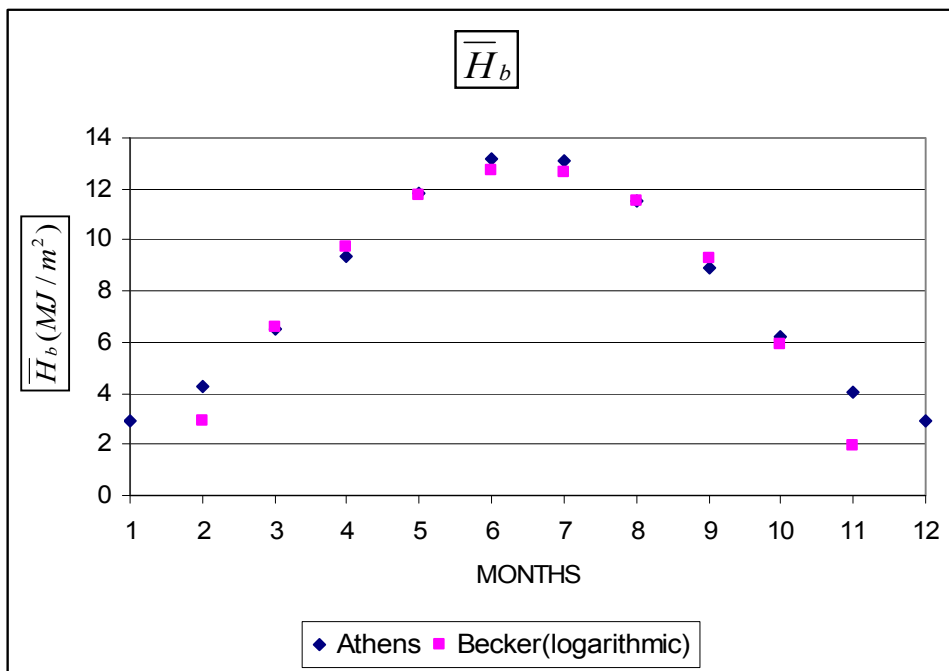


Σχήμα 8.10: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το γραμμικό μοντέλο του Becker

Το μοντέλο του Becker προσεγγίζει αρκετά καλά το λόγο $\frac{\overline{H_d}}{\overline{H}}$ του Αττικού ουρανού με εξαίρεση τους καλοκαιρινούς μήνες.



Σχήμα 8.11α: Λόγος μηνιαίως μέσης άμεσης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το γραμμικό μοντέλο του Becker



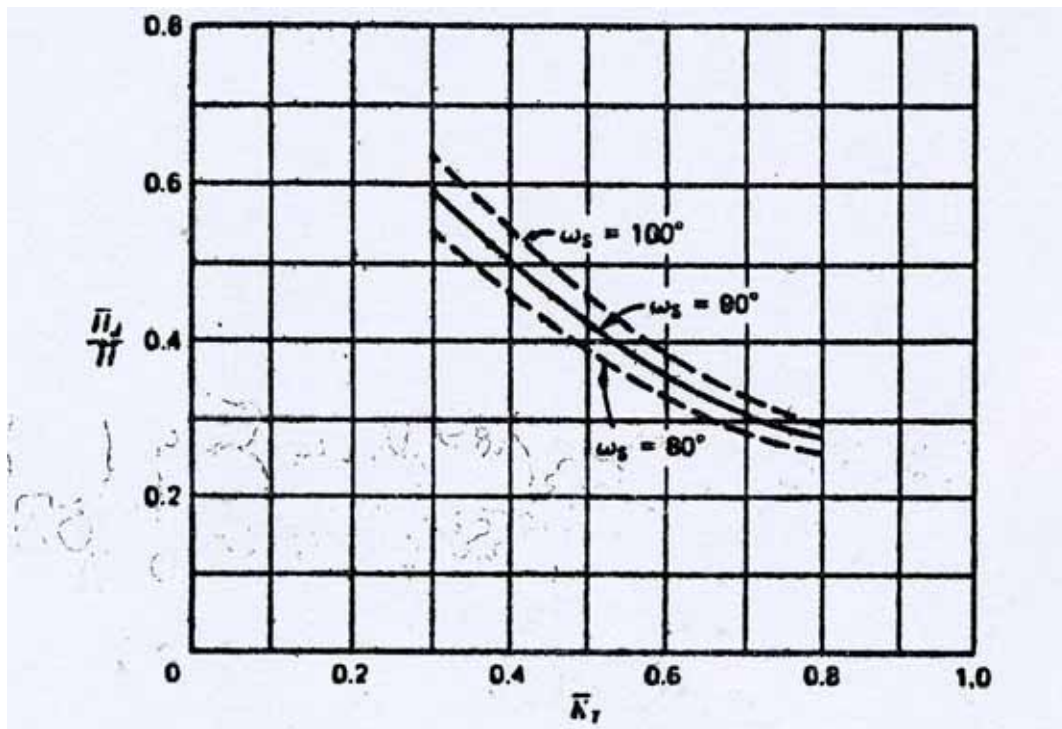
Σχήμα 8.11β: Μηνιαίως μέση άμεση ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσσει των μηνών του έτους εν συγκρίσει με το λογαριθμικό μοντέλο του Becker

Από τα σχήματα 8.11α και 8.11β μπορούμε να συμπεράνουμε ότι το λογαριθμικό μοντέλο του Becker προσεγγίζει το \bar{H}_b της περιοχής των Αθηνών με πολύ καλή ακρίβεια .αλλά δίνει εξωπραγματικά αποτελέσματα (αρνητικές τιμές) για δύο μήνες του χρόνου(Δεκέμβριο, Ιανουάριο). Το γραμμικό κρίνεται ικανοποιητικό με εξαίρεση τους καλοκαιρινούς μήνες .

Οι Collares-Pereira και Rabl[8.10] το 1979 κατέληξαν σε μια πολύ διαδεδομένη σχέση που η μορφή της ξεχωρίζει αρκετά από τις υπόλοιπες :

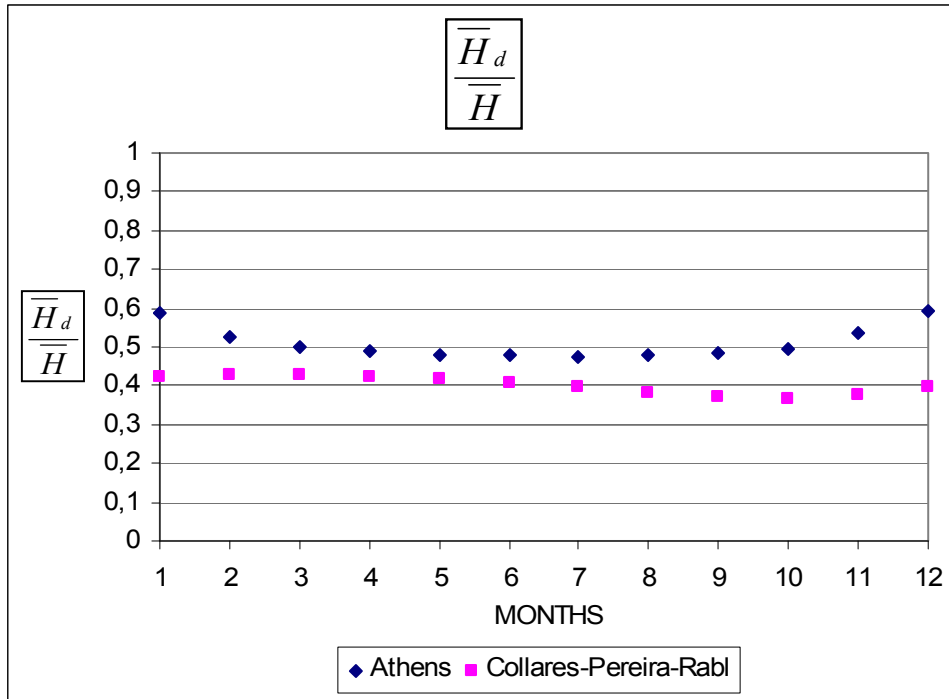
$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 0,775 + 0,00653(\omega_s - 90) - [0,505 + 0,00455(\omega_s - 90)] \cdot \cos(115\bar{K}_T - 103) \quad (8.28)$$

όπου ω_s η ωριαία γωνία δύσης του ηλίου (υπολογίζεται από την σχέση 1.8). Η παραπάνω συσχέτιση δίνεται και σε μορφή διαγράμματος :



Σχήμα 8.12: Συσχέτιση των $\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}}$ και \bar{K}_T με παράμετρο ω_s σύμφωνα με τους Collares-Pereira και Rabl

Προσαρμόζοντας την παραπάνω συσχέτιση στα δεδομένα των Αθηνών μπορούμε να εξακριβώσουμε αν μπορεί να προσεγγίσει τις μετρούμενες τιμές της περιοχής . Τα αποτελέσματα της σύγκρισης όμως είναι αποθαρρυντικά (σχήμα 8.13):



Σχήμα 8.13: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσσει των μηνών του έτους εν συγκρίσει με το μοντέλο των Collares-Pereira -Rabl

Παρατηρώντας το σχήμα 8.13 βλέπουμε ότι το μοντέλο των Collares-Pereira –Rabl εξάγει αποτελέσματα που δε μπορούν να προσεγγίσουν το λόγο $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ του Αττικού ουρανού.

Ο Cladius Lewis[8.11] επεξεργάστηκε μετεωρολογικά δεδομένα από τη Ζιμπάμπουε και κατέληξε στο ότι η καλύτερη δυνατή σχέση για την πρόβλεψη της μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας είναι:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 0,754 - 0,654 \frac{\overline{n}}{\overline{N}} \quad (8.29)$$

Ο Hay[8.12] μελέτησε την ηλιακή ακτινοβολία πριν και μετά τις συνεχείς αντανάκλασεις ανάμεσα στη γη και τα σύννεφα. Έπειτα από τις πολλαπλές αντανάκλασεις η ολική \overline{H}' και η διάχυτη \overline{H}'_d ακτινοβολία που εξέρχεται της ατμόσφαιρας πριν φτάσει στο έδαφος αυξάνει σε μέγεθος. Αυτή η αύξηση εξαρτάται από το είδος του εδάφους της γης, τα σύννεφα καθώς και το αίθριο (χωρίς σύννεφα) κομμάτι του ουρανού:

$$\frac{\overline{H'_d}}{\overline{H'}} = 0,9702 + 1,688 \left(\frac{\overline{H'}}{\overline{H_o}} \right) - 21,303 \left(\frac{\overline{H'}}{\overline{H_o}} \right)^2 + 51,288 \left(\frac{\overline{H'}}{\overline{H_o}} \right)^3 - 50,081 \left(\frac{\overline{H'}}{\overline{H_o}} \right)^4 + 17,551 \left(\frac{\overline{H'}}{\overline{H_o}} \right)^5 \quad (8.30)$$

$$\text{με } \overline{H'} = \overline{H} \rho \cdot \left(\rho_a \frac{\bar{n}}{N_j} \right) + \rho_c \left(1 - \frac{\bar{n}}{N_j} \right) + \overline{H} \quad \text{και} \quad (8.31)$$

$$\overline{H'_d} = \overline{H} \rho \cdot \left(\rho_a \frac{\bar{n}}{N_j} \right) + \rho_c \left(1 - \frac{\bar{n}}{N_j} \right) + \overline{H'_d} \quad (8.32)$$

όπου ρ η ανακλαστικότητα του εδάφους , ρ_a η ανακλαστικότητα του ανέφελου ουρανού ($\rho_a = 0,25$) , ρ_c η ανακλαστικότητα των νεφών ($\rho_c = 0,6$) και N_j η τροποποιημένη διάρκεια της ημέρας που αποκλείει ένα μικρό κλάσμα όταν η γωνία ζενίθ είναι μεγαλύτερη από 85° ($\theta_z > 85^\circ$) . Η τροποποιημένη διάρκεια της ημέρας υπενθυμίζεται ότι είναι:

$$N_j = \frac{\arccos \left(\frac{\cos 85^\circ - \sin \phi \cdot \sin \delta}{\cos \phi \cdot \cos \delta} \right)}{7,5}$$

$$\text{όπου } \delta \text{ η ηλιακή απόκλιση που είναι: } \delta = 23,45 \sin \left[\frac{360(284 + n)}{365} \right].$$

Ο Μ. Hussain [8.13] όπως και στην περίπτωση του υπολογισμού του μέσου μηνιαίου δείκτη αιθριότητας $\overline{K_T}$, χρησιμοποίησε το λόγο $\frac{\bar{n}}{N}$ και την περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς (ειδική υγρασία) για να αναπτύξει μία σχέση η οποία θα υπολογίζει τη μηνιαίως μέση διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου . Έχοντας στη διάθεσή του στατιστικά δεδομένα από σταθμούς στη νότια και κεντρική Ινδία και μάλιστα κοντά στο επίπεδο της θάλασσας πρότεινε τη σχέση:

$$\frac{\overline{H'_d}}{\overline{H_o}} = 0,306 + 0,615 \frac{\bar{n}}{N_j} - 0,0025 w_{at} \quad (8.33)$$

όπου w_{at} η ειδική υγρασία και υπενθυμίζεται ότι είναι:

$$w_{at} = w_r (4,7923 + 0,3647T + 0,0055T^2 + 0,0003T^3)$$

και T η θερμοκρασία περιβάλλοντος σε βαθμούς Κελσίου ($^\circ C$).

Ο Περικλής Κορωνάκης[8.14] προσπαθώντας να προσαρμόσει το γραμμικό μοντέλο του Page στον ελληνικό χώρο αλλά και αυτό των Liu και Jordan αντίστοιχα πρότεινε :

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,0 - 1,112\overline{K}_T \text{ και} \quad (8.34\alpha)$$

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,39 - 4,087\overline{K}_T + 5,696\overline{K}_T^2 - 3,248\overline{K}_T^3 \quad (8.34\beta)$$

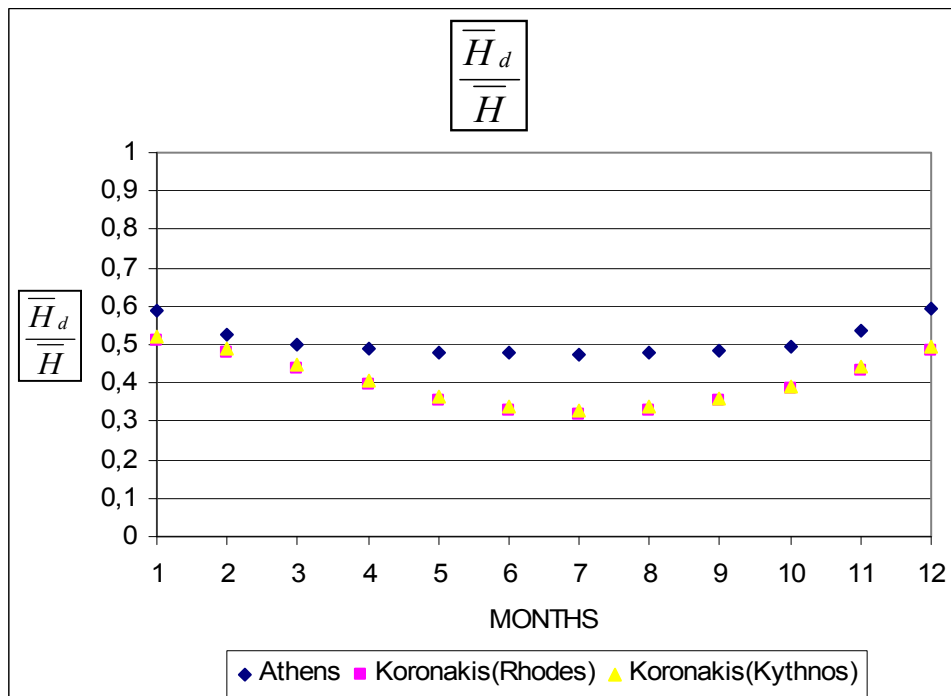
Οι σχέσεις 8.34α 8.34β δε σχεδιάζονται καθώς δεν παρουσιάζουν ουσιαστικές διαφορές με τις αρχικές.

Ειδικά για το νησί της Ρόδου ο Κορωνάκης κατέληξε ότι :

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 0,878 - 0,908\overline{K}_T \quad (8.35)$$

ενώ για το νησί της Κύθνου:

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 0,896 - 0,926\overline{K}_T \quad (8.36)$$

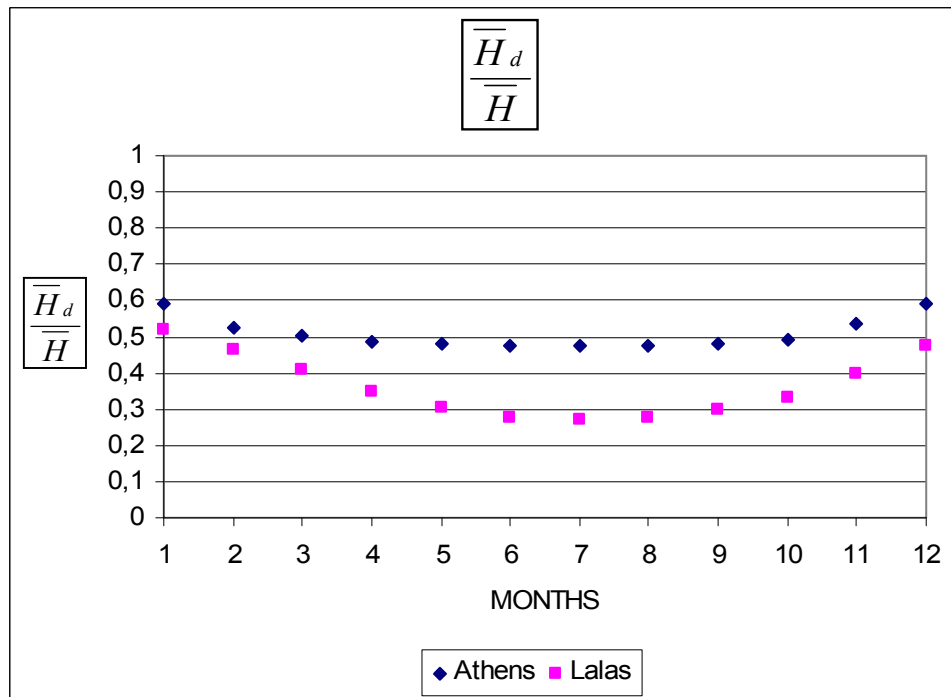


Σχήμα 8.14: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους εν συγκρίσει με τα μοντέλα του Κορωνάκη για Ρόδο και Κύθνο

Από το σχήμα 8.14 παρατηρούμε ότι οι δύο τελευταίες σχέσεις δε μπορούν να προσεγγίσουν το λόγο $\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}$ του Αττικού ουρανού, αν και αφορούν ελληνικά νησιά εκ των οποίων το ένα, η Κύθνος, βρίσκεται πολύ κοντά στην Αθήνα.

Ο Λάλας[8.14] διορθώνοντας την ηλιακή σταθερά για την Ελλάδα ($G_{sc}^{Ath} = 1373 W / m^2$) κατέληξε στη σχέση :

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1,446 - 3,009\overline{K}_T - 1,778\overline{K}_T^2 \quad (8.37)$$



Σχήμα 8.15: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους εν συγκρίσει με το μοντέλο του Λάλα

Από το σχήμα 8.15 συμπεραίνουμε ότι η σχέση του Λάλα για τον Ελληνικό χώρο δε μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον Αττικό ουρανό.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [8.1]B. Y. H. Liu and R. C . Jordan: The interrelationship and characteristics distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* 4 1-19(1960)
- [8.2] D .G Erbs , S. A. Klein and J.A.Duffie: Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly , daily and montly-average global radiation *Solar Energy* 28 293-302(1982)

- [8.3] J. K . Page: The estimation of monthly mean values of daily total short-wave radiation on vertical and inclined surfaces from sunshine records for letitudes $-40^{\circ} \leq \phi \leq 40^{\circ}$ S. *UN Conference on New Sources of Energy* S/98(1961)
- [8.4]S.E. Tuller :The relationship between diffuse , total and extraterrestrial solar radiation . *Solar Energy* 18 259-263(1976)
- [8.5]S. P. Shukatime : Solar Energy principles of thermal collection and storage
- [8.6] M. Iqbal : A study of Canadian diffuse and total solar radiation data –Monthly average daily horizontal radiarion. *Solar Energy* 22 81-86(1979)
- [8.7]M. Iqbal: Correlation of average diffuse and beam radiation with hours of bright sunshine. *Solar Energy* 23 169-173(1979)
- [8.8]S. Barbaro , G. Cannata , C Leone and E. Sinagra: Diffuse solar radiation statistics for Italy .*Solar Energy* 22 429-435(1981)
- [8.9]P. Becker : Monthly average solar radiation in Panama – Daily and hourly relations between direct and global insolation . *Solar Energy* 39 445-453(1987)
- [8.10]Manuel Collares-Pereira and Ari Rabl : The average distribution of solar radiation-correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly radiation values. *Solar Energy* 22 155-164 (1979)
- [8.11]Gladius Lewis: Diffuse irradiation over Zimbabwe . *Solar Energy* 31 125-128 (1983)
- [8.12]J. E. Hay: Calculation of monthly mean solar radiation for horizontal and inclined surfaces. *Solar Energy* 23 301-307(1979)
- [8.13] M. Hussain :Estimation of global and diffuse irradiation from sunshine duration and atmospheric water vapour content *Solar Energy* 33 217-220(1984)
- [8.14]Pericles S. Koronakis : On the choice of the angle of tilt for south facing solar collectors in the Athens basin area. *Solar Energy* 36 217-225 (1986).

9.ΑΝΑΛΥΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΩΡΙΑΙΕΣ ΤΙΜΕΣ

Στατιστικές μελέτες σχετικά με την κατανομή της ημερήσιας ακτινοβολίας στις ώρες της ημέρας κατέληξαν στην παρακάτω συσχέτιση των Collares-Pereira και Rabl[9.1] (1979) , που δίνει το λόγο r_t της ωριαίας προς την ημερήσια ακτινοβολία :

$$r_t = \frac{I}{H} = \frac{\pi}{24} (a + b \cdot \cos \omega) \frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - \left(\frac{2\pi\omega_s}{360} \right) \cos \omega_s} \quad (9.1)$$

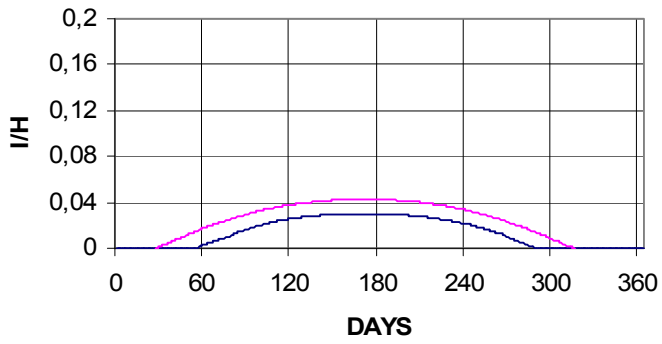
με τους συντελεστές a,b να δίνονται από τους τύπους:

$$a = 0,409 + 0,5016 \cdot \sin(\omega_s - 60^\circ) \quad (9.1\alpha)$$

$$b = 0,6609 - 0,4767 \cdot \sin(\omega_s - 60^\circ) \quad (9.1\beta)$$

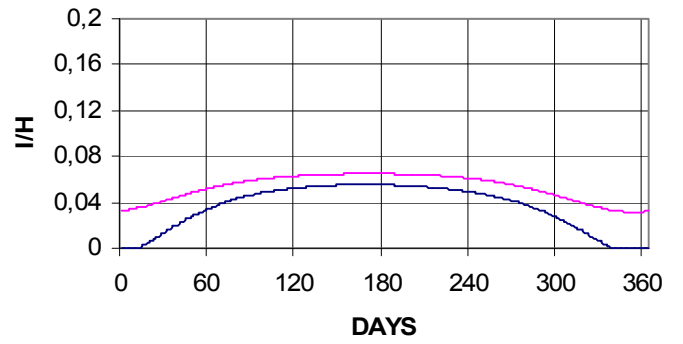
,όπου ω_s η ωριαία γωνία δύσης του ηλίου, I η ωριαία ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου, ω η ωριαία γωνία στο μέσον της υπ' όψιν ώρας και H η ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου. Προσαρμόζουμε το παραπάνω μοντέλο στα δεδομένα της Αθήνας υπενθυμίζοντας ότι η ωριαία γωνία δύσης του ηλίου ω_s υπολογίζεται από τη σχέση 1.8 (για την Αθήνα $\phi = 37.97^\circ$) αφού πρώτα υπολογιστεί η ηλιακή απόκλιση δ από την 1.5 και τα εξαγόμενα αποτελέσματα για κάθε ώρα της ημέρας (το ω υπολογίζεται από την 1.4) και κάθε ημέρα του χρόνου συγκρίνονται με τις μετρούμενες τιμές (το I βρίσκεται από τη 2.1 πολλαπλασιασμένη επί 3600s και το H από τη 2.2 σε μονάδες KJoule):

r_t 7:00



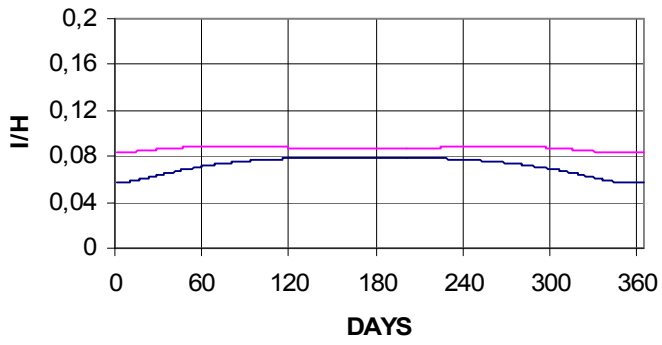
— Athens — Collares-Pereira-Rabl

r_t 8:00



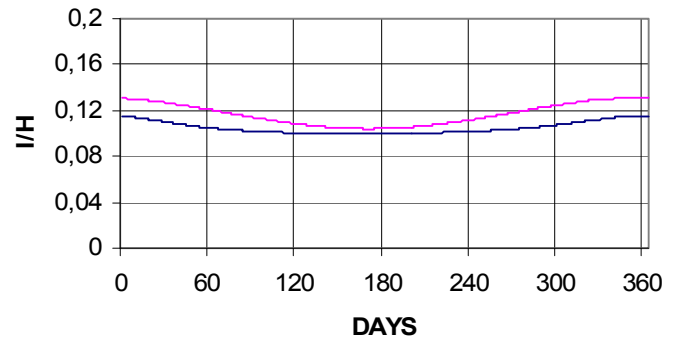
— Athens — Collares-Pereira-Rabl

r_t 9:00



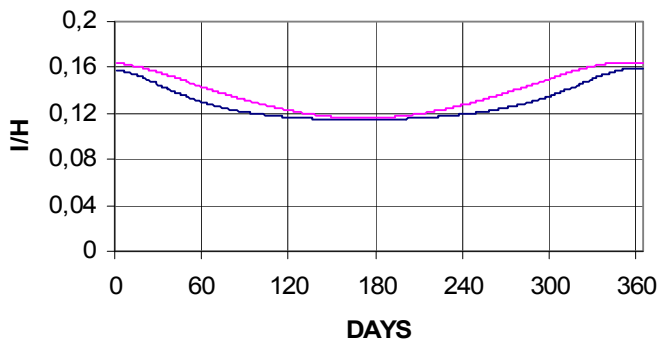
— Athens — Collares-Pereira-Rabl

r_t 10:00



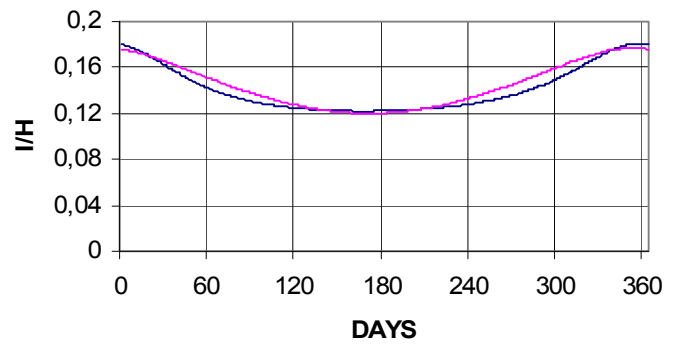
— Athens — Collares-Pereira-Rabl

r_t 11:00

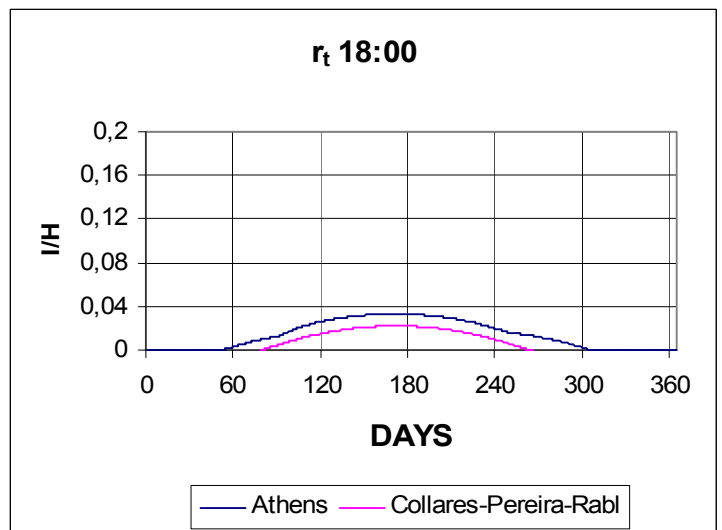
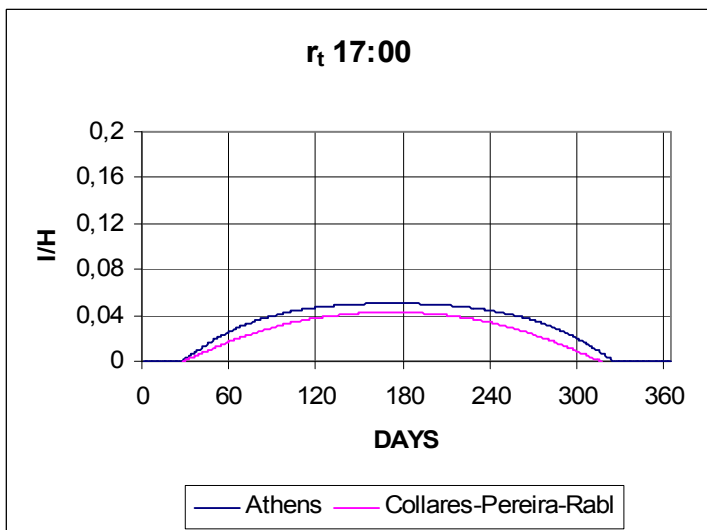
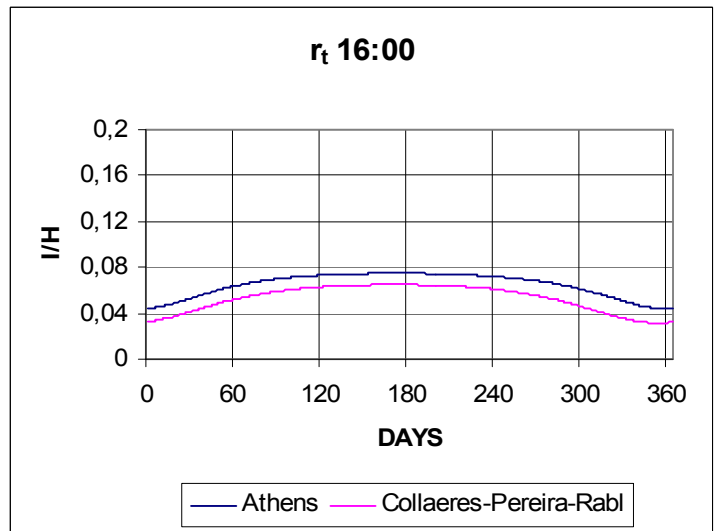
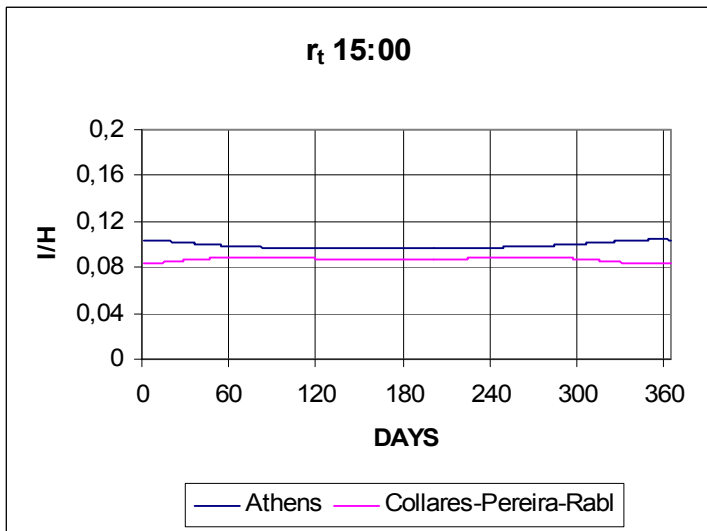
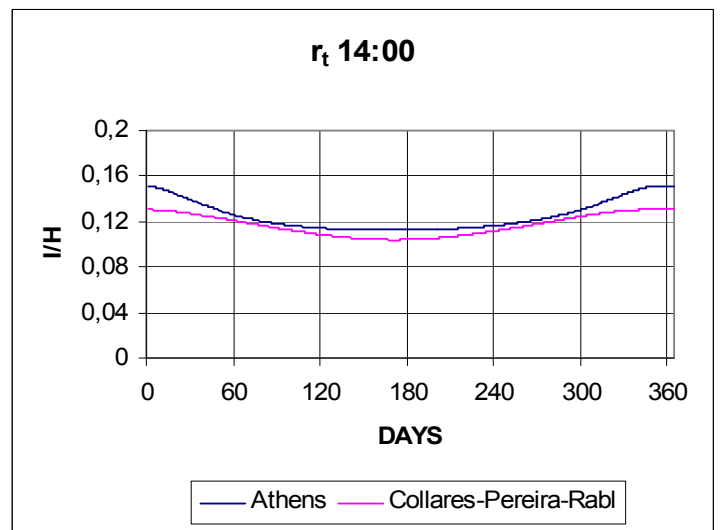
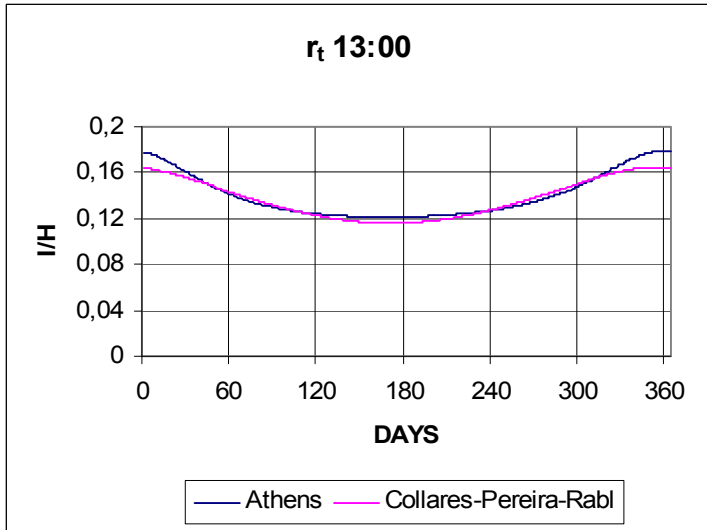


— Athens — Collares-Pereira-Rabl

r_t 12:00



— Athens — Collares-Pereira-Rabl



Σχήμα 9.1 Λόγος ωριαίας ολικής ακτινοβολίας προς την ολική ημερήσια ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών για τις ώρες $t=7,8...18$ συναρτήσσει των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το μοντέλο των Collares-Pereira και Rabl

Παρατηρούμε ότι η σχέση που προτείνουν οι Collares-Pereira και Rabl είναι ικανή να προσεγγίσει το λόγο r_t της περιοχής των Αθηνών με ικανοποιητική ακρίβεια και επομένως προτείνεται η χρήση της .

Μία διαφορετική μορφή της σχέσης 9.1 (αλλά μόνο για τις ώρες της μέσης μέρας του κάθε μήνα) είναι η εξής:

$$\frac{\bar{I}}{\bar{H}} = \frac{\bar{I}_o}{\bar{H}_o} (a + b \cdot \cos \omega) \quad (9.2)$$

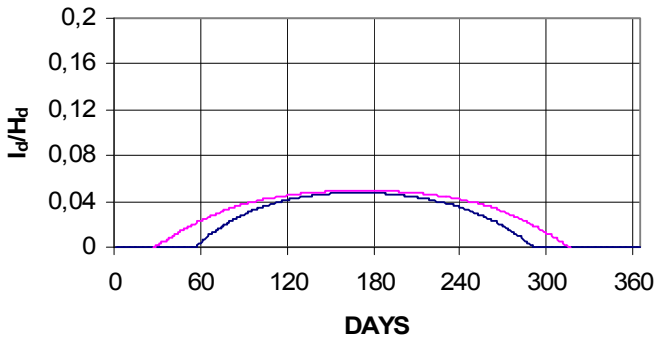
όπου \bar{I} η μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ώρας οριζοντίου επιπέδου , \bar{I}_o η μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ώρας οριζοντίου επιπέδου εκτός ατμόσφαιρας , \bar{H} η μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου , \bar{H}_o η μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου εκτός ατμόσφαιρας και οι συντελεστές a,b δίνονται όπως παραπάνω.

Η παρακάτω συσχέτιση δίνει το λόγο r_d [9.1] της ωριαίας διάχυτης , I_d , προς την ημερήσια διάχυτη ακτινοβολία , H_d , οριζοντίου επιπέδου :

$$r_d = \frac{I_d}{H_d} = \frac{\pi}{24} \cdot \frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - \left(\frac{2\pi\omega_s}{360} \right) \cdot \cos \omega_s} \quad (9.3)$$

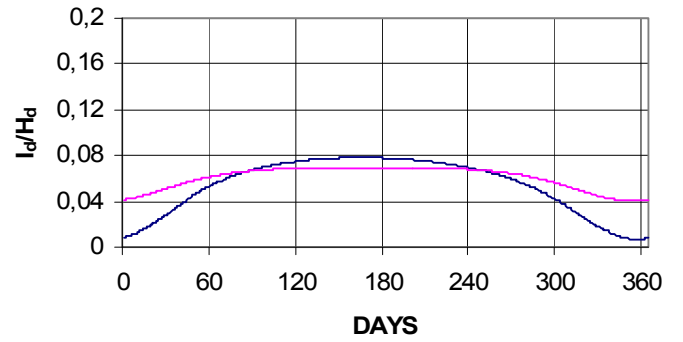
Το πειραματικά μέγεθος I_d υπολογίζεται για κάθε ώρα της ημέρας και για κάθε ημέρα από τη σχέση 2.4(επί 3600s) ενώ το H_d όπως περιγράφηκε στο Κεφάλαιο 7 . Τα μεγέθη του μοντέλου υπολογίζονται όπως και στην περίπτωση του λόγου r_t .Η προσέγγιση του λόγου r_d της περιοχής των Αθηνών που πραγματοποιεί η συσχέτιση των Collares-Pereira και Rabl (σχήμα9.2) μπορεί να κριθεί ικανοποιητική:

r_d 7:00



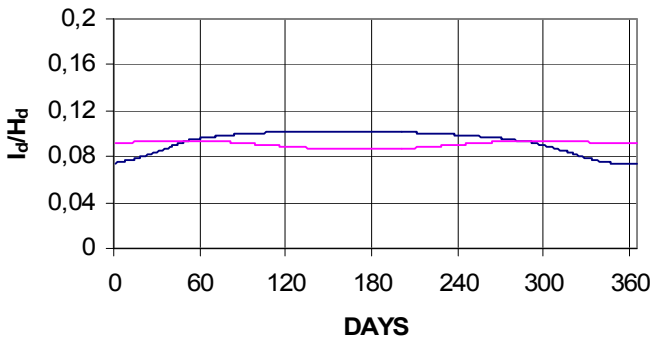
Athens Collares-Pereira-Rabl

r_d 8:00



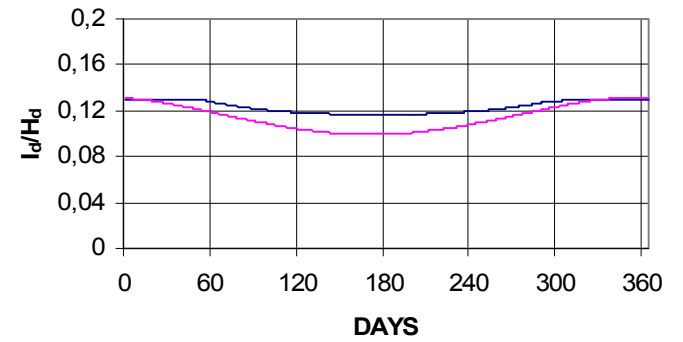
Athens Collares-Pereira-Rabl

r_d 9:00



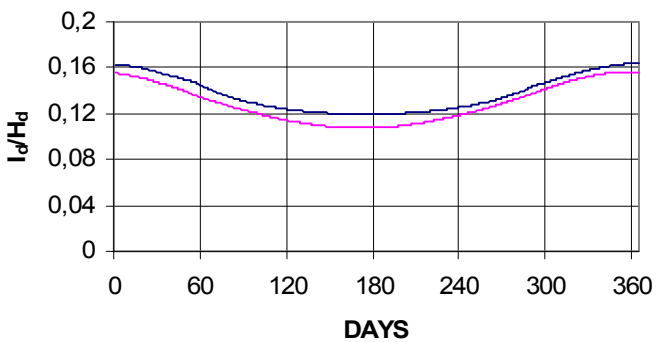
Athens Collares-Pereira-Rabl

r_d 10:00



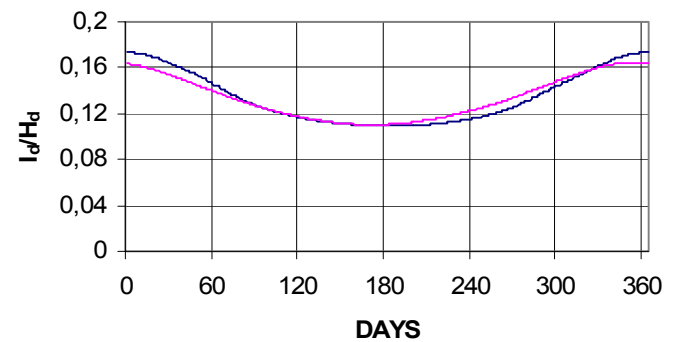
Athens Collares-Pereira-Rabl

r_d 11:00

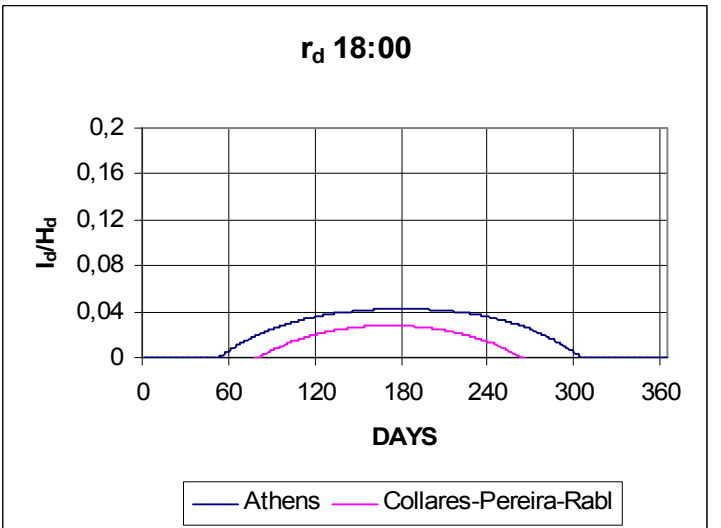
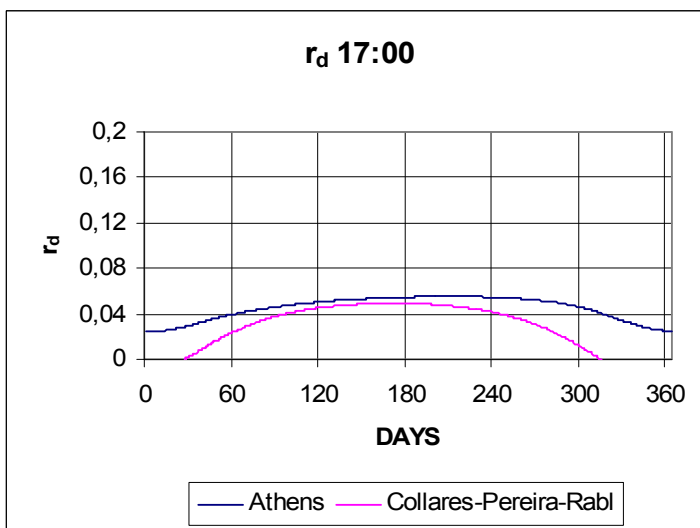
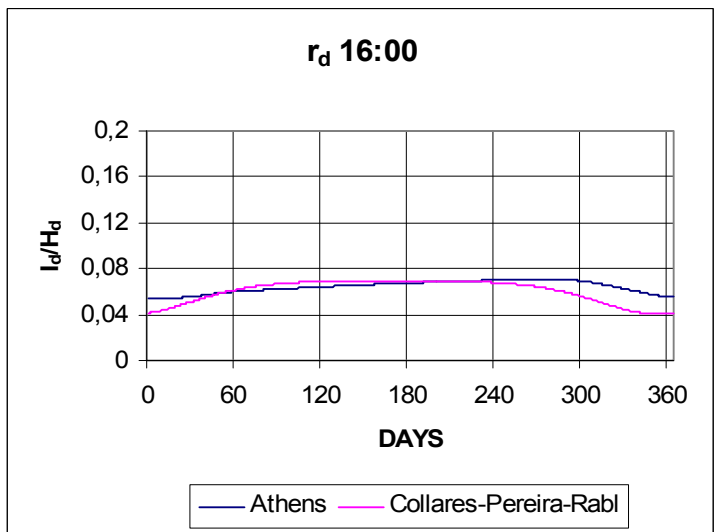
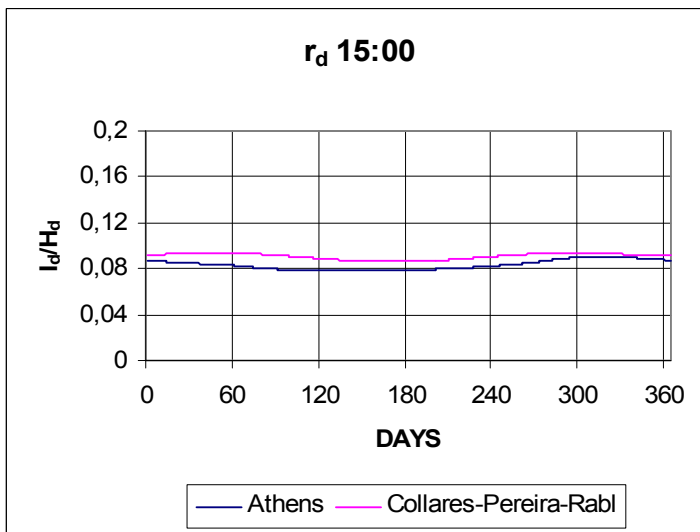
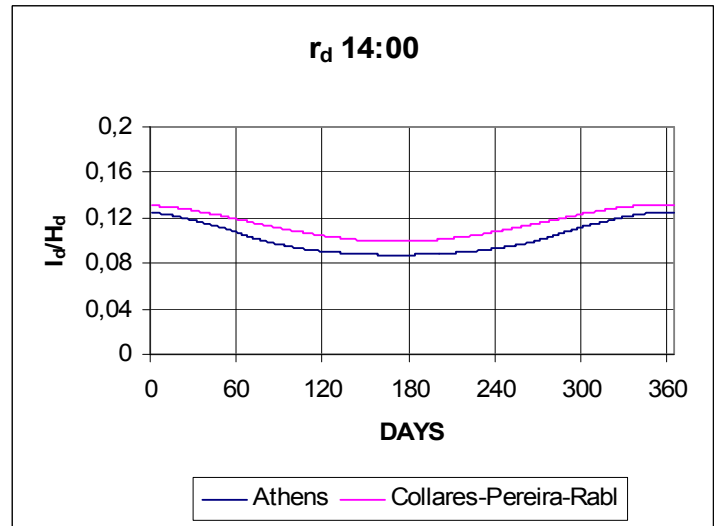
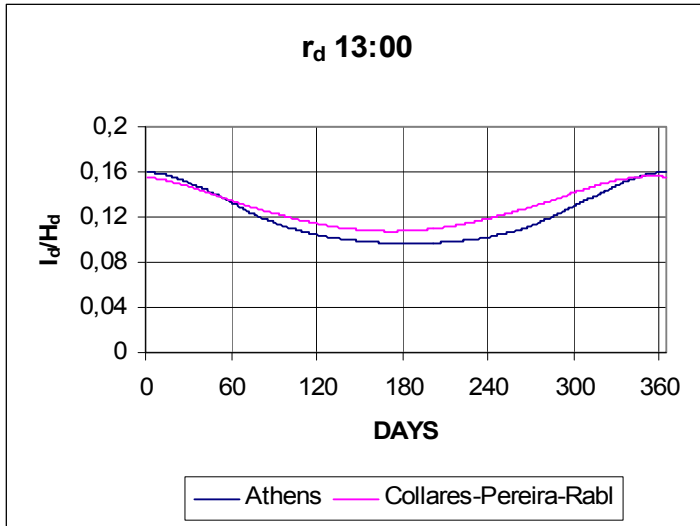


Athens Collares-Pereira-Rabl

r_d 12:00



Athens Collares-Pereira-Rabl



Σχήμα 9.2: Λόγος ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας προς την διάχυτη ημερήσια ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών $t=7,8...18$ συναρτήσεσι των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το μοντέλο των Collares-Pereira και Rabl

Οι Satyamurty και Lahiri[9.2] συλλέγοντας δεδομένα από δεκατέσσερις τοποθεσίες στην Ινδία κατέληξαν στη συσχέτιση:

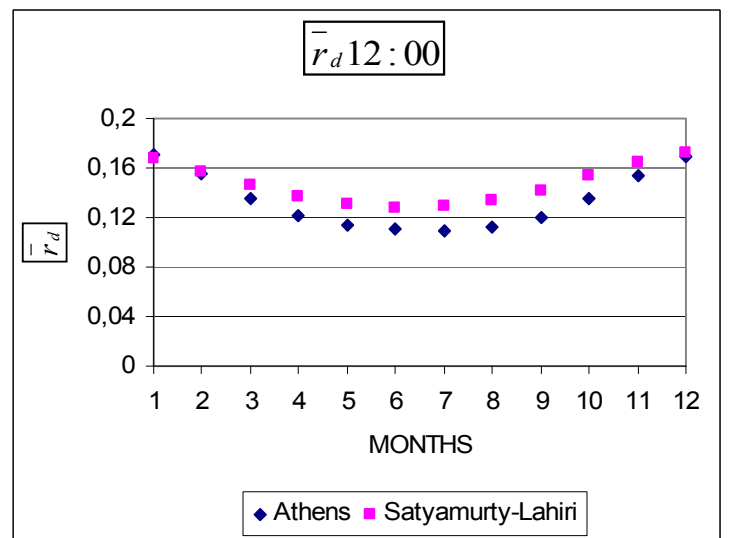
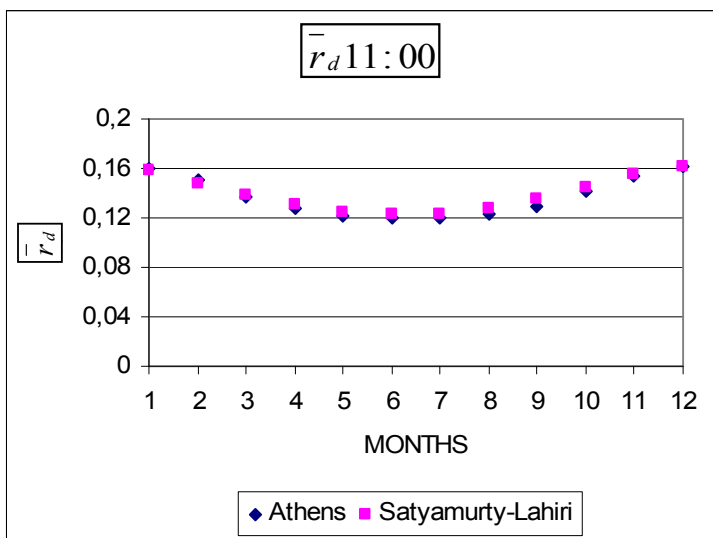
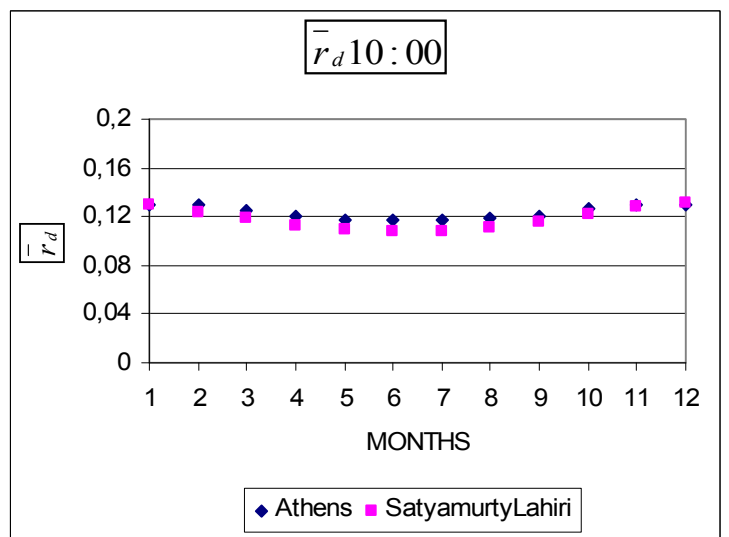
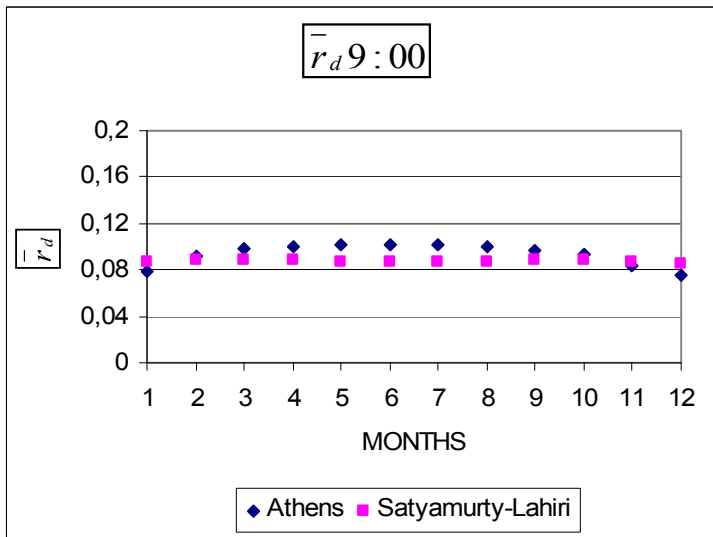
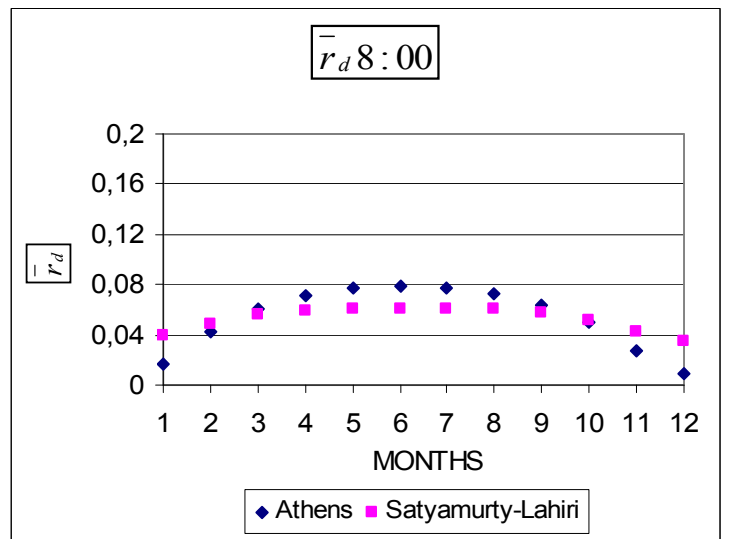
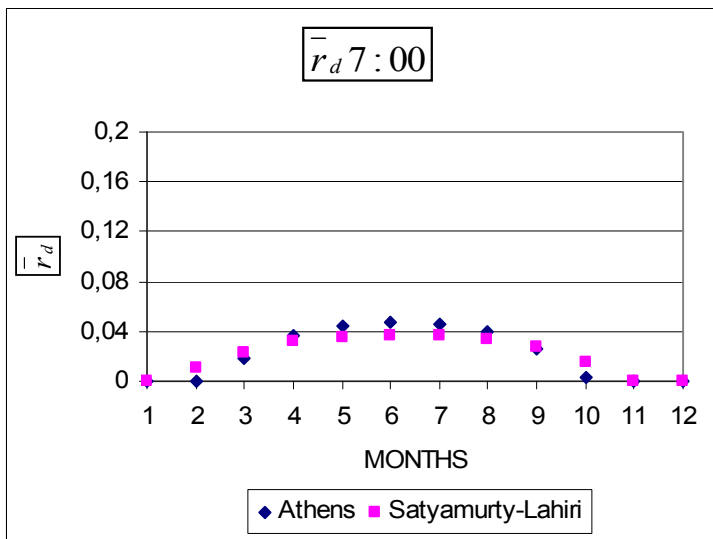
$$\bar{r}_d = \frac{\bar{I}_d}{H_d} = \frac{\bar{I}_o}{H_o} (a' + b' \cdot \cos \omega) \quad (9.4)$$

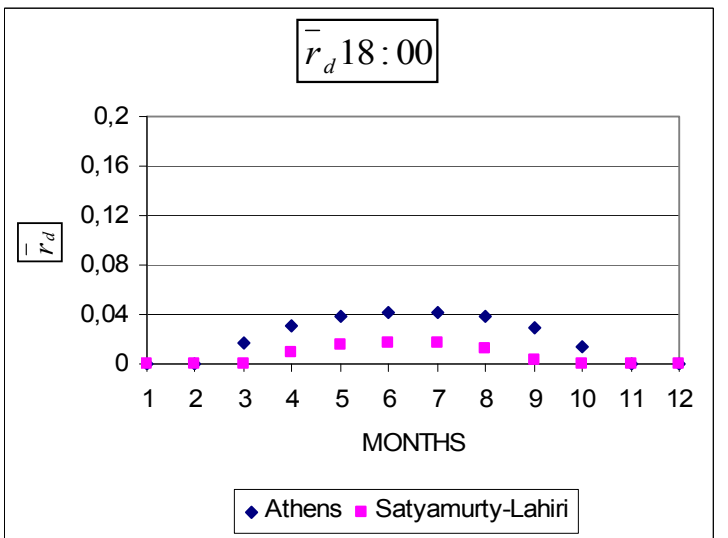
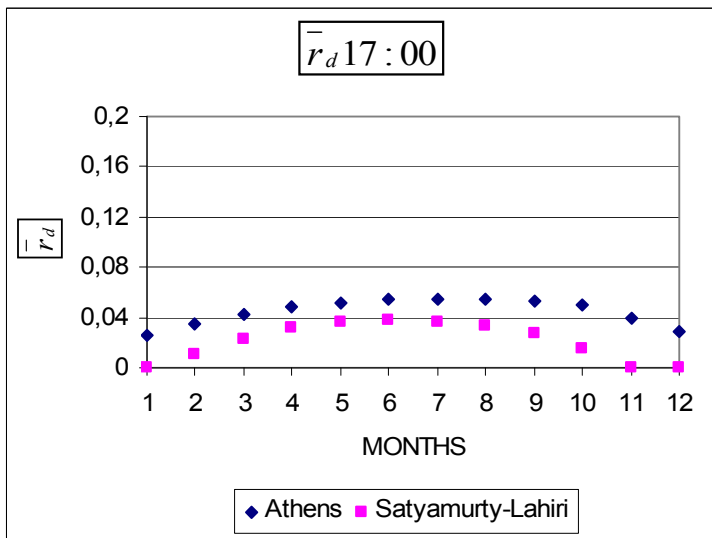
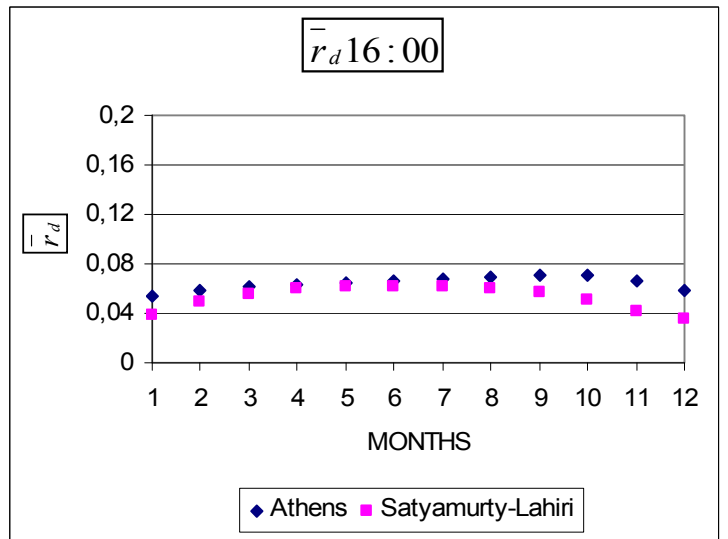
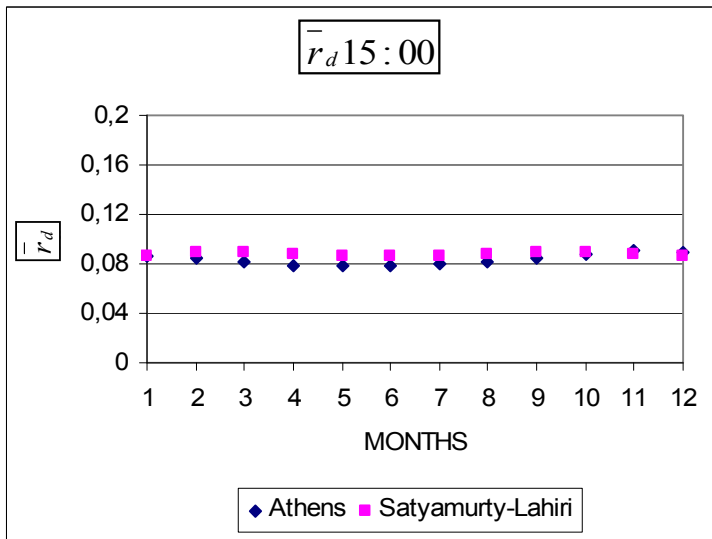
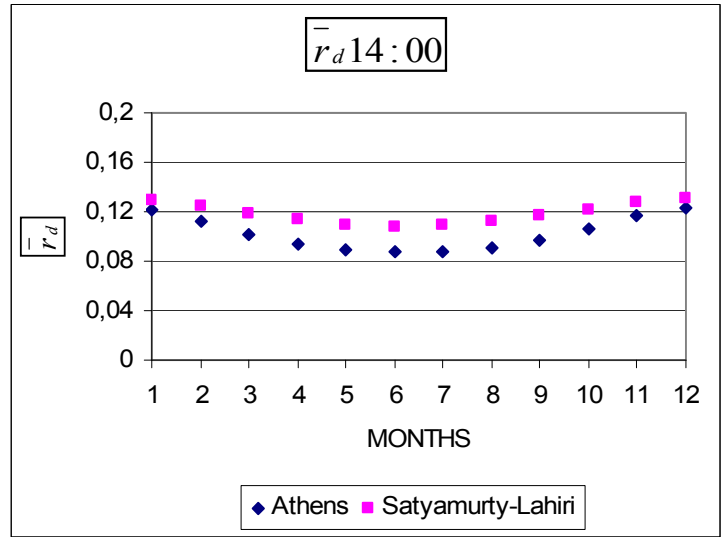
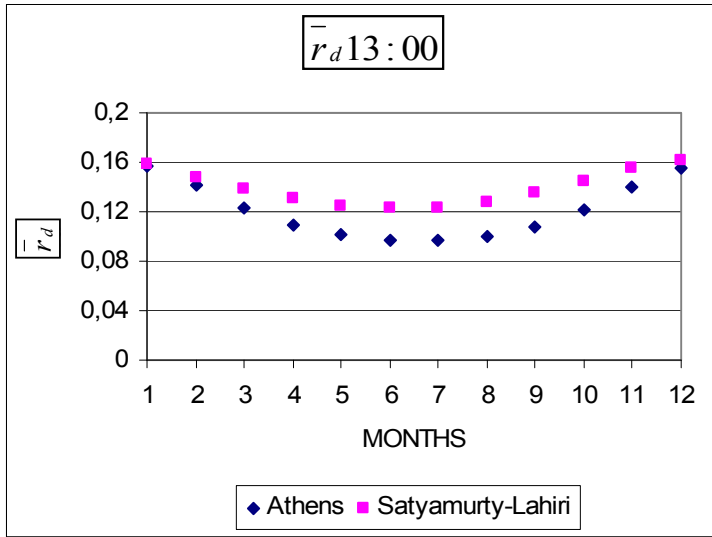
όπου \bar{I}_d η μηνιαίως μέση διάχυτη ακτινοβολία ώρας οριζοντίου επιπέδου, \bar{H}_d η μηνιαίως μέση διάχυτη ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου και τους συντελεστές a', b' να δίνονται από τους τύπους:

$$a' = \begin{cases} 0,4922 + 0,27 \frac{\bar{H}_d}{H} & 0,3 \leq \frac{\bar{H}_d}{H} \leq 0,7 \\ 0,76 + 0,113 \frac{\bar{H}_d}{H} & 0,7 < \frac{\bar{H}_d}{H} \leq 0,9 \end{cases} \quad (9.4\alpha)$$

$$b' = \frac{2 \cdot (1 - a') \cdot (\sin \omega_s - \omega_s \cdot \cos \omega_s)}{\omega_s - 0,5 \cdot \sin 2\omega_s} \quad (9.4\beta)$$

Η τιμή του λόγου $\frac{\bar{H}_d}{H}$ βρίσκεται όπως περιγράφηκε στην αρχή του Κεφαλαίου 8, το πειραματικό \bar{I}_d βρίσκεται από το I_d για το n της μέσης μέρας (Πίνακας 1.1) και τα υπόλοιπα μεγέθη του μοντέλου όπως και στην περίπτωση των λόγων r_d, r_t . Τα αποτελέσματα της σύγκρισης του μοντέλου αυτού με τις πειραματικές τιμές του λόγου \bar{r}_d της Αθήνας για τις ώρες 7πμ έως 6μμ φαίνονται στο παρακάτω σχήμα:





Σχήμα 9.3: Λόγος ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας μέσης ημέρας προς τη μηνιαίως μέση διάχυτη ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών για τις ώρες $t=7,8,9...18$ συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το μοντέλο των Satyamurty και Lahiri

Παρατηρούμε λοιπόν ότι και το μοντέλο των Satyamurty και Lahiri δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

[9.1] Manuel Collares-Pereira and Ari Rabl : The average distribution of solar radiation-correlations between diffuse and hemispherical and between daily and hourly radiation values. *Solar Energy* 22 155-164 (1979)

[9.2]V. V. Satyamurty and P. K. Lahiri :Estimation of symmetric and asymmetric hourly global and diffuse Radiation from daily values. *Solar Energy* 48 (1992)

10. ΠΡΟΣΠΙΠΤΟΥΣΑ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ

Υπάρχουν διάφορα μοντέλα υπολογισμού της ολικής ακτινοβολίας κεκλιμένου επιπέδου. Το πρώτο μοντέλο θεωρεί ότι η διάχυτη ακτινοβολία φθάνει από την περιοχή του ήλιου (υπόθεση κατάλληλη για πολύ διαυγή ατμόσφαιρα, χωρίς νέφωση). Έτσι η διάχυτη ακτινοβολία έχει την ίδια κατεύθυνση με την άμεση και συνεπώς $R_d = R_b$. Ένα δεύτερο μοντέλο θεωρεί τη διάχυτη ακτινοβολία ισότροπο (υπόθεση κατάλληλη για ομοιόμορφη νέφωση και διαυγή ατμόσφαιρα) και επιπλέον υποθέτει ότι η ανακλώμενη ακτινοβολία από το έδαφος και τις γειτονικές επιφάνειες είναι ισοδύναμη με την εξ' ουρανού διάχυτη ακτινοβολία, οπότε η κεκλιμένη επιφάνεια δέχεται, για οποιαδήποτε κλίση και προσανατολισμό, την ίδια διάχυτη ακτινοβολία. Συνεπώς $R = R_d = R_b$.

Οι Liu και Jordan το 1963[10.1] βελτίωσαν το προηγούμενο μοντέλο υπολογισμού της ολικής ακτινοβολίας κεκλιμένου επιπέδου. Θεώρησαν ότι η ακτινοβολία που δέχεται μία κεκλιμένη επιφάνεια αποτελείται από τις εξής συνιστώσες:

- Άμεση ακτινοβολία: $G_b R_b$
- Διάχυτη ακτινοβολία προερχόμενη από τον ουρανό: $G_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right)$
- Διάχυτη ακτινοβολία προερχόμενη από την ανάκλαση της ολικής στο έδαφος :
 $(G_b + G_d) \rho \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right)$

όπου $\left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right)$ και $\left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right)$ οι παράγοντες όρασης ουρανού και εδάφους αντιστοίχως. Προσθέτοντας τις παραπάνω τρεις συνιστώσες, προκύπτει η ολική ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου:

$$G_T = G_b R_b + I_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + (G_b + G_d) \rho \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (10.1)$$

όπου ρ η ανακλαστικότητα του εδάφους ($\rho = 0,2$ για συνηθισμένο έδαφος έως $\rho = 0,7$ για χιονισμένο έδαφος). Ακόμα είναι:

$$R = \frac{I_b}{I} R_b + \frac{I_d}{I} \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + \rho \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (10.2)$$

Οι παραπάνω σχέσεις ισχύουν και για ωριαίες τιμές, δηλαδή μπορεί να χρησιμοποιηθεί το σύμβολο I αντί του συμβόλου G .

Κατ' αντιστοιχία με τις προηγούμενες σχέσεις μπορεί να υπολογιστεί η μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας κεκλιμένου επιπέδου \bar{H}_T και ο λόγος της μηνιαίως μέσης ολικής ακτινοβολίας ημέρας κεκλιμένου επιπέδου προς αυτήν του οριζοντίου επιπέδου \bar{R} :

$$\overline{H}_T = \overline{H} \left(1 - \frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} \right) \overline{R}_b + \overline{H}_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + \overline{H} \rho \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (10.3)$$

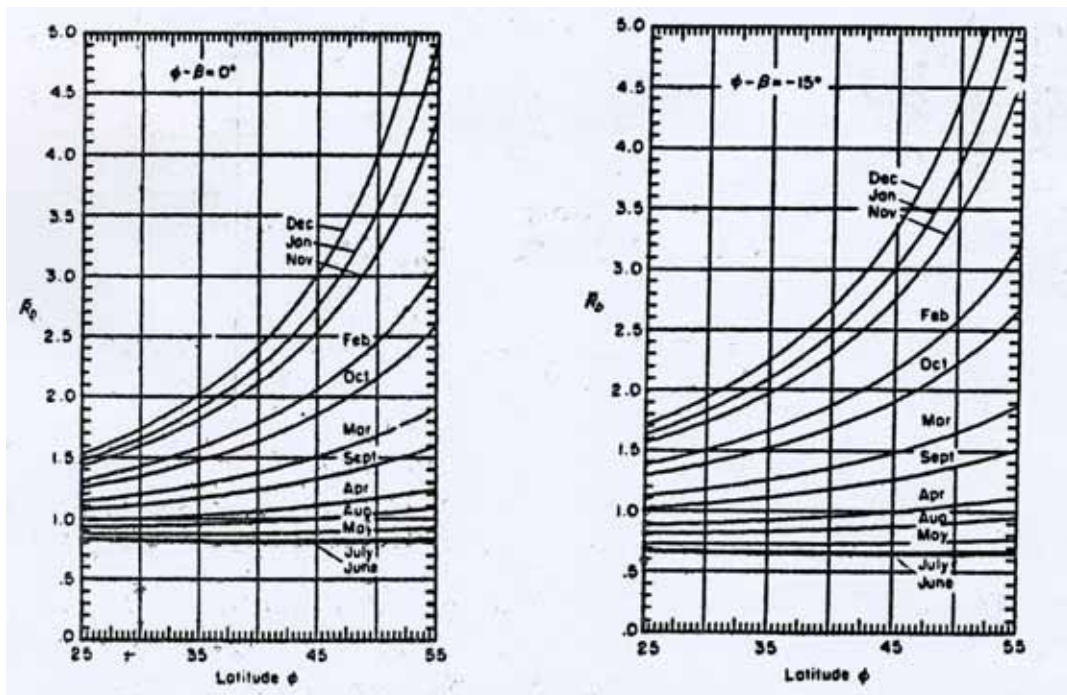
$$\overline{R} = \frac{\overline{H}_T}{\overline{H}} = \left(1 - \frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} \right) \overline{R}_b + \frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + \rho \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (10.4)$$

όπου $\overline{R}_b = \frac{\overline{H}_{bT}}{H_b}$ ο λόγος της μηνιαίως μέσης άμεσης ακτινοβολίας ημέρας κεκλιμένου επιπέδου προς αυτήν του οριζοντίου επιπέδου. Για επιφάνειες του βορείου ημισφαιρίου προσανατολισμένες προς νότο ($\gamma = 0^\circ$) ισχύει ότι:

$$\overline{R}_b = \frac{\overline{H}_{bT}}{H_b} = \frac{\cos(\phi - \beta) \cos \delta \sin \omega'_s + (\pi/180) \omega'_s \sin(\phi - \beta) \sin \delta}{\cos \phi \cos \delta \sin \omega_s + (\pi/180) \omega_s \sin \phi \sin \delta} \quad (10.5)$$

$$\text{όπου } \omega'_s = \min \left\{ \begin{array}{l} \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \\ \arccos[-\tan(\phi - \beta) \tan \delta] \end{array} \right\} \quad (10.6)$$

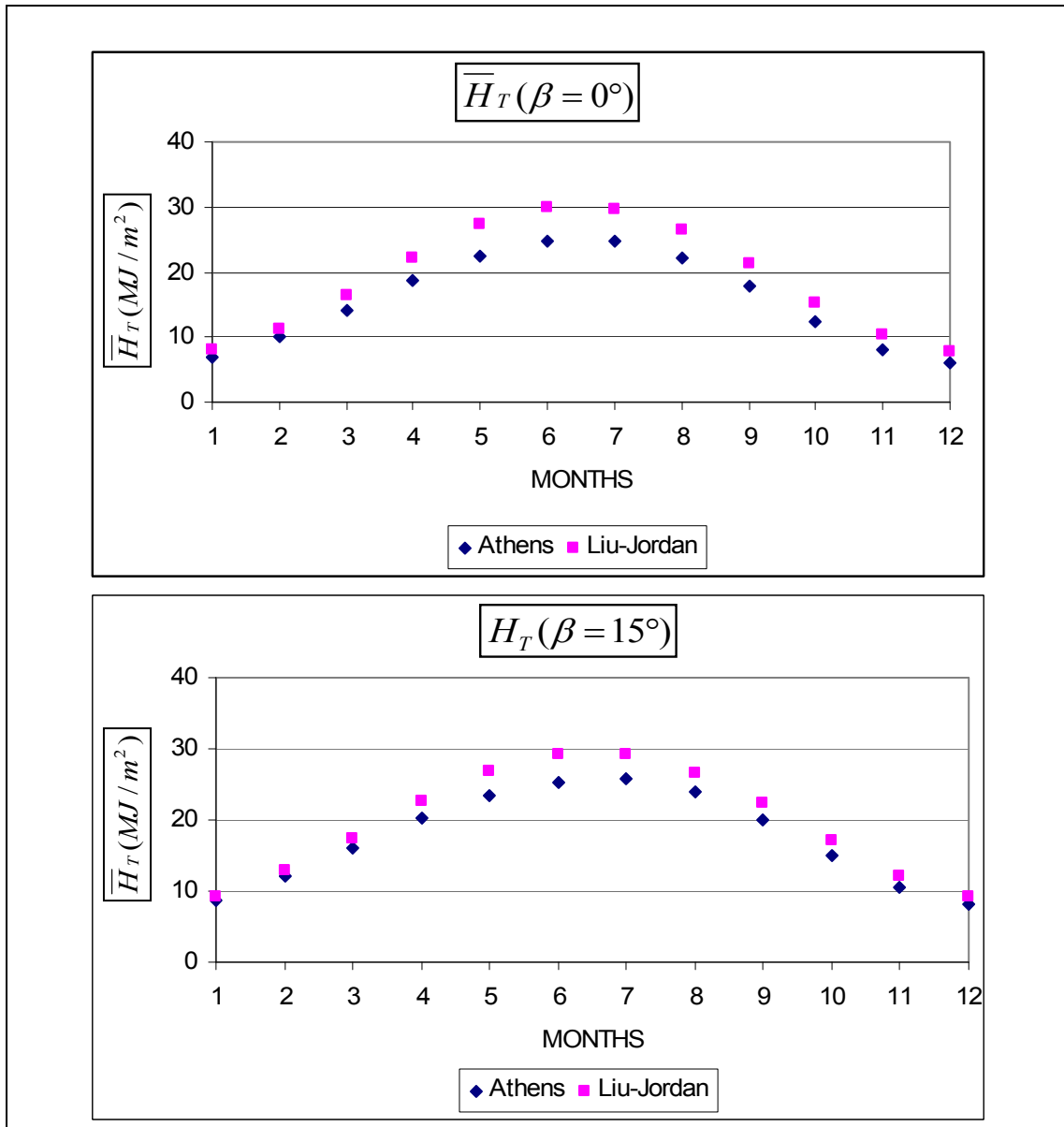
Επειδή η σχέση 10.5 έχει πολλούς υπολογισμούς δίνεται και σε μορφή διαγράμματος (σχήμα 10.1):

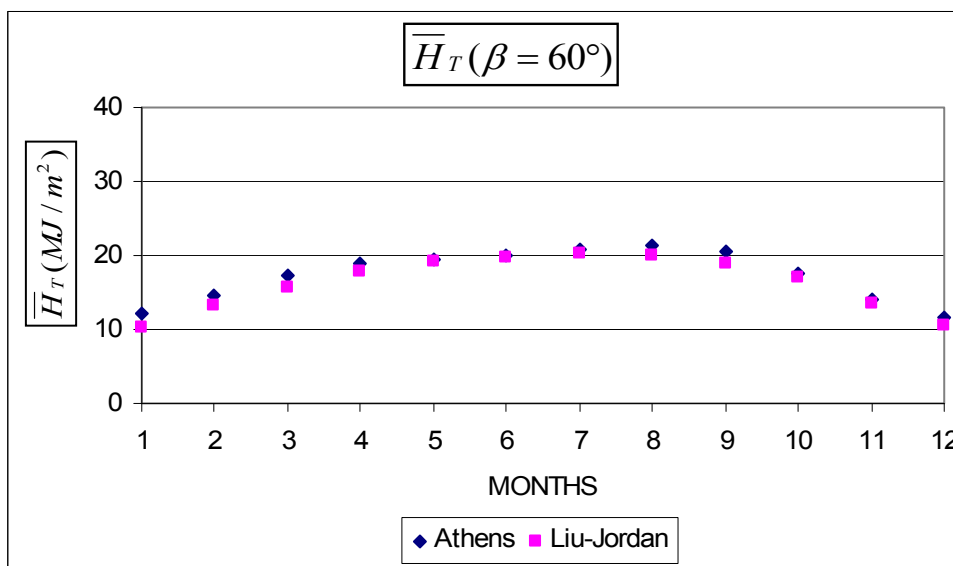
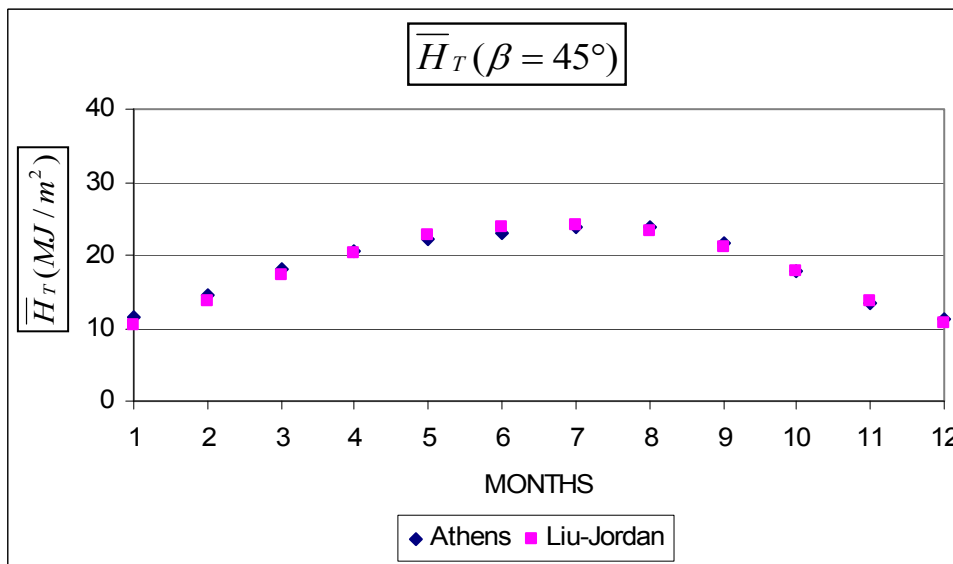
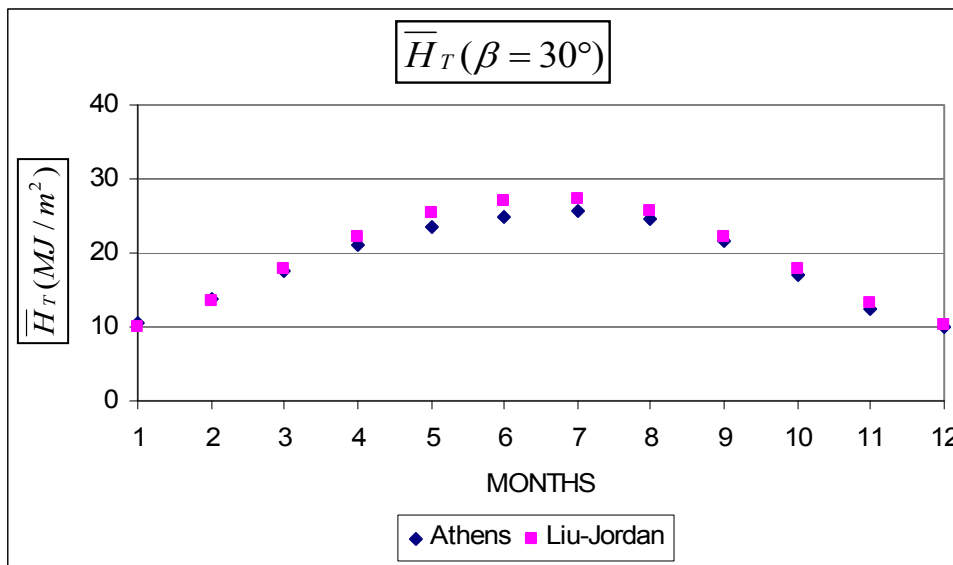


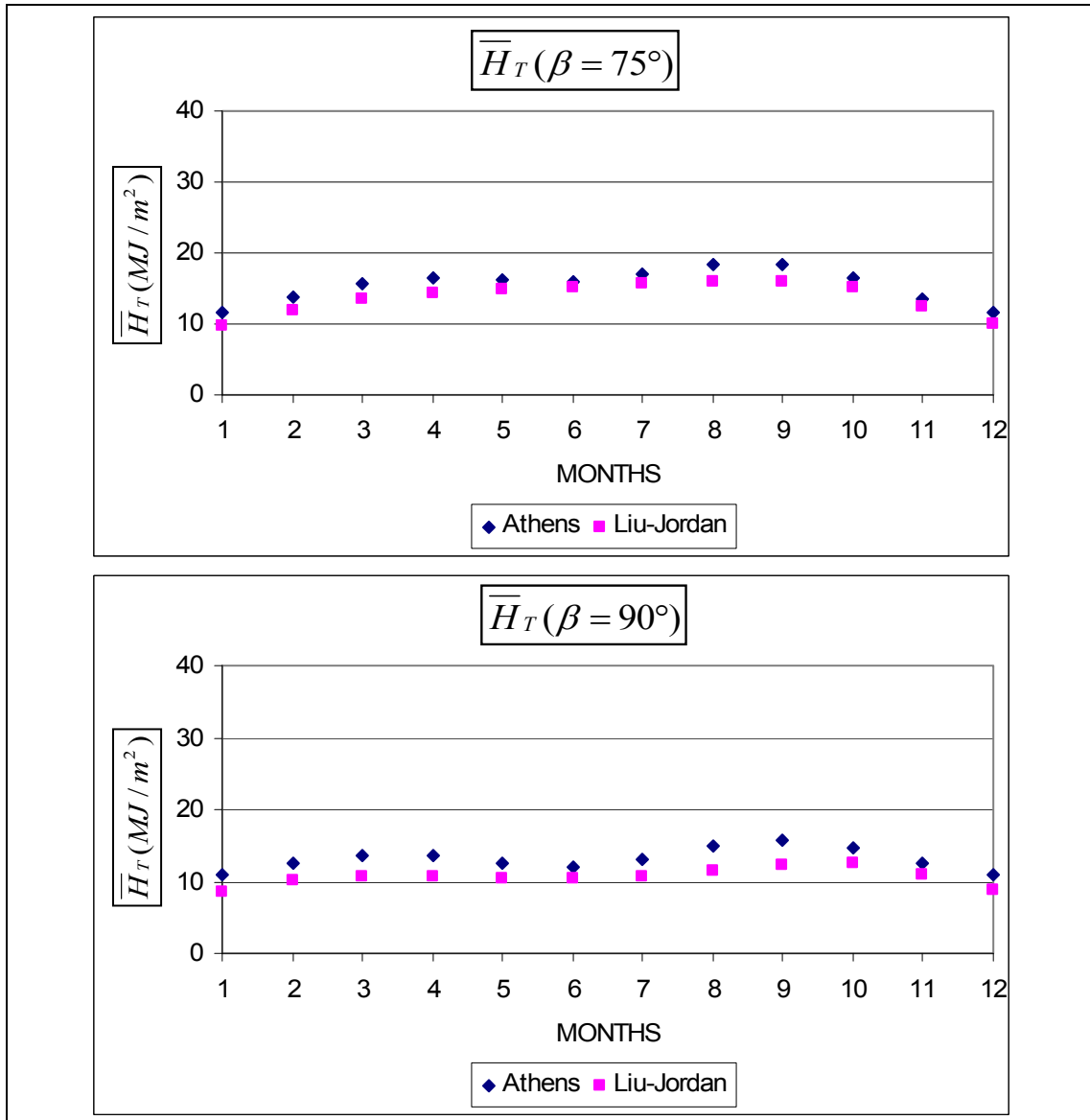
Σχήμα 10.1: Μηνιαίως μέσος λόγος άμεσου ακτινοβολίας \overline{R}_b για επιφάνειες στραμμένες προς τον Ισημερινό, συναρτήσεσι του γεωγραφικού πλάτους για κάθε μήνα για $\phi - \beta = 0^\circ$ και για $\phi - \beta = 15^\circ$

Προσαρμόζοντας το μοντέλο των Liu και Jordan στα δεδομένα της Αθήνας ($\phi = 37,97^\circ$, $\rho = 0,2$) και κάνοντας την παραδοχή προσανατολισμένου επιπέδου προς

νότο ($\gamma = 0^\circ$) παραθέτουμε τα αποτελέσματα για διάφορες κλίσεις του επιπέδου σε σύγκριση με τις μετρούμενες τιμές :







Σχήμα 10.2: Μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας κεκλιμένου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των μηνών του έτους για διάφορες κλίσεις ($\beta = 0^\circ, \beta = 15^\circ, \beta = 30^\circ, \beta = 45^\circ, \beta = 60^\circ, \beta = 75^\circ, \beta = 90^\circ$) σε σύγκριση με το μοντέλο των Liu-Jordan

Από το σχήμα 10.2 γίνεται αντιληπτό ότι η σχέση που προτείνουν οι Liu-Jordan μπορεί να κάνει έναν καλό υπολογισμό της μηνιαίως μέσης ολικής ακτινοβολίας ημέρας κεκλιμένου επιπέδου στην περιοχή της Αθήνας. Το σφάλμα της είναι μικρό και επομένως προτείνεται η χρήση της.

Σημειώνεται ότι το $\overline{R_b}$ μπορεί να υπολογιστεί για λόγους ευκολίας και από το διάγραμμα 10.1. Τα μεγέθη \overline{H} , $\frac{\overline{H_d}}{\overline{H}}$ μπορούν να υπολογιστούν όπως και στο Κεφάλαιο 8, ενώ οι πειραματικές τιμές από τη 2.5 (μετατροπή σε MJ/m^2).

Σύμφωνα με το μοντέλο του Perez[10.2] η συνολική διάχυτη ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου αποτελείται από δύο συνιστώσες. Η μία συνιστώσα, $G_{d,sky}$, προκύπτει από τον διασκορπισμό της ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διέλευσή της στη γήινη ατμόσφαιρα και η άλλη συνιστώσα, $G_{d,ground}$, προκύπτει από την αντανάκλαση στο έδαφος:

$$G_{dT} = G_{d,sky} + G_{d,ground} \quad (10.7)$$

Ο όρος $G_{d,sky}$ σύμφωνα πάντα με τον Perez μπορεί να αναλυθεί σε τρεις επιμέρους συνιστώσες :

- Την ισότροπη ψευδή ακτινοβολία G_{iso}
- Την αειφανή ακτινοβολία, G_{cir} , η οποία προέρχεται από ισχυρό διασκορπισμό της ηλιακής ακτινοβολίας πάνω στα αερολύμματα
- Την ακτινοβολία του ορίζοντα, G_{hor} , η οποία προέρχεται από τον διασκορπισμό της ηλιακής ακτινοβολίας κοντά στον ορίζοντα. Μπορεί μάλιστα να γίνει ορατή από τον παρατηρητή όταν ο ουρανός είναι καθαρός!

Οπότε η συνολική διάχυτη ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου μπορεί να γραφτεί:

$$G_{dT} = G_{iso} + G_{cir} + G_{hor} + G_{d,ground} \quad (10.8)$$

Στη συνέχεια ο Perez για τον υπολογισμό της διάχυτης ακτινοβολίας, με τη βοήθεια της γεωμετρίας, πρότεινε την εξής σχέση:

$$G_{dT} = \underbrace{G_d(1-F_1)}_{G_{iso}} \frac{1+\cos\beta}{2} + \underbrace{G_d F_1}_{G_{cir}} \frac{\cos\theta}{\cos\theta_z} + \underbrace{G_d F_2 \sin\beta}_{G_{hor}} + \underbrace{G\rho}_{G_{d,ground}} \frac{1-\cos\beta}{2} \quad (10.9)$$

Οι συντελεστές F_1 και F_2 μπορούν να εκφραστούν συναρτήσει της γωνίας ζενίθ, ενός δείκτη αιθριότητας ε , και ενός δείκτη φωτεινότητας Δ . Ο δείκτης ε δείχνει ουσιαστικά το λόγο της άμεσης προς τη διάχυτη ακτινοβολία (μικρός δείκτης ε υποδηλώνει συννεφιασμένο ουρανό, ενώ μεγάλος καθαρό ουρανό) και μπορεί να υπολογιστεί από τη σχέση:

$$\varepsilon = \frac{1 + \frac{G_b}{G_d} + 5,535 \cdot 10^{-6} \cdot \theta_z^3}{1 + 5,535 \cdot 10^{-6} \cdot \theta_z^3} \quad (10.10)$$

Ο δείκτης φωτεινότητας Δ λαμβάνεται υπ' όψιν διότι ακόμα και πολύ καθαροί ουρανοί μπορεί να είναι σκοτεινοί (βαθύ μπλε χρώμα ουρανού σημαίνει μικρό Δ),

ενώ συννεφιασμένοι ουρανοί μπορεί να είναι πολύ φωτεινοί (μεγάλο Δ). Ο δείκτης φωτεινότητας ορίζεται ως :

$$\Delta = \frac{mG_d}{G_{on}} \quad (10.11)$$

όπου m η αέριος μάζα .Ορίζεται ως ο λόγος της οπτικής διαδρομής της αμέσου ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα προς την οπτική διαδρομή αν ο ήλιος βρισκόταν στο ζενίθ. Σε αυτό το μοντέλο λαμβάνουμε : $m = \frac{1}{\cos \theta_z}$

Οι συντελεστές F_1 και F_2 υπολογίζονται από τις παρακάτω σχέσεις :

$$F_1 = f_{11} + f_{12}\Delta + \frac{\pi\theta_z}{180} f_{13} \quad (10.12\alpha)$$

$$F_2 = f_{21} + f_{22}\Delta + \frac{\pi\theta_z}{180} f_{23} \quad (10.12\beta)$$

Σημειώνουμε ότι ο συντελεστής F_1 λαμβάνει μόνο θετικές τιμές , διαφορετικά έχουμε $F_1 = 0$. Ο συντελεστής F_2 μπορεί να πάρει και θετικές τιμές (λαμπρός ορίζοντας) και αρνητικές (σκοτεινός ορίζοντας). Στον Πίνακα που ακολουθεί δίνονται τιμές των παραμέτρων f_{11}, f_{12}, f_{13} και f_{21}, f_{22}, f_{23} συναρτήσει του δείκτη αιθριότητας .

ΠΙΝΑΚΑΣ 10.1

ε	f_{11}	f_{12}	f_{13}	f_{21}	f_{22}	f_{23}
$\varepsilon \leq 1,056$	0,041	0,621	-0,105	-0,04	0,074	-0,031
$1,056 < \varepsilon \leq 1,253$	0,054	0,966	-0,166	-0,016	0,114	-0,045
$1,253 < \varepsilon \leq 1,586$	0,227	0,866	-0,25	0,069	-0,002	-0,062
$1,586 < \varepsilon \leq 2,134$	0,486	0,67	-0,373	0,148	-0,137	-0,056
$2,134 < \varepsilon \leq 3,23$	0,819	0,106	-0,465	0,268	-0,497	-0,029
$3,23 < \varepsilon \leq 5,98$	1,02	-0,26	-0,514	0,306	-0,804	0,046
$5,98 < \varepsilon \leq 10,08$	1,009	-0,708	-0,433	0,287	-1,286	0,166
$\varepsilon > 10,08$	0,936	-1,121	-0,352	0,226	-2,449	0,383

Τελικά η ολική ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου , σύμφωνα με τον Perez , είναι:

$$G_T = \frac{G_b}{\cos \theta_z} \cos \theta + G_d \cdot (1 - F_1) \frac{1 + \cos \beta}{2} + G_d \cdot F_1 \frac{\cos \theta}{\cos \theta_z} + G_d \cdot F_2 \sin \beta + G \cdot \rho \frac{1 - \cos \beta}{2} \quad (10.13)$$

όπου ο όρος $\frac{G_b}{\cos \theta_z} \cos \theta$ παριστά την άμεση ακτινοβολία που δέχεται το κεκλιμένο επίπεδο.

Επεκτείνοντας το μοντέλο της ASHRAE (Κεφάλαιο 6 σελίδα 70) η ολική ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου αποτελείται από το άθροισμα της αμέσου ακτινοβολίας κεκλιμένου επιπέδου και της διάχυτης ακτινοβολίας κεκλιμένου επιπέδου :

$$G_T = G_{bT} + G_{dT} \quad (10.14)$$

Η άμεσος ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου ορίζεται ως εξής :

$$G_{bT} = G_{bn} \cdot \cos \theta \quad (10.15)$$

όπου θ η γωνία πρόσπτωσης (ορίζεται ως η γωνία μεταξύ των προσπίπτουσών ηλιακών ακτίνων και της καθέτου στην επιφάνεια) και G_{bn} η άμεσος ακτινοβολία καθέτου επιπέδου και ισχύει ότι:

$$G_{bn} = \frac{G_b}{\sin(90^\circ - \theta_z)} \quad (10.16)$$

Η διάχυτη ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου σύμφωνα με την ASHRAE υπολογίζεται:

$$G_{dT} = G_d \cdot \cos^2 \beta + G_{dv} \cdot \sin^2 \beta \quad (10.17)$$

όπου G_{dv} η ακτινοβολία κατακόρυφου επιπέδου ιδίου προσανατολισμού με το κεκλιμένο και υπολογίζεται:

$$G_{dv} = G_{bn} \{CY + 0,5\rho[C + \sin(90^\circ - \theta_z)]\} \quad (10.18)$$

όπου ρ η ανακλαστικότητα του εδάφους . Το Y [6.8] εκφράζει το λόγο της διάχυτης ακτινοβολίας (που δεν εμπεριέχει την αντανάκλαση του εδάφους) που προσπίπτει στο κατακόρυφο επίπεδο προς τη διάχυτη ακτινοβολία που προσπίπτει στο οριζόντιο επίπεδο. Η παραπάνω εξίσωση χρησιμοποιείται από την ASHRAE για αίθρια ατμόσφαιρα διότι κατά τον υπολογισμό των ψυκτικών φορτίων στον κλιματισμό ενδιαφέρει η μέγιστη ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας . Παρ' όλα αυτά μπορεί να χρησιμοποιηθεί και σε περιπτώσεις μέσης νέφωσης.

ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ

- [10.1] B. Y. H. Liu and R. C . Jordan: The interrelationship and characteristics distribution of direct, diffuse and total solar radiation. *Solar Energy* 4 1-19(1960)
- [10.2] Ursula Eicker : *Solar technologies for buildings*
- [10.3] ASHRAE : *Algorithms for building heat transfer subroutines . CCF : An algorithm for the calculation of cloudy day solar radiation* (1975)

11. ΝΕΕΣ ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ-ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Στο κεφάλαιο αυτό θα προσπαθήσουμε να προσεγγίσουμε τις πειραματικές τιμές των κύριων συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας του Αττικού ουρανού. Όλες οι συσχετίσεις που θα προταθούν είναι συναρτήσεις ενός δείκτη αιθριότητας ($f(k_T)$ ή $f(K_T)$ ή $f(\bar{K}_T)$). Επίσης σε όλες τις περιπτώσεις εργαζόμαστε με τον ίδιο τρόπο:

- Σχεδιάζουμε την πειραματική καμπύλη που μας ενδιαφέρει συναρτήσει του αντίστοιχου δείκτη αιθριότητας.
- Βρίσκουμε με τη βοήθεια του υπολογιστή τη βέλτιστη μαθηματική σχέση που προσεγγίζει τις τιμές της πειραματικής καμπύλης χρησιμοποιώντας κάποιο πολυώνυμο του δείκτη αιθριότητας πρώτου ή δευτέρου βαθμού
- Τοποθετούμε τις τιμές του αντίστοιχου δείκτη αιθριότητας στη μαθηματική σχέση και προσεγγίζουμε τις πειραματικές τιμές για κάθε ημέρα του τυπικού έτους.

ΑΝΑΛΥΣΗ ΩΡΙΑΙΑΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

Για τον υπολογισμό του λόγου της ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας οριζοντίου επιπέδου προς την αντίστοιχη ολική προτείνουν για κάθε ώρα ξεχωριστά (Πίνακας 11.1) γραμμικές συσχετίσεις της μορφής:

$$\frac{I_d}{I} = a_1 - a_2 k_T \quad (11.1\alpha)$$

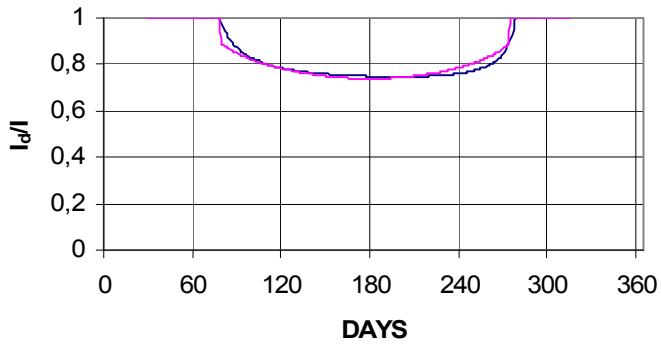
όπου a_1, a_2 συντελεστές που δίνονται στον παρακάτω Πίνακα:

ΠΙΝΑΚΑΣ 11.1

Ωρα	a_1	a_2	Περιορισμοί
7:00	1 1,0013	0 0,6973	$k_T \leq 0,16$ $k_T > 0,16$
8:00	1 0,9527	0 0,6152	$k_T \leq 0,16$ $k_T > 0,16$
9:00	0,8915	0,5341	
10:00	0,83	0,4696	
11:00	0,8076	0,4984	
12:00	0,8405	0,6392	
13:00	0,8273	0,6757	
14:00	0,7081	0,5028	
15:00	0,6741	0,4261	
16:00	1,0767	0,9828	
17:00	0,967 1	0,5635 0	$k_T < 0,9$ $k_T \geq 0,9$
18:00	-0,3364 1	-1,3652 0	$k_T < 0,96$ $k_T \geq 0,96$

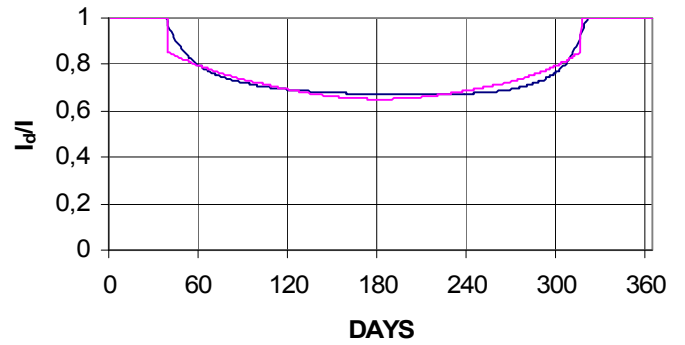
Για να ελέγξουμε την ορθότητα των παραπάνω τιμών συγκρίνουμε τα εξαγόμενα αποτελέσματα με τις πραγματικές τιμές στο ίδιο διάγραμμα (σχήμα 11.1):

I_d/I 7:00



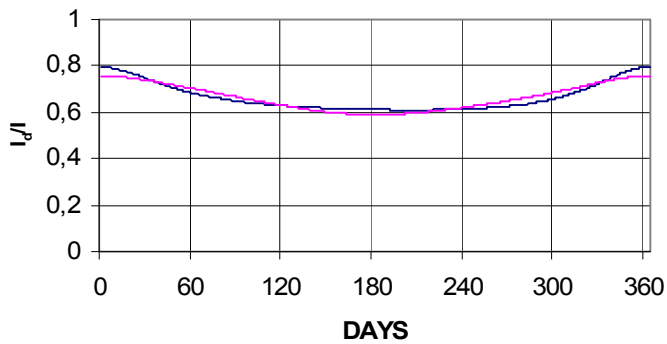
— Athens — Dimakopoulos(linear)

I_d/I 8:00



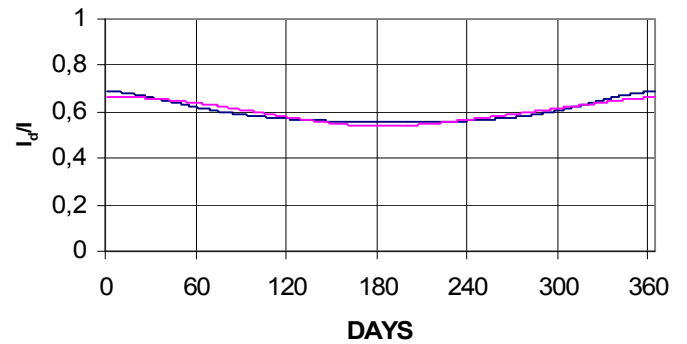
— Athens — Dimakopoulos(linear)

I_d/I 9:00



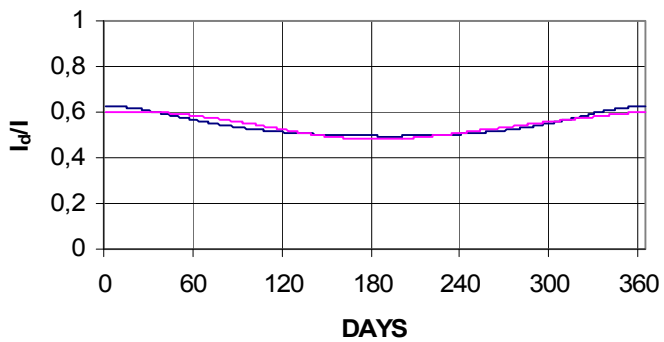
— Athens — Dimakopoulos(linear)

I_d/I 10:00



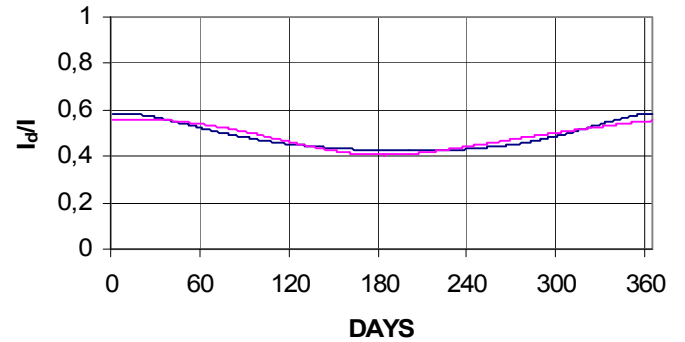
— Athens — Dimakopoulos(linear)

I_d/I 11:00

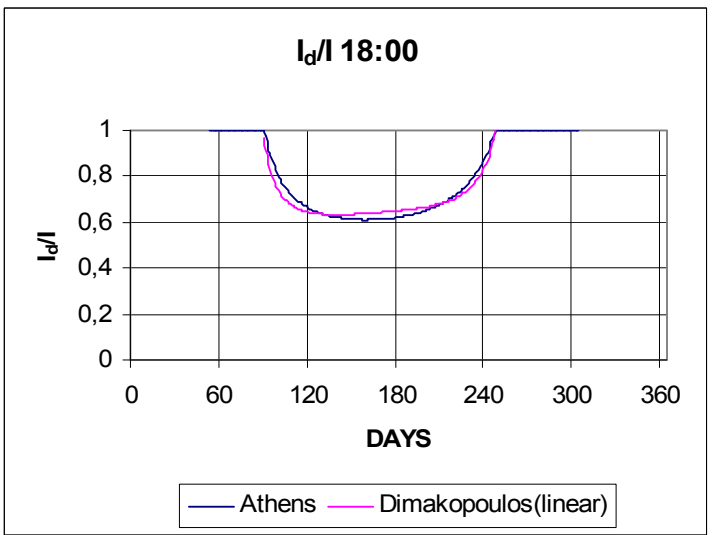
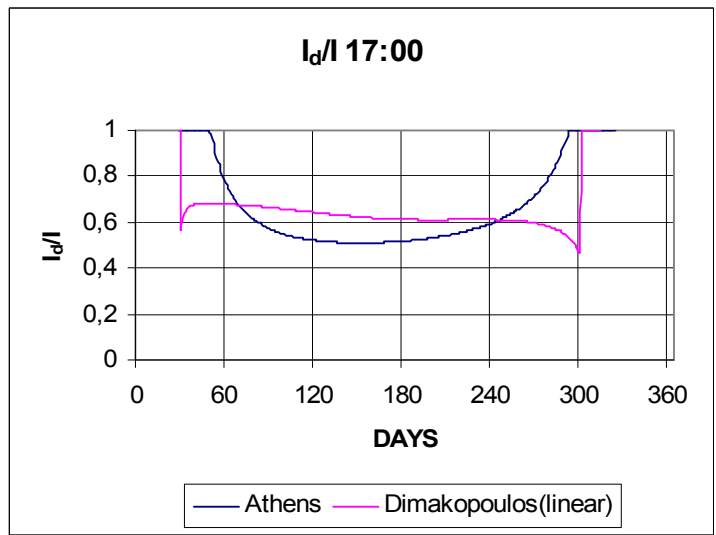
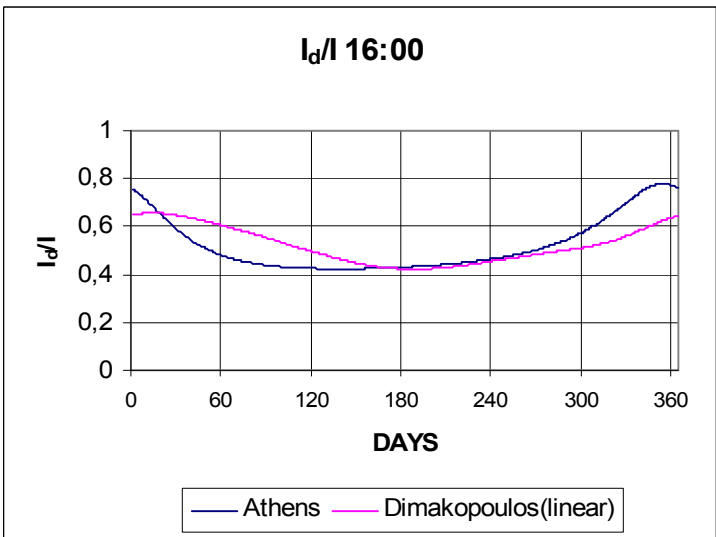
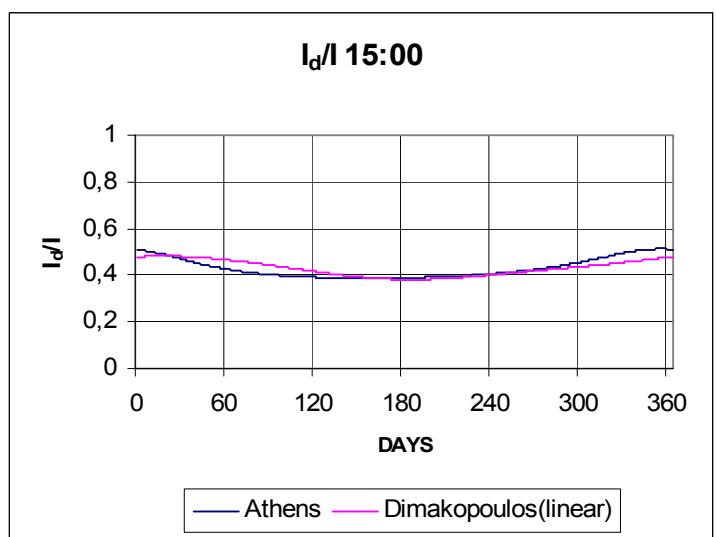
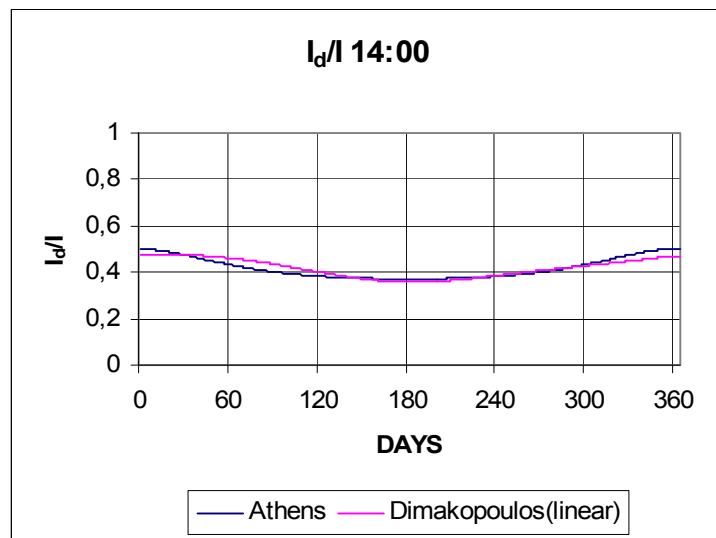
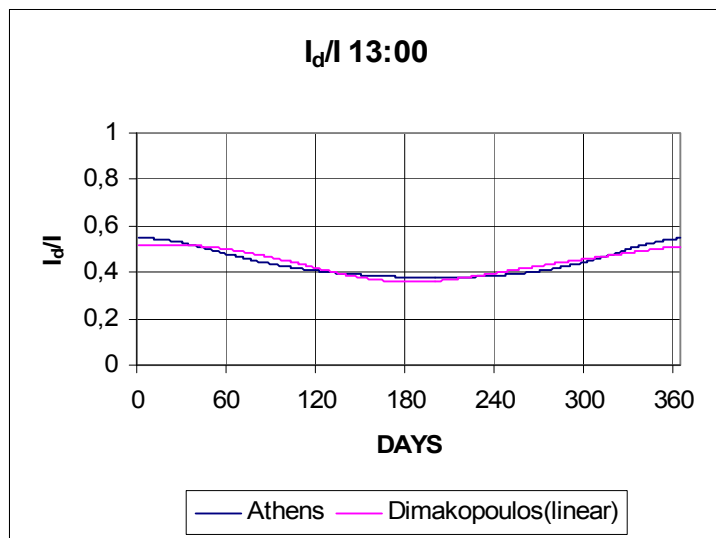


— Athens — Dimakopoulos(linear)

I_d/I 12:00



— Athens — Dimakopoulos(linear)



Σχήμα 11.1α: Λόγος διάχυτης προς την ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους για τις ώρες $t=7,8,9...18$ και σύγκριση με τα αποτελέσματα του γραμμικού μοντέλου του Δημακόπουλου

Από το παραπάνω σχήμα βλέπουμε ότι τα αποτελέσματα είναι πολύ καλά.

Θα επιχειρήσουμε να προσεγγίσουμε το λόγο της ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας οριζοντίου επιπέδου προς την αντίστοιχη ολική χρησιμοποιώντας και πολυώνυμο δευτέρου βαθμού της μορφής :

$$\frac{I_d}{I} = a_3 k_T^2 + a_4 k_T + a_5 \quad (11.1\beta)$$

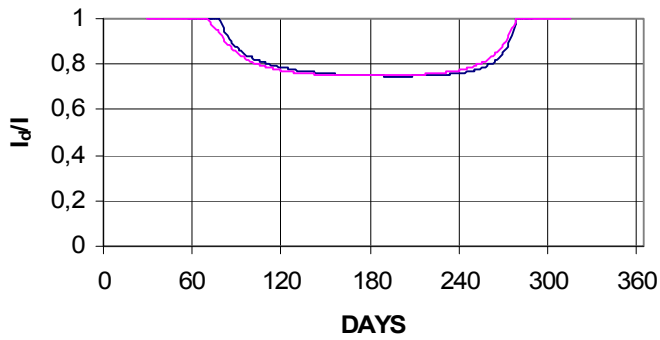
όπου a_3, a_4, a_5 συντελεστές που δίνονται στον παρακάτω Πίνακα:

ΠΙΝΑΚΑΣ 11.2

Ωρα	a_3	a_4	a_5	Περιορισμοί
7:00	0 3,266	0 -2,5781	1 1,2583	$k_T \leq 0,16$ $k_T > 0,16$
8:00	2,7048	-2,5146	1,259	$k_T \leq 0,16$ $k_T > 0,16$
9:00	2,173	-2,3284	1,2375	
10:00	1,9723	-2,3927	1,2829	
11:00	2,0324	-2,662	1,369	
12:00	2,765	-3,7356	1,6888	
13:00	2,8049	-3,9001	1,7357	
14:00	1,6018	-2,3554	1,2335	
15:00	0,8131	-1,3538	0,9336	
16:00	0,9342	-2,0107	1,3535	
17:00	31,965	-38,62	12,199	$k_T < 0,9$ $k_T \geq 0,9$
18:00	-3,564	7,4364	-2,8712	$k_T < 0,96$ $k_T \geq 0,96$

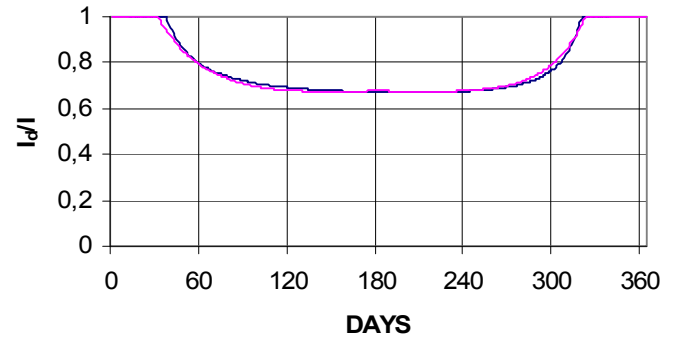
Για να ελέγξουμε την ορθότητα των παραπάνω τιμών συγκρίνουμε τα εξαγόμενα αποτελέσματα με τις πραγματικές τιμές στο ίδιο διάγραμμα (σχήμα 11.2):

I_d/I 7:00



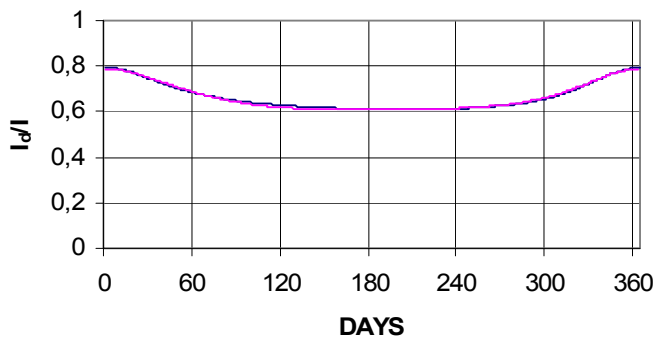
— Athens — Dimakopoulos(quadratic)

I_d/I 8:00



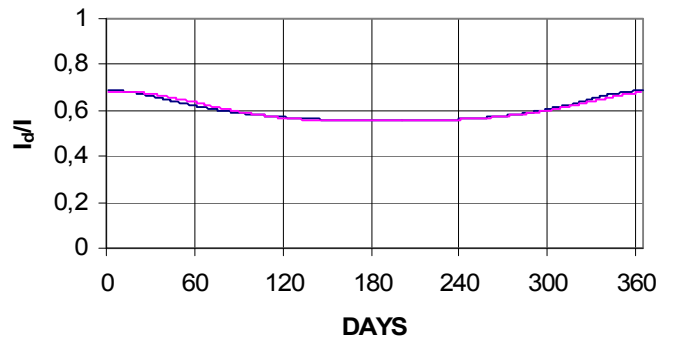
— Athens — Dimakopoulos(quadratic)

I_d/I 9:00



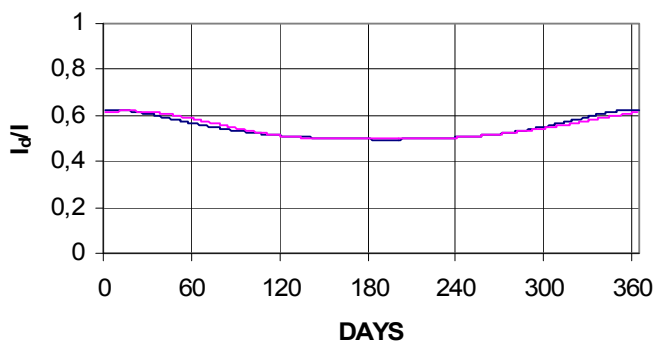
— Athens — Dimakopoulos(quadratic))

I_d/I 10:00



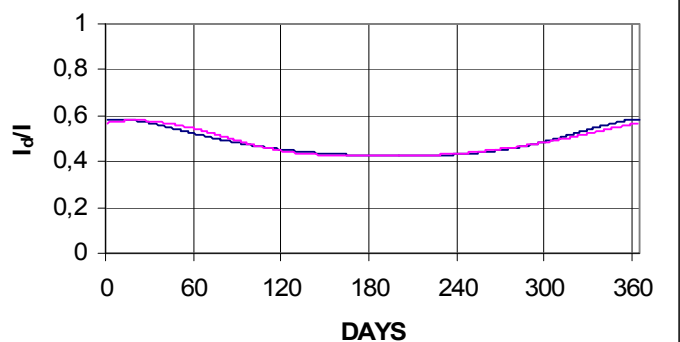
— Athens — Dimakopoulos(quadratic)

I_d/I 11:00

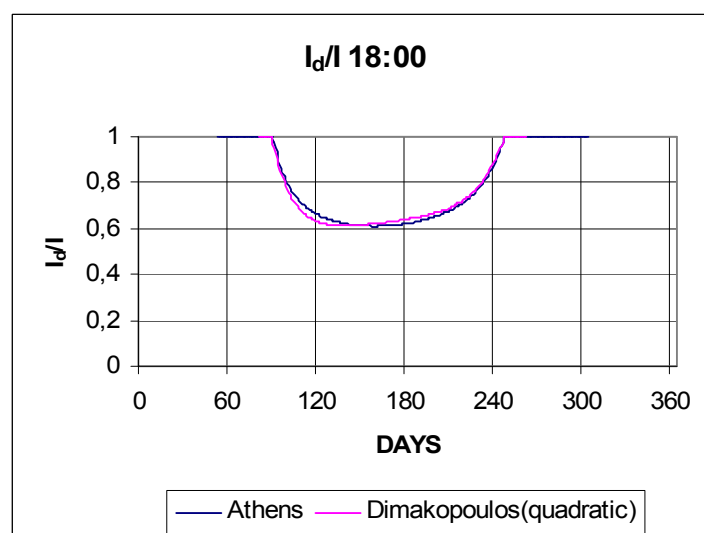
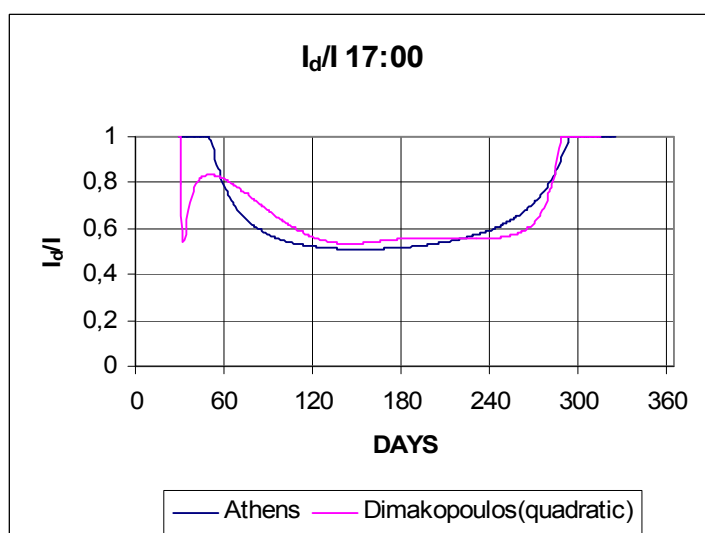
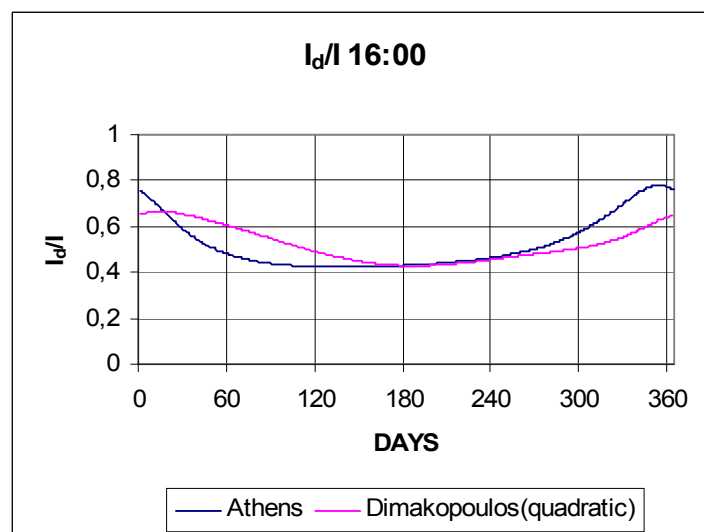
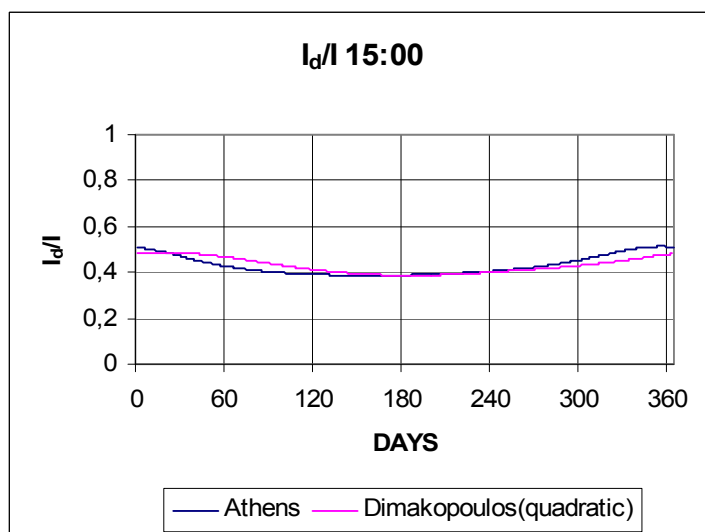
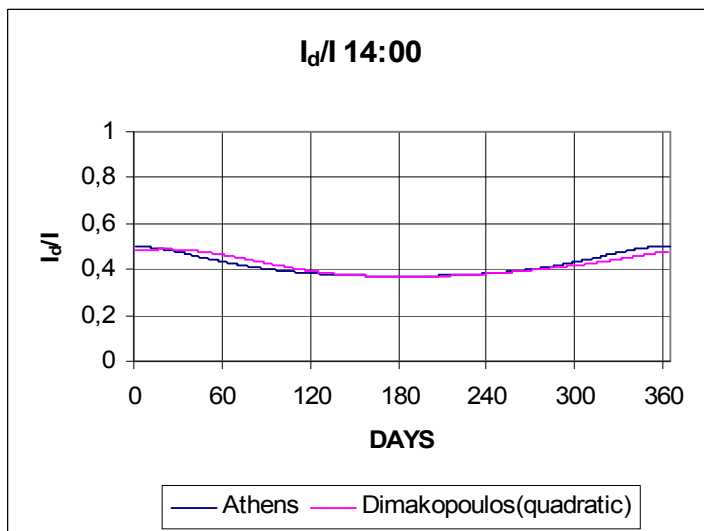
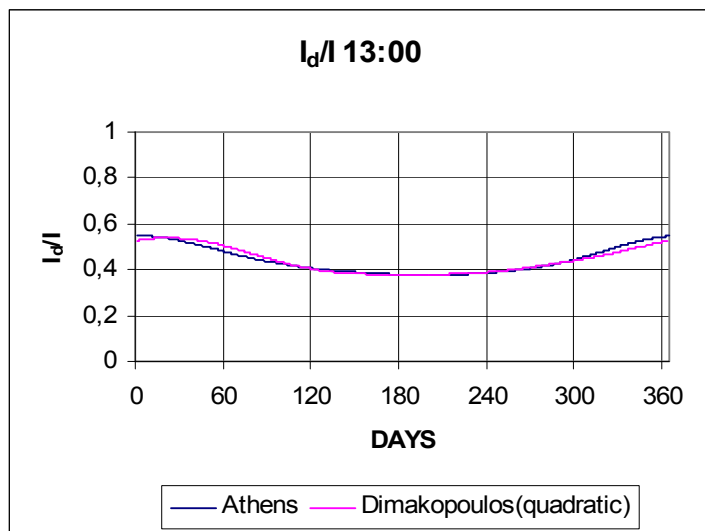


— Athens — Dimakopoulos(quadratic)

I_d/I 12:00



— Athens — Dimakopoulos(quadratic)

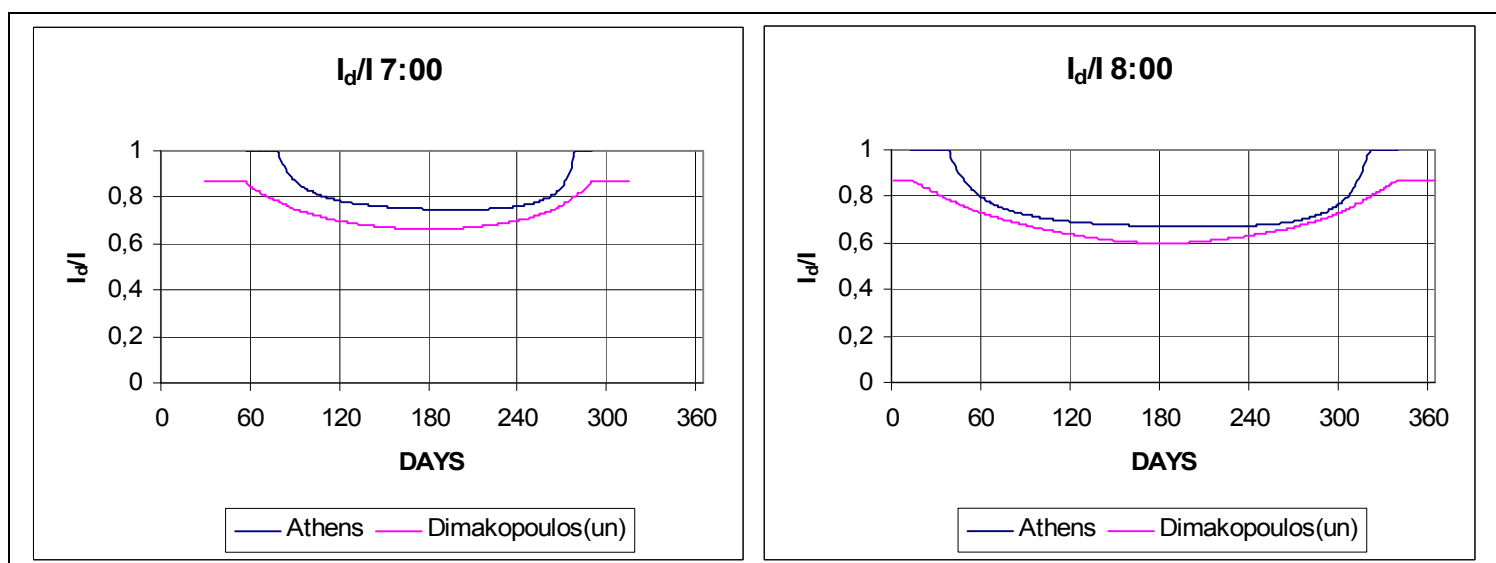


Σχήμα 11.1β: Λόγος διάχυτης προς την ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους για τις ώρες $t=7,8,9...18$ και σύγκριση με τα αποτελέσματα του δευτεροβάθμιου πολυωνυμικού μοντέλου του Δημακόπουλου

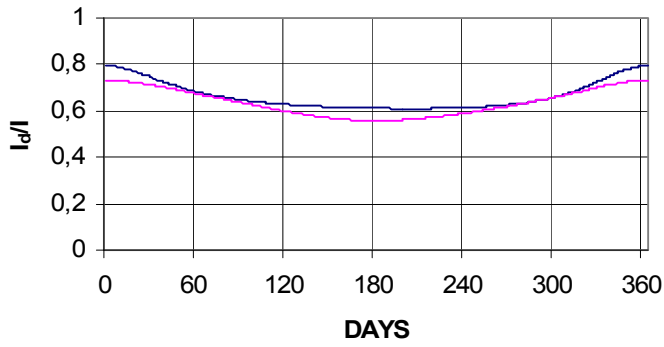
Από τα σχήματα 11.1α και 11.2β συμπεραίνουμε ότι τα πολυώνυμα δευτέρου βαθμού δεν παρουσιάζουν αισθητά μεγαλύτερη ακρίβεια από ότι τα γραμμικά. Μπορούμε να προτείνουμε λοιπόν την ασφαλή χρήση των γραμμικών σχέσεων αφού αυτές είναι και απλούστερες. Αν επιθυμείται ακόμη απλούστερη μορφή ενιαίου τύπου για όλες τις ώρες της ημέρας, με μειωμένη όμως ακρίβεια (σχήμα 11.1γ), τότε μπορεί να χρησιμοποιηθεί η σχέση:

$$\frac{I_d}{I} = 0,8706 - 0,5534k_T \quad (11.1\gamma)$$

η οποία προέκυψε από το μέσο όρο των συντελεστών a_1 , a_2 της κάθε ώρας.

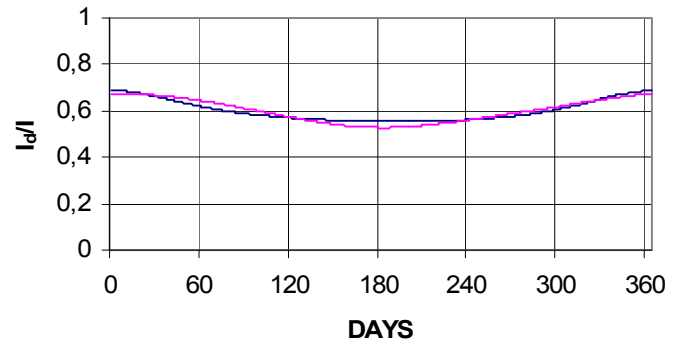


I_d/I 9:00



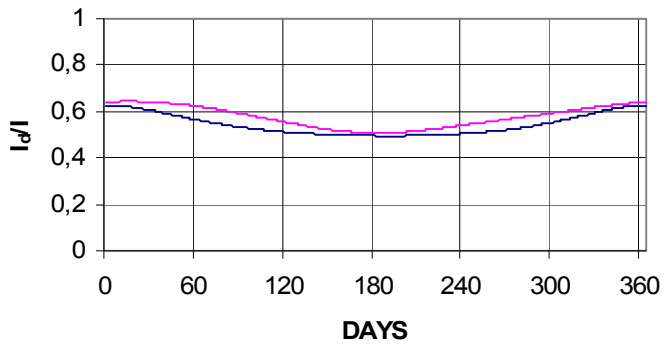
— Athens — Dimakopoulos(un)

I_d/I 10:00



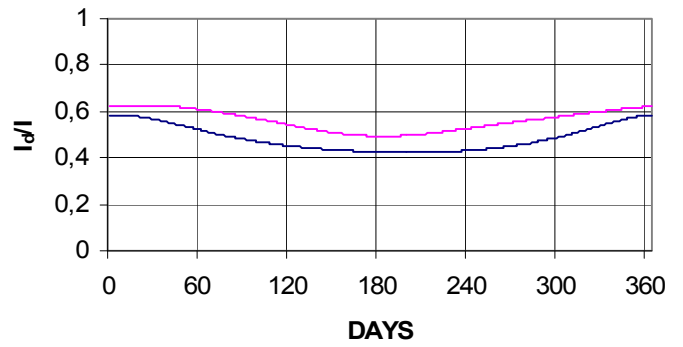
— Athens — Dimakopoulos(un)

I_d/I 11:00



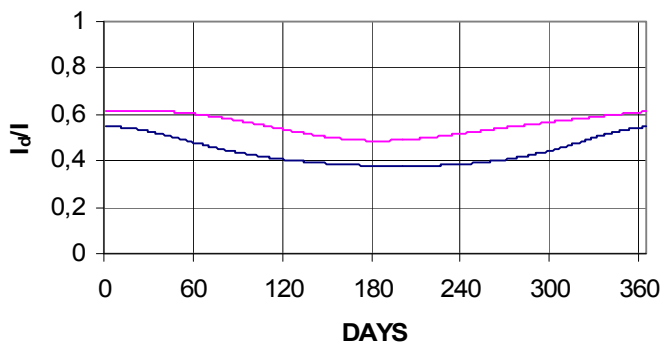
— Athens — Dimakopoulos(un)

I_d/I 12:00



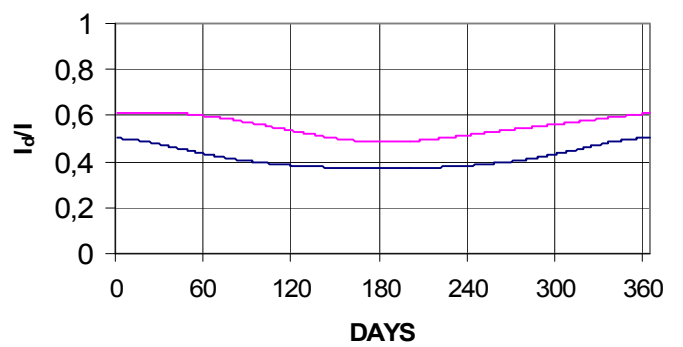
— Athens — Dimakopoulos(un)

I_d/I 13:00

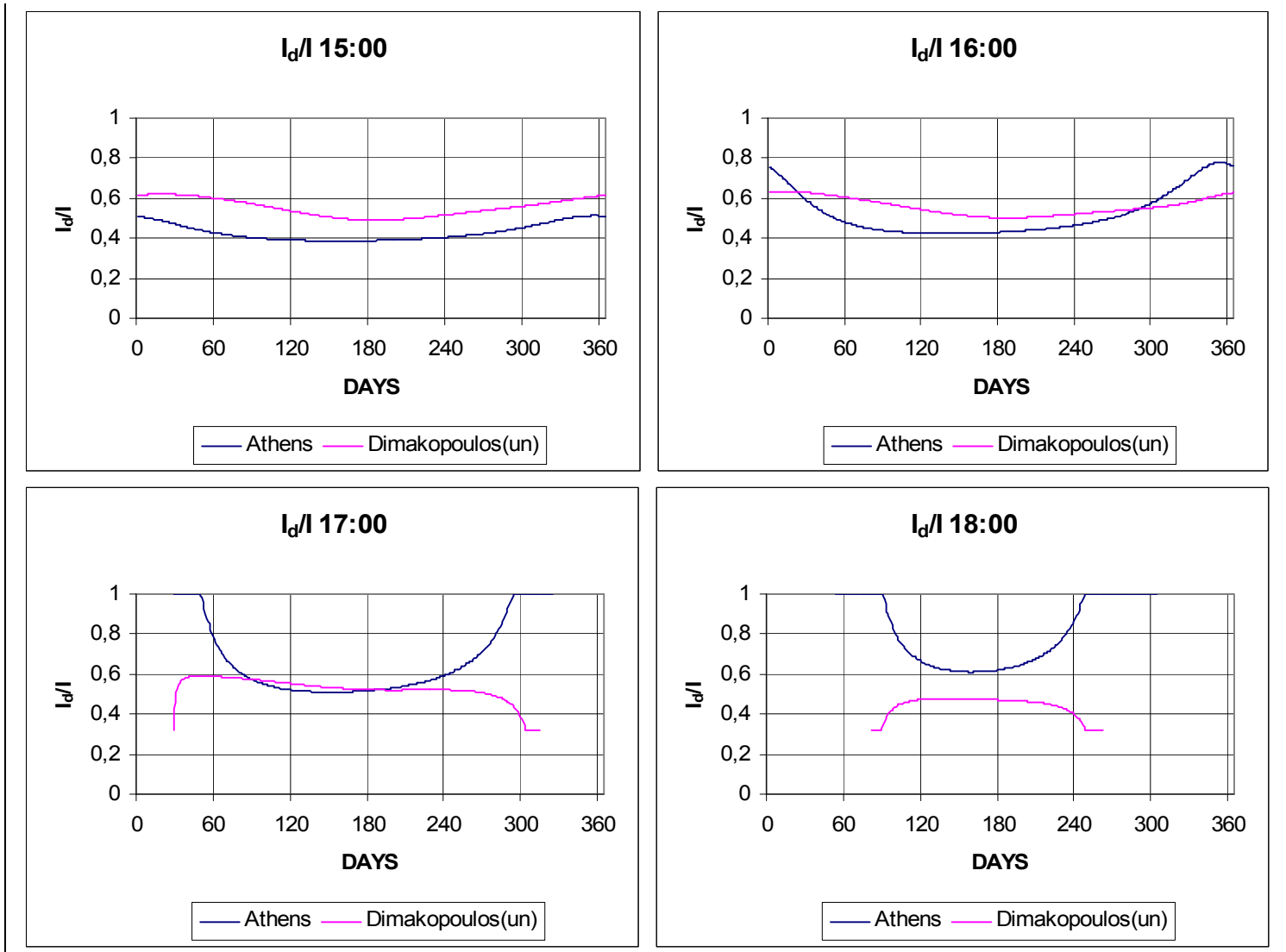


— Athens — Dimakopoulos(un)

I_d/I 14:00



— Athens — Dimakopoulos(un)



Σχήμα 11.1γ: Λόγος διάχυτης προς την ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους για τις ώρες $t=7,8,9...18$ και σύγκριση με τα αποτελέσματα του ενιαίου γραμμικού τύπου του Δημακόπουλου

Στο σχήμα 11.1γ παρατηρούμε ότι ο ενιαίος τύπος για τον υπολογισμό του λόγου $\frac{I_d}{I}$ δε δίνει ικανοποιητικά αποτελέσματα σε όλες τις περιπτώσεις .

Η παρακάτω συσχέτιση υπολογίζει την ωριαία άμεση ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών:

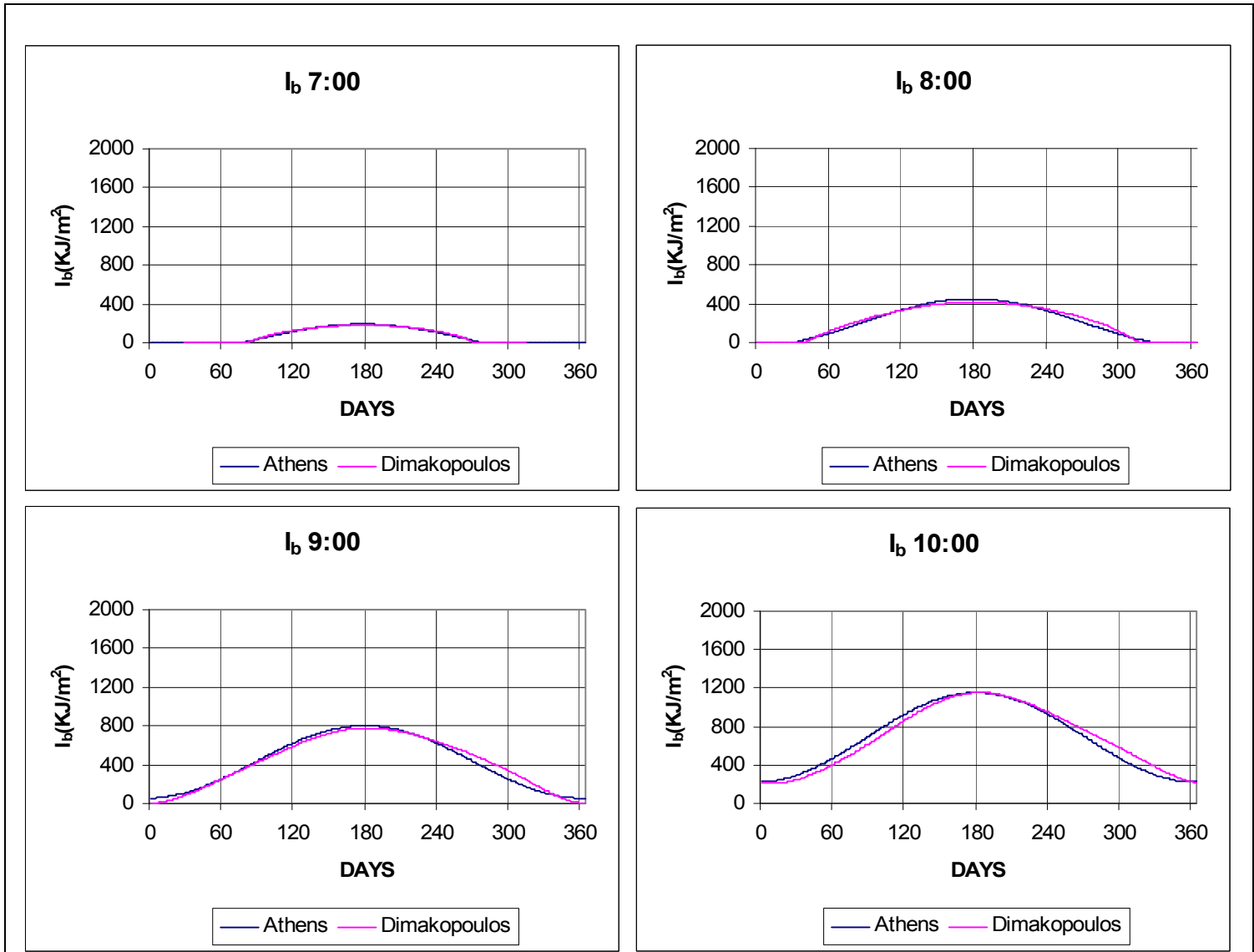
$$I_b = c + dk_T \quad (KJ / m^2) \quad (11.2)$$

όπου c, d συντελεστές που δίνονται στον Πίνακα 11.3:

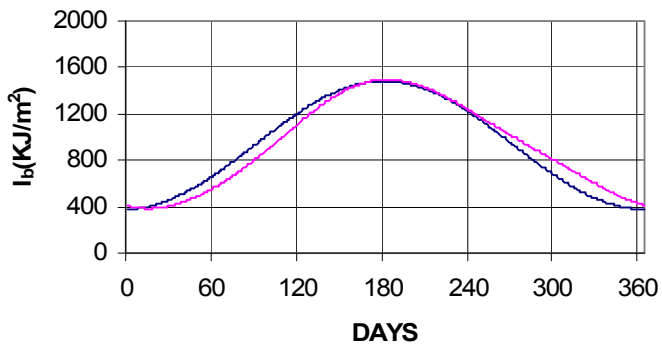
ΠΙΝΑΚΑΣ 11.3

Ωρα	c	d
7:00	899,27	-158,76
8:00	1291,9	-216,63
9:00	2483	-624,51
10:00	3592,3	-1068,4
11:00	4518,1	-1467
12:00	5502	-1915,2
13:00	5953,7	-2173,6
14:00	5553,6	-2034,1
15:00	5004,5	-1899,3
16:00	4140,4	-1676,1
17:00	65,57	411,77
18:00	-1508,7	1339,8

Τα αποτελέσματα της προσέγγισης φαίνονται στο σχήμα 11.2 και είναι πολύ καλά:

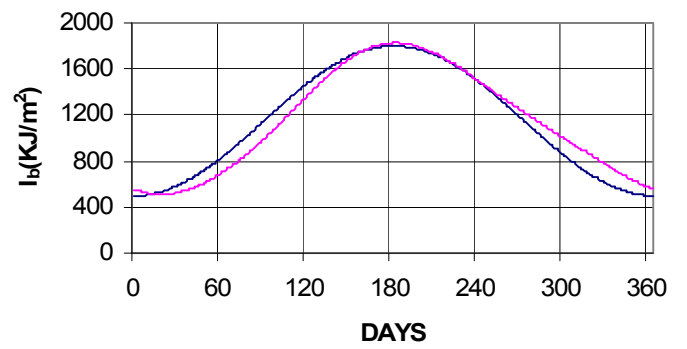


I_b 11:00



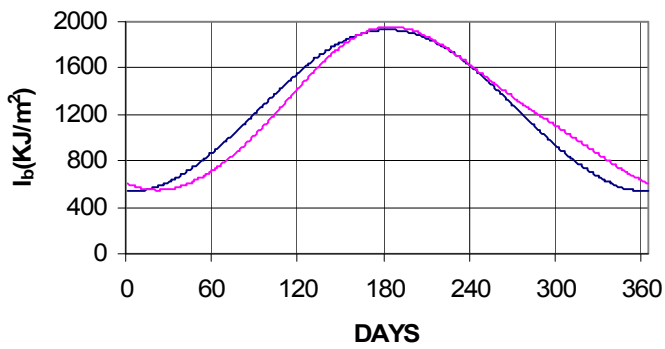
— Athens — Dimakopoulos

I_b 12:00



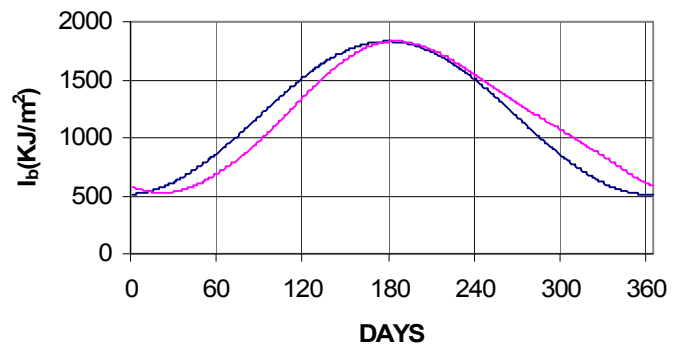
— Athens — Dimakopoulos

I_b 13:00

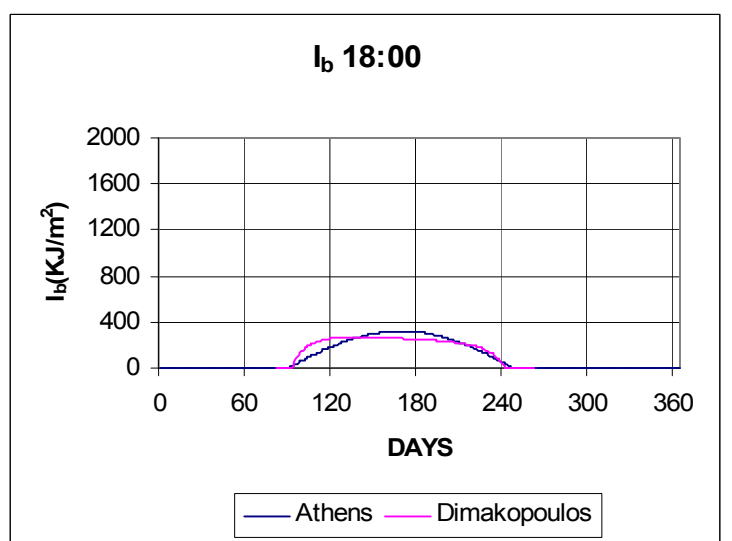
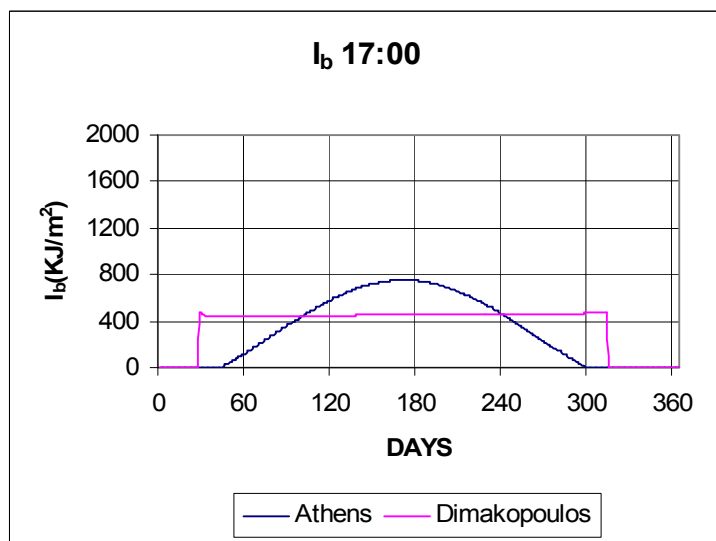
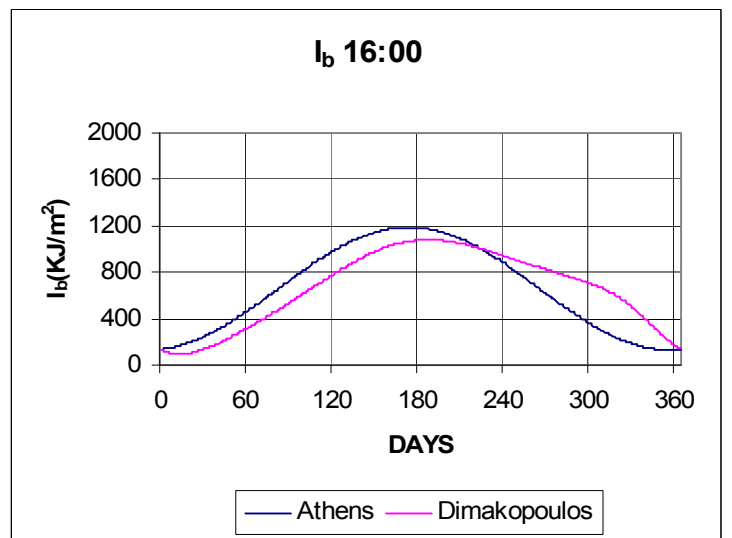
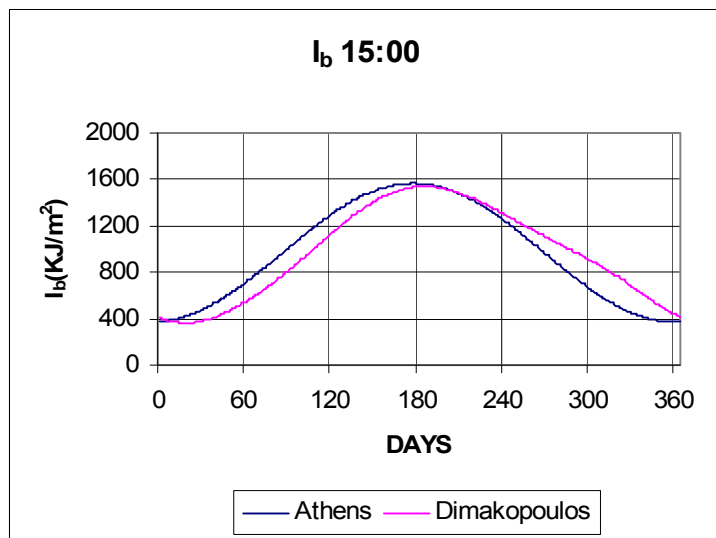


— Athens — Dimakopoulos

I_b 14:00



— Athens — Dimakopoulos



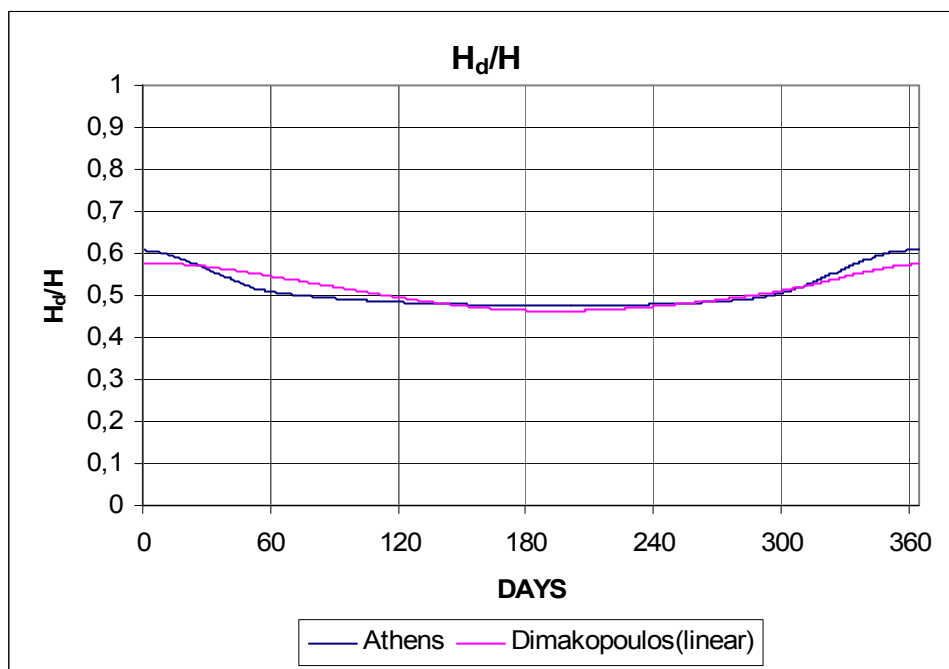
Σχήμα 11.2: Ωριαία άμεση ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους για τις ώρες $t=7,8...18$ σε σύγκριση με το μοντέλο των Δημακόπουλου

ΑΝΑΛΥΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

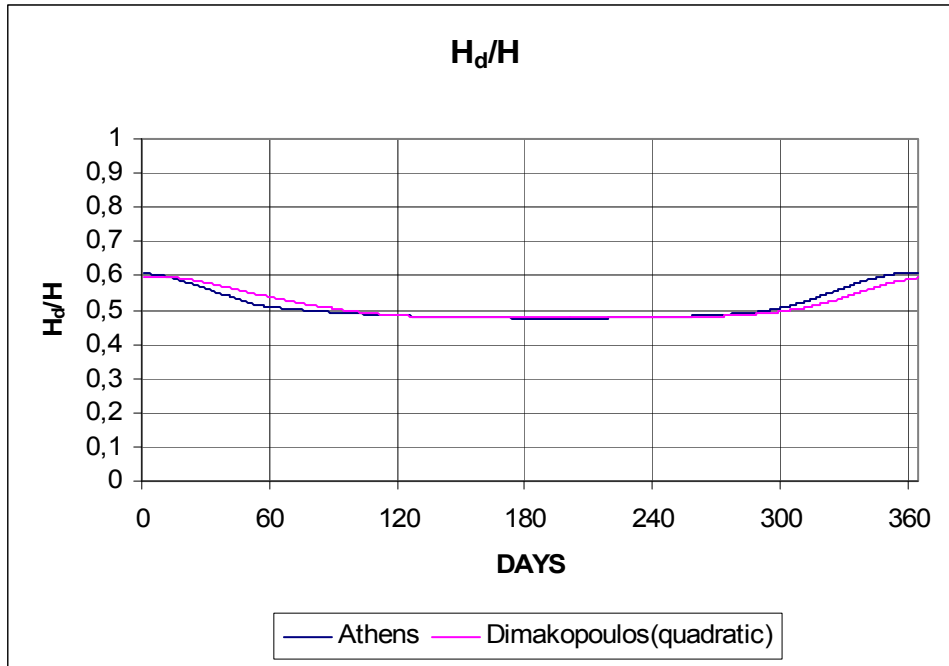
Για τον υπολογισμό του λόγου της ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών προτείνονται οι δύο παρακάτω σχέσεις :

$$\frac{H_d}{H} = 0,7925K_T - 0,5356 \quad (11.3\alpha)$$

$$\frac{H_d}{H} = 3,0776K_T^2 - 3,695K_T + 1,587 \quad (11.3\beta)$$



Σχήμα11.3α: Λόγος ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τοπικού έτους σε σύγκριση με το γραμμικό μοντέλο Δημακόπουλου



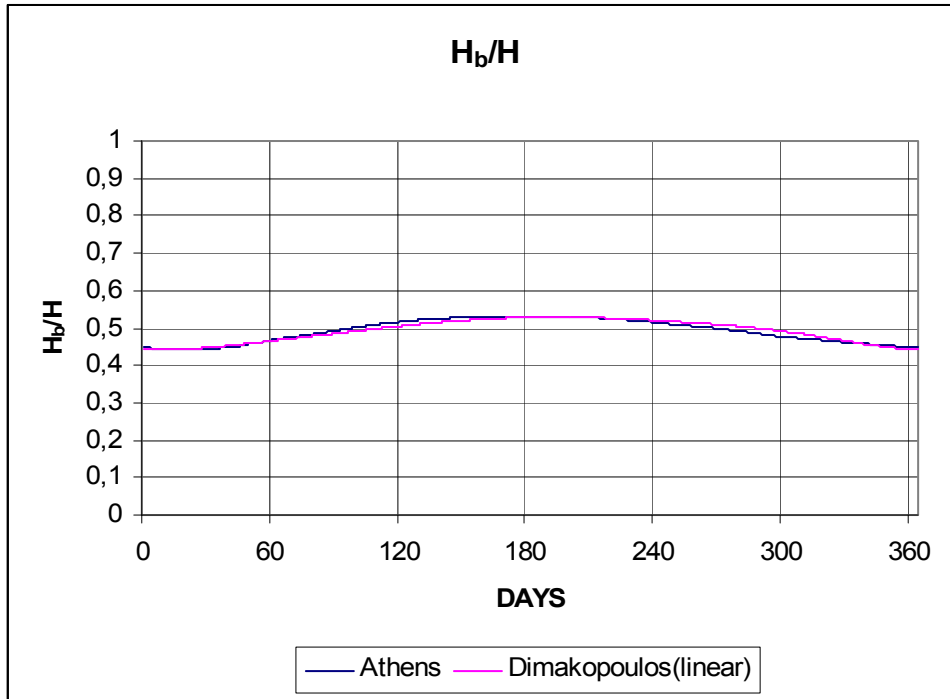
Σχήμα11.3β: Λόγος ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το δευτεροβάθμιο πολυωνυμικό μοντέλο Δημακόπουλου

Από τα σχήματα 11.3α και 11.3β βλέπουμε ότι και οι δύο σχέσεις προσεγγίζουν ικανοποιητικά τις πειραματικές τιμές με το πολυώνυμο δευτέρου βαθμού να παρουσιάζει ελαφρώς μεγαλύτερη ακρίβεια.

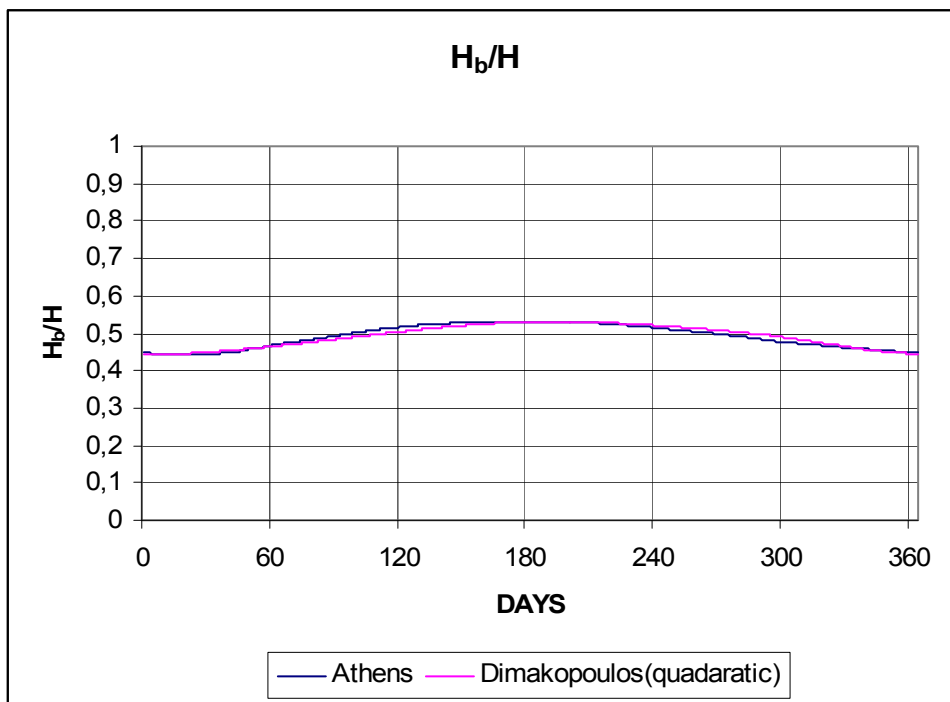
Για τον υπολογισμό του λόγου της ημερήσιας άμεσης ακτινοβολίας προς την ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών προτείνονται οι δύο παρακάτω σχέσεις :

$$\frac{H_b}{H} = 0,4161K_T + 0,2733 \quad (11.4\alpha)$$

$$\frac{H_b}{H} = 0,3716K_T^2 + 0,0347K_T + 0,3693 \quad (11.4\beta)$$



Σχήμα11.4α: Λόγος ημερήσιας άμεσης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το γραμμικό μοντέλο Δημακόπουλου



Σχήμα11.4β: Λόγος ημερήσιας άμεσης ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το δευτεροβάθμιο πολυωνμικό μοντέλο Δημακόπουλου

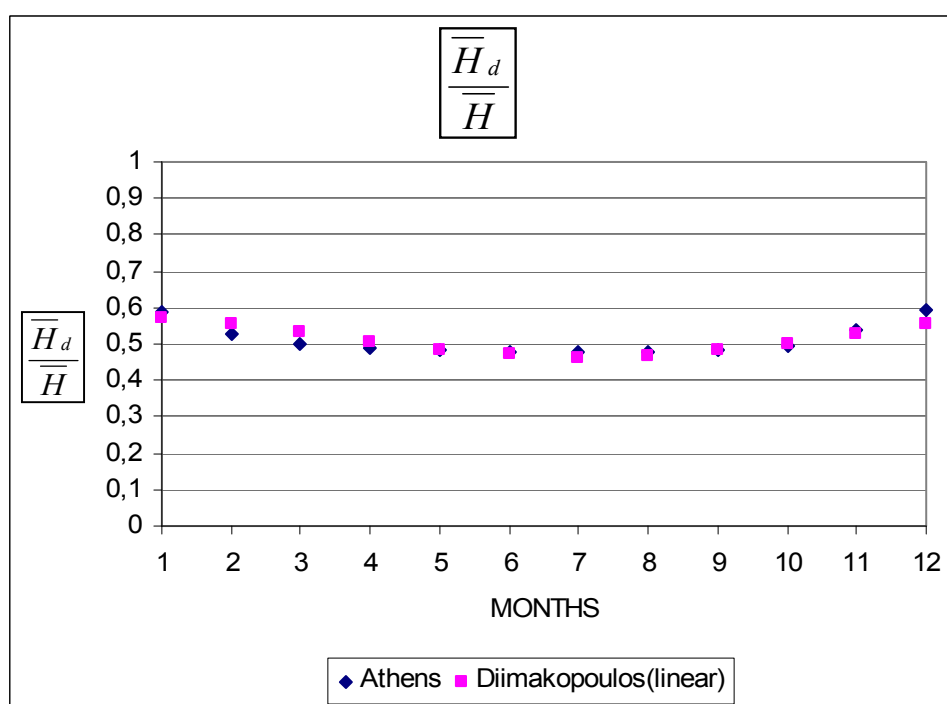
Από τα σχήματα 11.4α και 11.4β βλέπουμε ότι και οι δύο σχέσεις προσεγγίζουν με εξαιρετική ακρίβεια τις πειραματικές τιμές οπότε προτιμείται το γραμμικό μοντέλο που είναι και απλούστερο .

ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΗΝΙΑΙΩΣ ΜΕΣΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

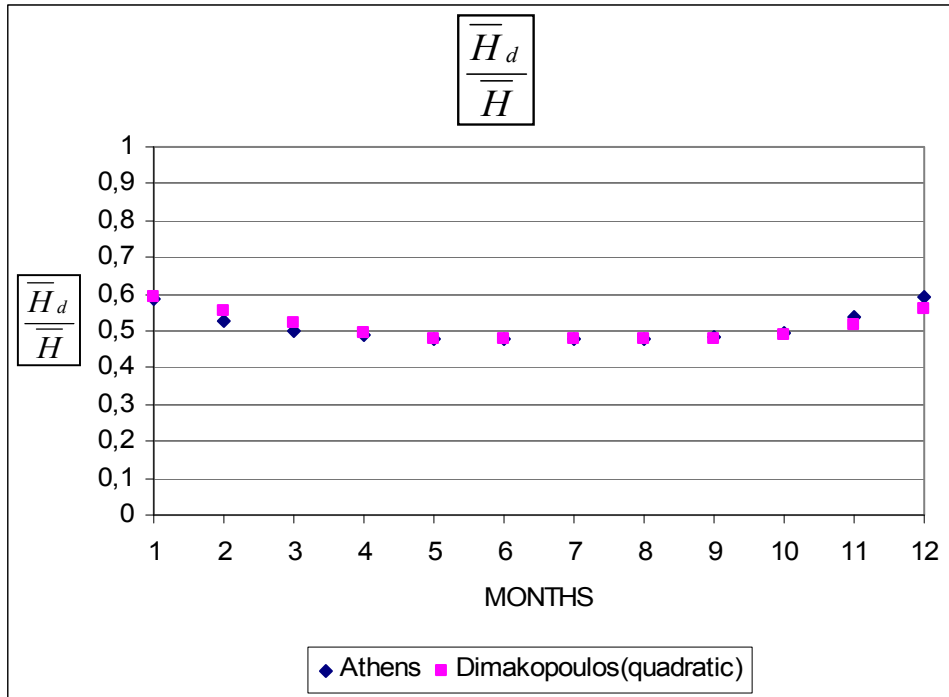
Για τον υπολογισμό του λόγου της μηνιαίας μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς τη μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών προτείνονται οι δύο παρακάτω σχέσεις :

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 0,7827 - 0,5188\overline{K}_T \quad (11.5\alpha)$$

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 2,8149\overline{K}_T^2 - 3,4169\overline{K}_T + 1,5145 \quad (11.5\beta)$$



Σχήμα 11.5α: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το γραμμικό μοντέλο Δημακόπουλου



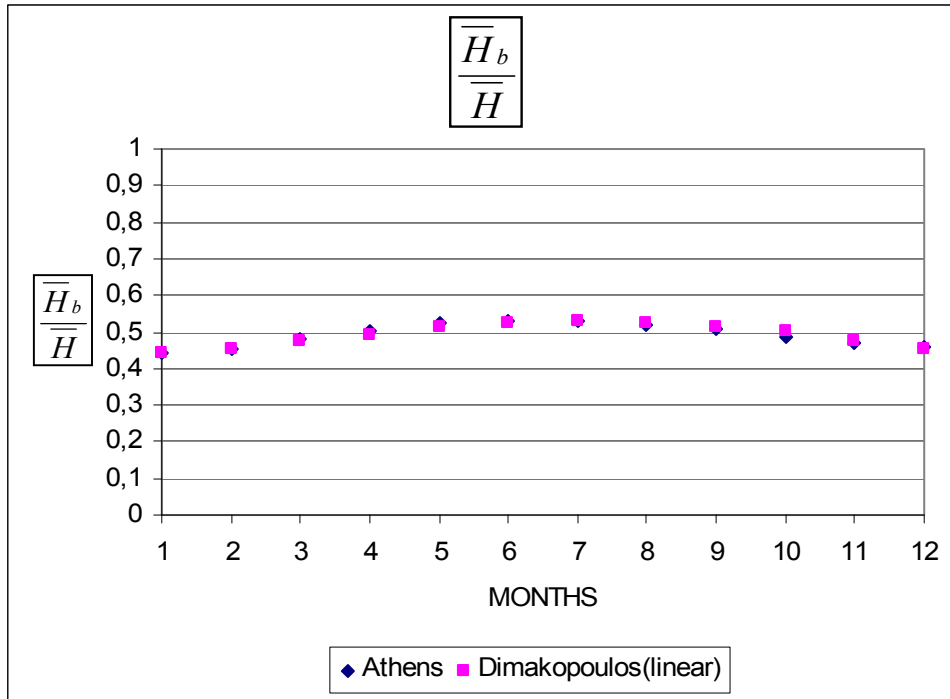
Σχήμα 11.5β: Λόγος μηνιαίως μέσης διάχυτης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το δευτεροβάθμιο πολωνομικό μοντέλο Δημακόπουλου

Από τα σχήματα 11.5α και 11.5β βλέπουμε ότι και οι δύο σχέσεις προσεγγίζουν με εξαιρετική ακρίβεια τις πειραματικές τιμές οπότε προτιμείται η γραμμική που είναι και απλούστερη .

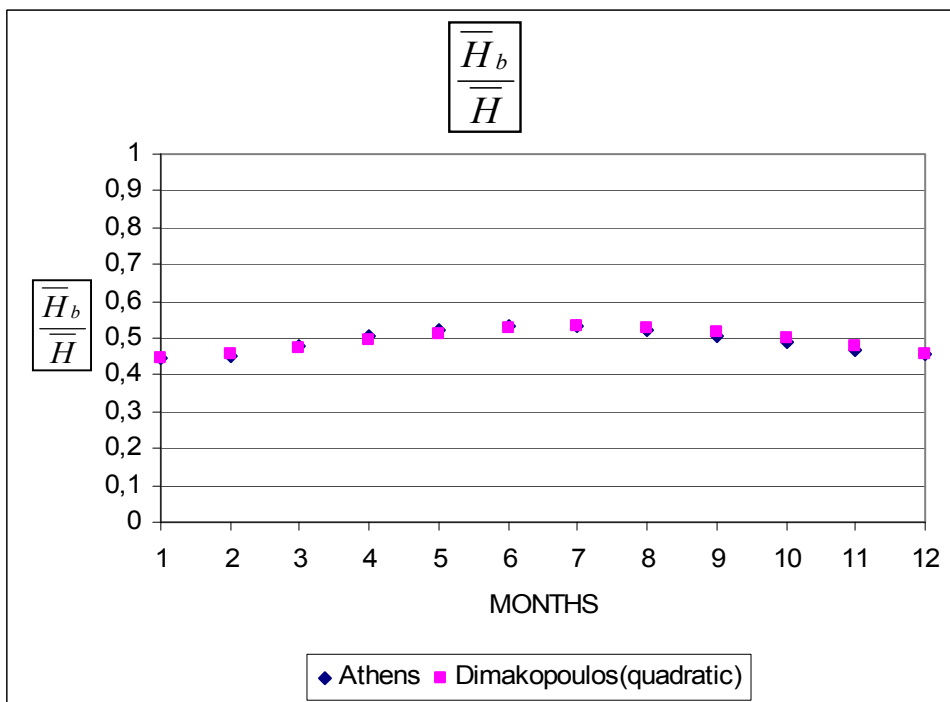
Για τον υπολογισμό του λόγου της μηνιαίως μέσης άμεσης ακτινοβολίας ημέρας προς τη μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών προτείνονται οι δύο παρακάτω σχέσεις :

$$\frac{\overline{H}_b}{\overline{H}} = 0,4205\overline{K}_T + 0,271 \quad (11.6\alpha)$$

$$\frac{\overline{H}_b}{\overline{H}} = 0,293\overline{K}_T^2 + 0,1188\overline{K}_T + 0,3472 \quad (11.6\beta)$$



Σχήμα 11.6α: Λόγος μηνιαίως μέσης άμεσης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσσει των μηνών του έτους εν συγκρίσει με το γραμμικό μοντέλο Δημακόπουλου



Σχήμα 11.6β: Λόγος μηνιαίως μέσης άμεσης ακτινοβολίας ημέρας προς την μηνιαίως μέση ολική ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσσει των μηνών του έτους σε σύγκριση με το δευτεροβάθμιο πολυωνμικό μοντέλο Δημακόπουλου

Από τα σχήματα 11.6α και 11.6β βλέπουμε ότι και οι δύο σχέσεις προσεγγίζουν με εξαιρετική ακρίβεια τις πειραματικές τιμές οπότε προτιμείται η γραμμική που είναι και απλούστερη όπως άλλωστε και στην περίπτωση του λόγου $\frac{\bar{H}_d}{H}$.

ΑΝΑΛΥΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΩΡΙΑΙΕΣ ΤΙΜΕΣ

Για τον υπολογισμό του λόγου της ωριαίας ολικής ακτινοβολίας προς την ημερήσια ολική οριζοντίου επιπέδου Αθηνών προτείνεται σχέση της μορφής :

$$r_t = \frac{I}{H} = a + bK_T \quad (11.7)$$

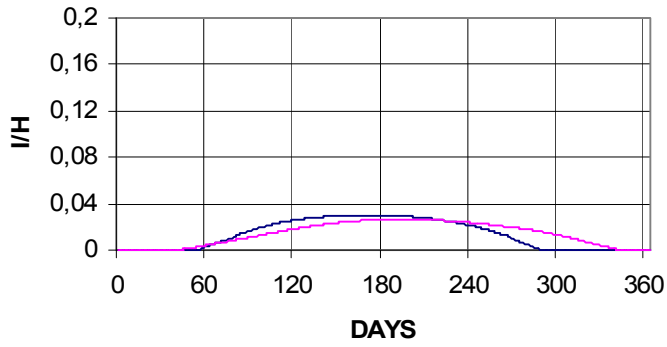
όπου a , b συντελεστές που δίνονται στον Πίνακα 11.4.

ΠΙΝΑΚΑΣ 11.4

Ωρα	a	b
7:00	0,0243	0,008
8:00	0,2457	-0,0934
9:00	0,0947	0,0221
10:00	-0,0618	0,1373
11:00	-0,1817	0,2246
12:00	-0,2446	0,2733
13:00	-0,2364	0,2642
14:00	-0,1617	0,2102
15:00	-0,0315	0,1155
16:00	0,1304	-0,0038
17:00	0,2074	-0,0769
18:00	0,1774	-0,0799

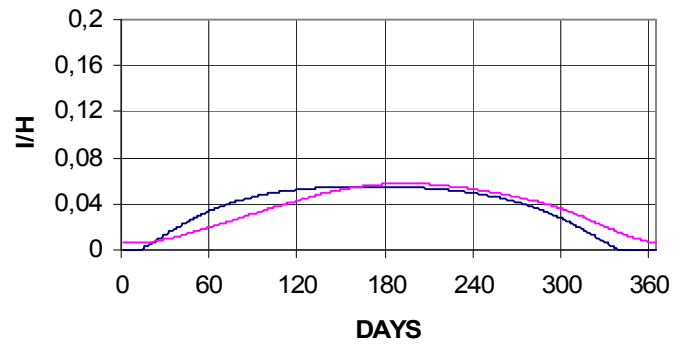
Τα αποτελέσματα της σύγκρισης με τα πειραματικά δεδομένα των Αθηνών φαίνονται στο παρακάτω σχήμα:

r_t 7:00



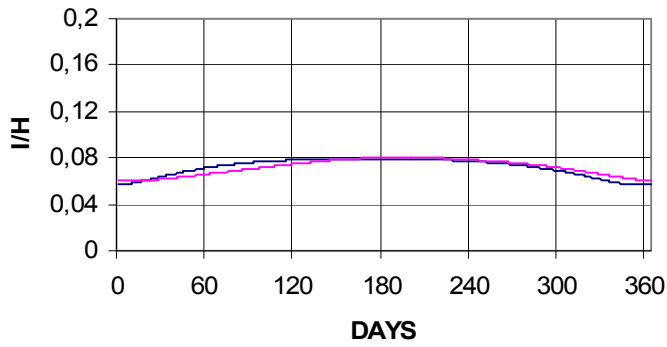
— Athens — Dimakopoulos

r_t 8:00



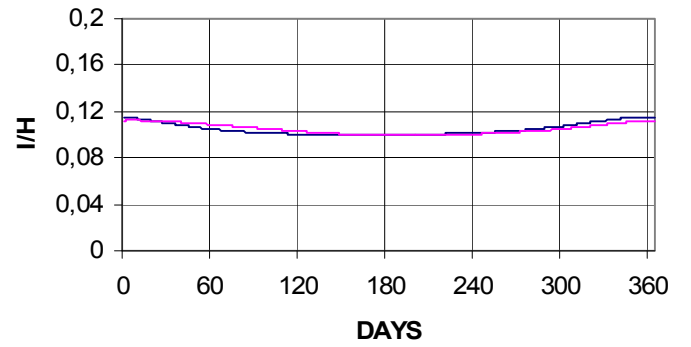
— Athens — Dimakopoulos

r_t 9:00



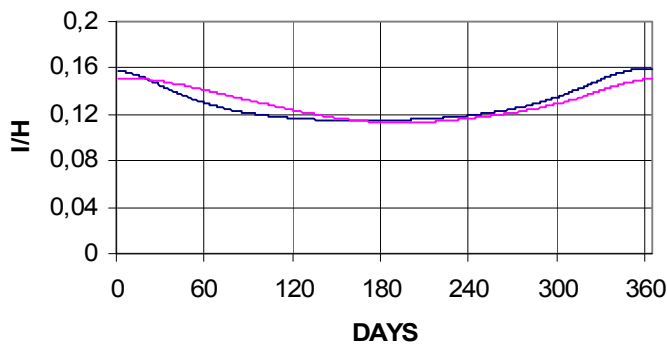
— Athens — Dimakopoulos

r_t 10:00



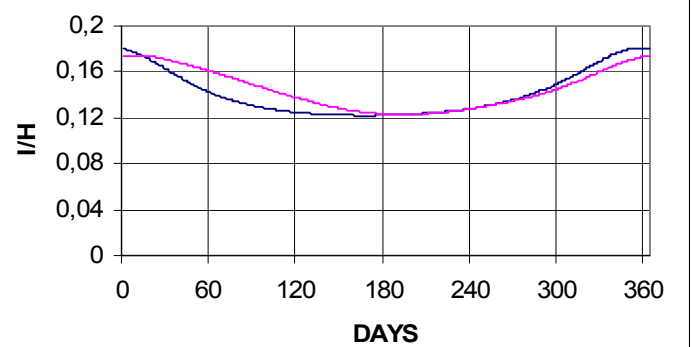
— Athens — Dimakopoulos

r_t 11:00

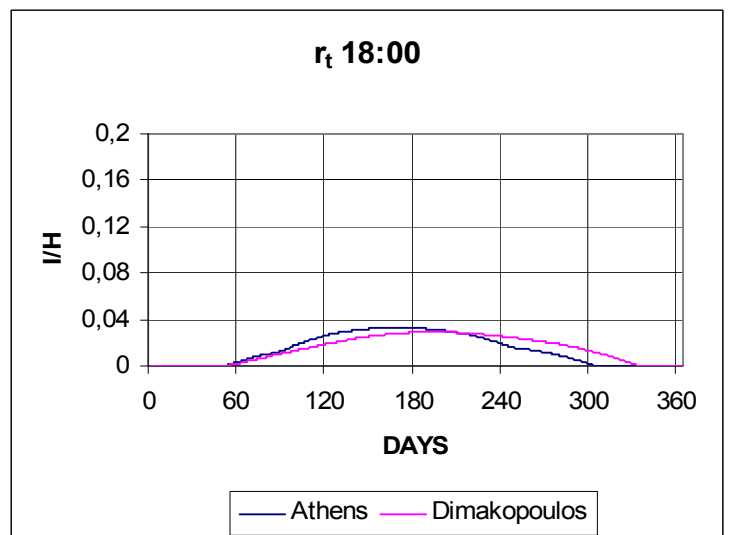
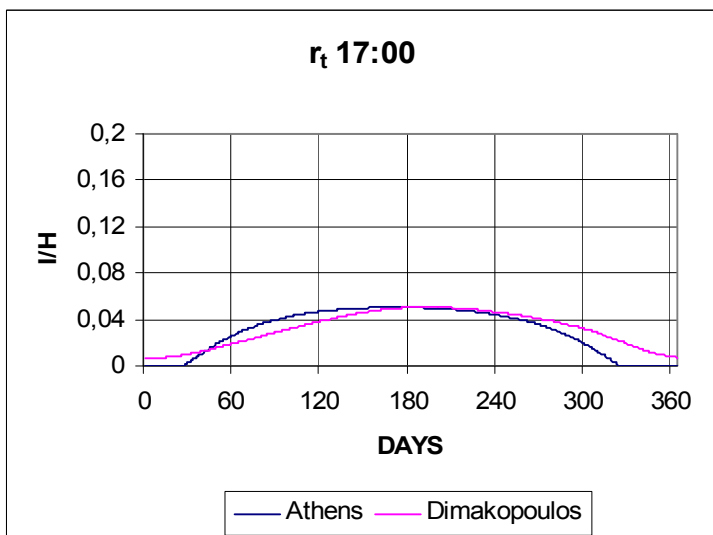
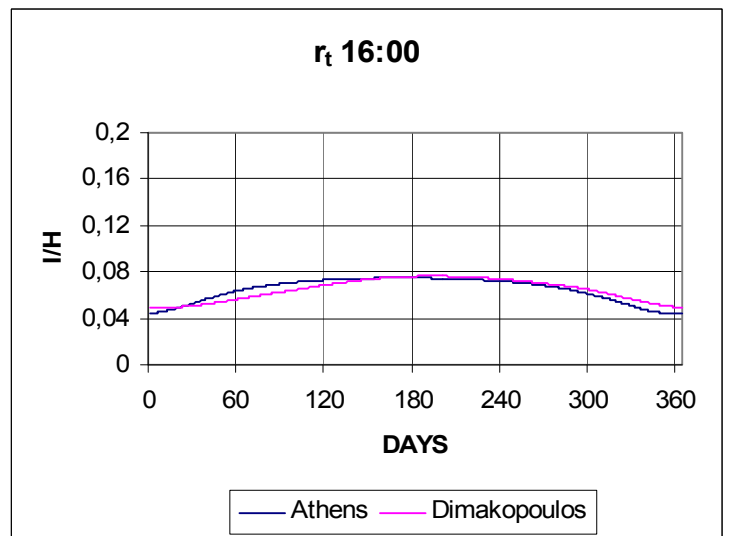
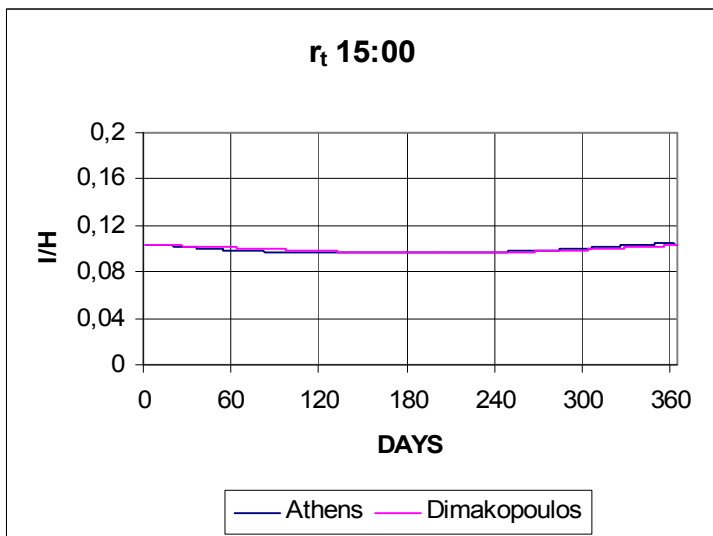
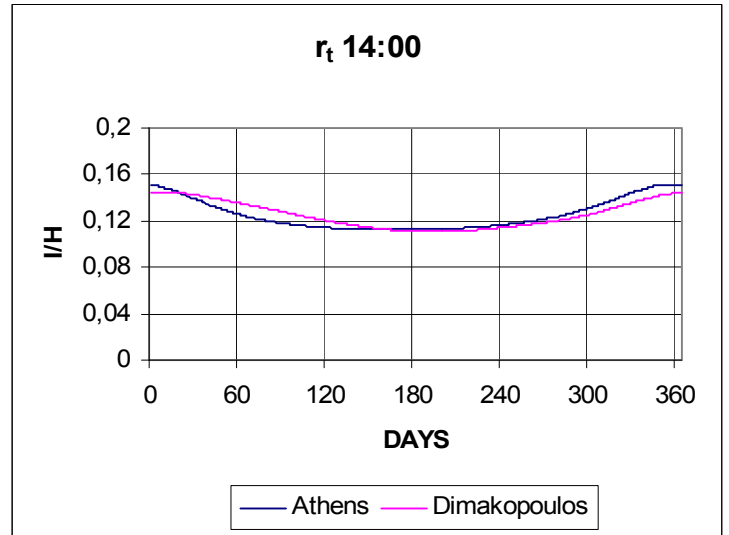
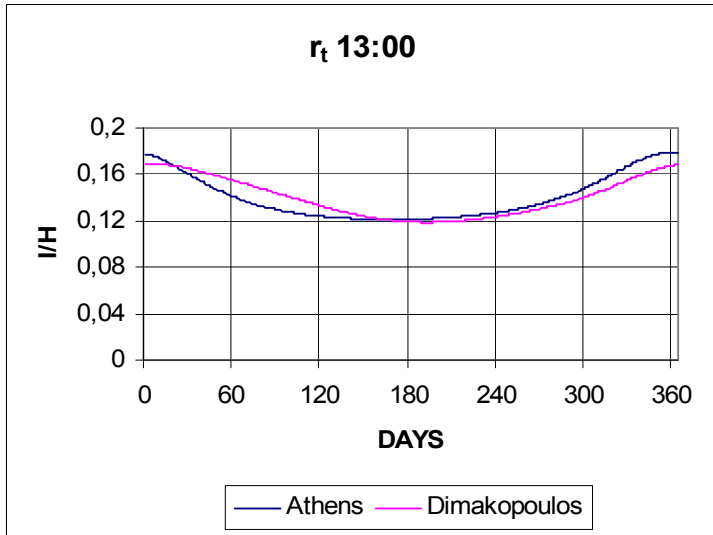


— Athens — Dimakopoulos

r_t 12:00



— Athens — Dimakopoulos



Σχήμα 11.7: Λόγος ωριαίας ολικής ακτινοβολίας για τις ώρες $t=7,8,9...18$ προς την ημερήσια ολική ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσεως των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το μοντέλο Δημακόπουλου

Από το σχήμα 11.7 συμπεραίνουμε ότι η παραπάνω συσχέτιση προσεγγίζει με πολύ καλή ακρίβεια την πειραματική καμπύλη του λόγου r_i των Αθηνών.

Για τον υπολογισμό του λόγου της ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας προς την ημερήσια διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών προτείνεται σχέση της μορφής :

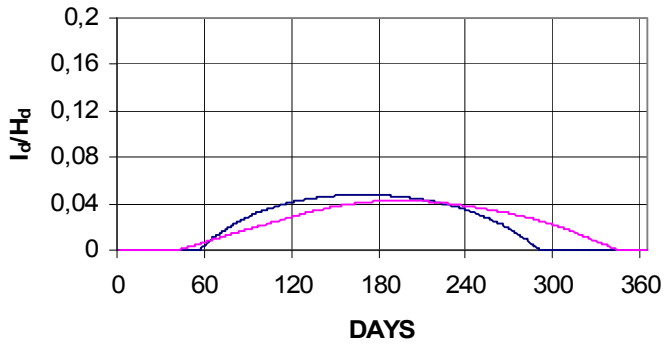
$$r_d = a' + b'K_T \quad (11.8)$$

όπου a', b' συντελεστές που δίνονται στον Πίνακα 11.5.

ΠΙΝΑΚΑΣ 11.5

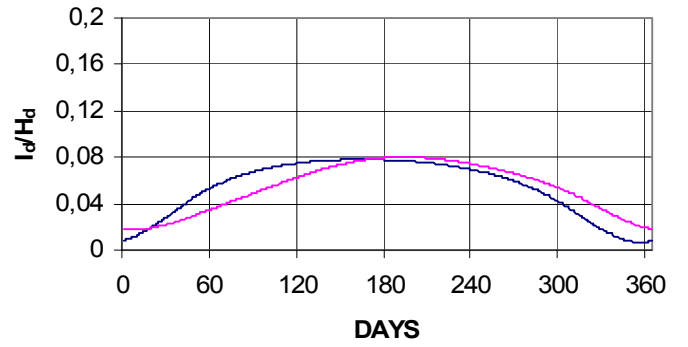
Ωρα	a'	b'
7:00	0,2337	-0,101
8:00	0,2959	-0,1018
9:00	0,1101	0,0356
10:00	-0,0673	0,1586
11:00	-0,2009	0,2428
12:00	-0,2997	0,2916
13:00	-0,2943	0,2756
14:00	-0,1678	0,1906
15:00	-0,0357	0,1019
16:00	0,0641	0,0306
17:00	0,1409	-0,0292
18:00	0,221	-0,0951

r_d 7:00



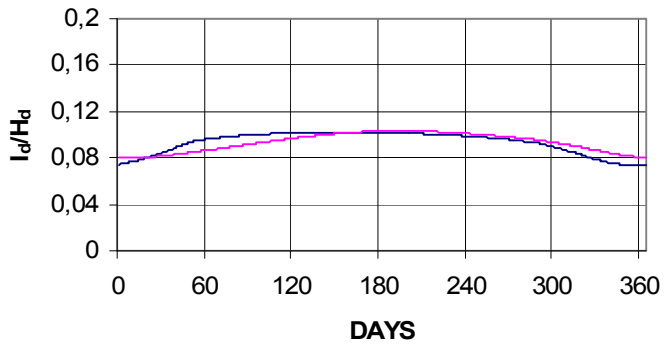
— Athens — Dimakopoulos

r_d 8:00



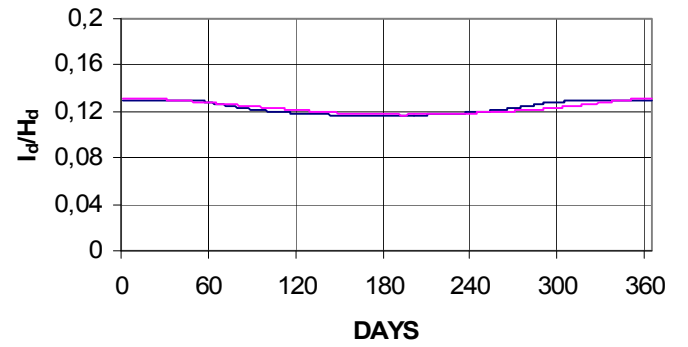
— Athens — Dimakopoulos

r_d 9:00



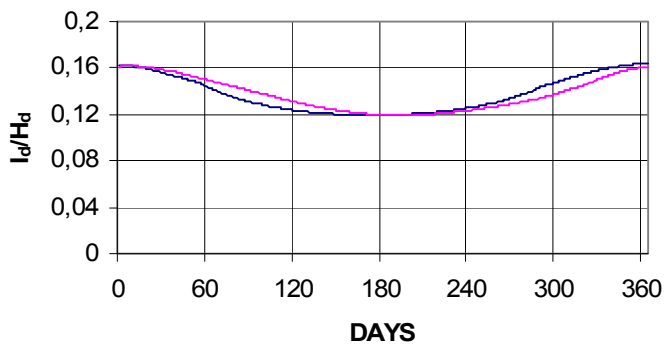
— Athens — Dimakopoulos

r_d 10:00



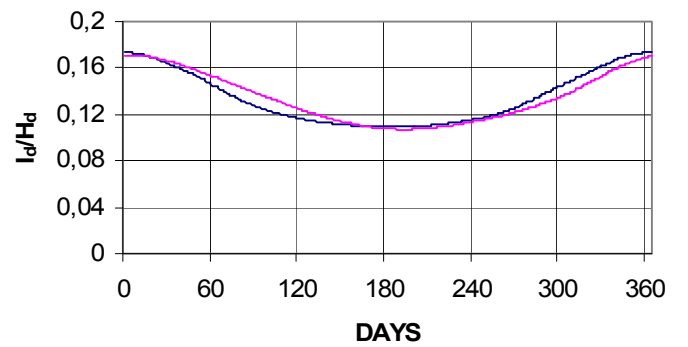
— Athens — Dimakopoulos

r_d 11:00

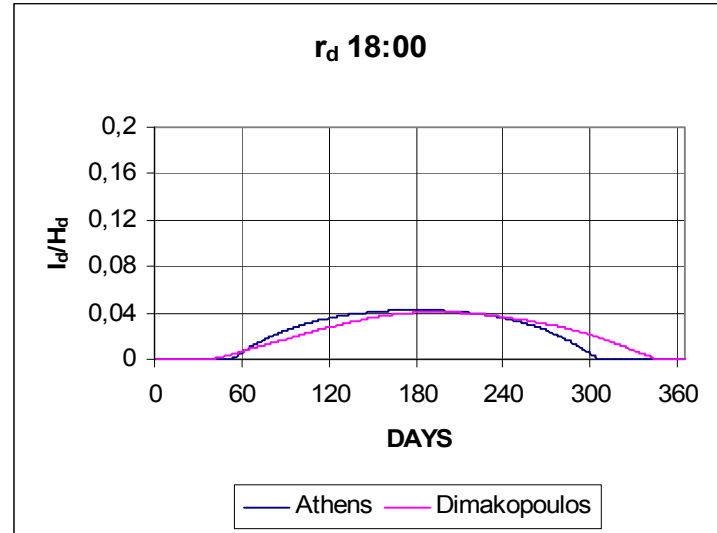
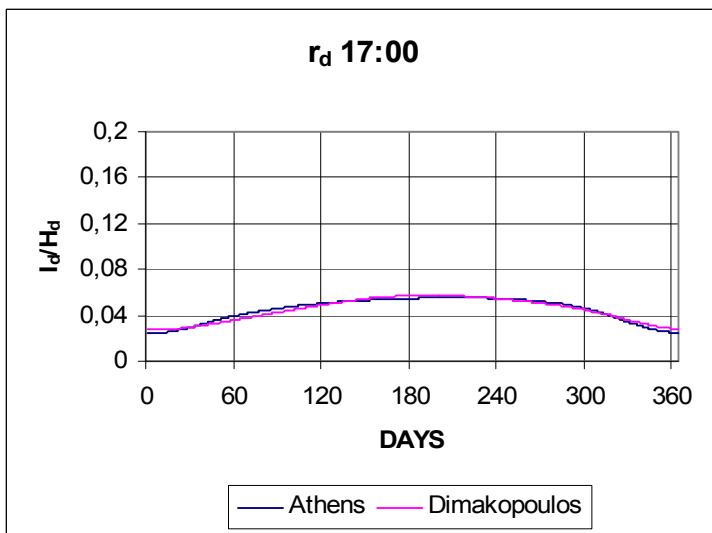
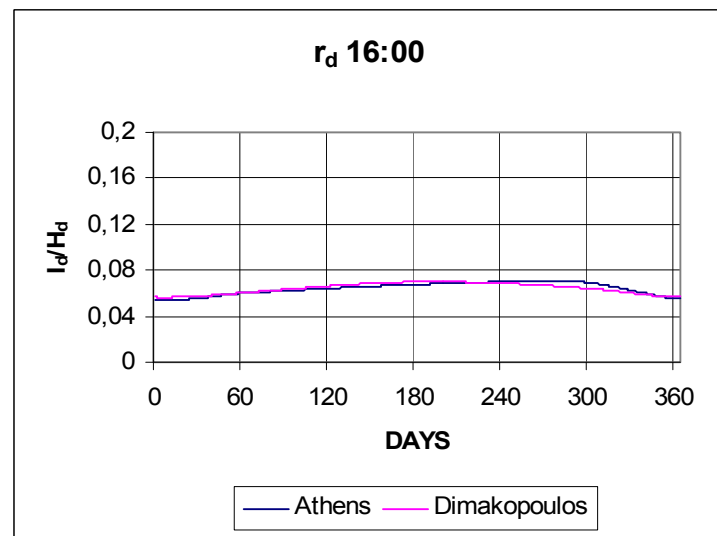
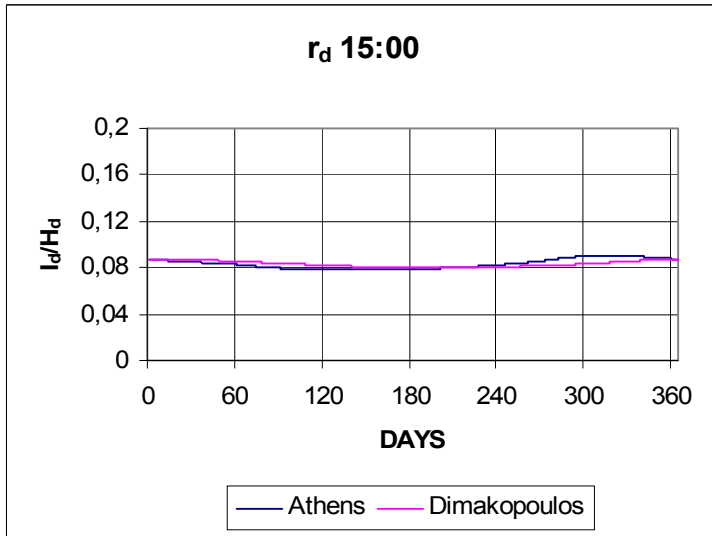
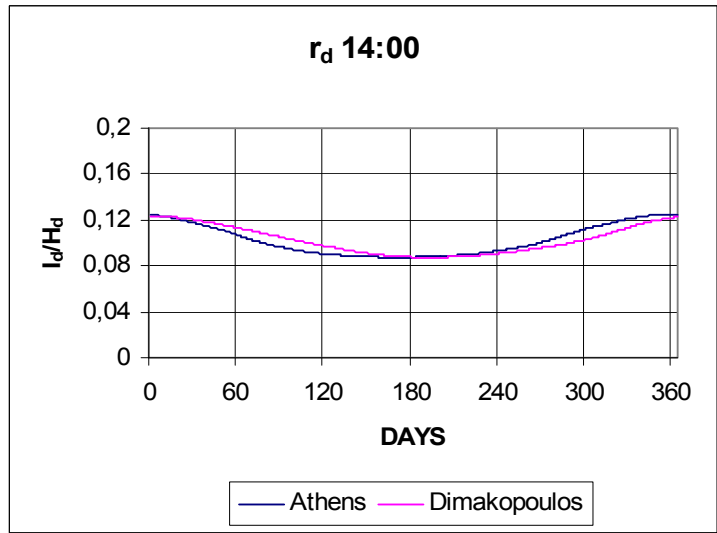
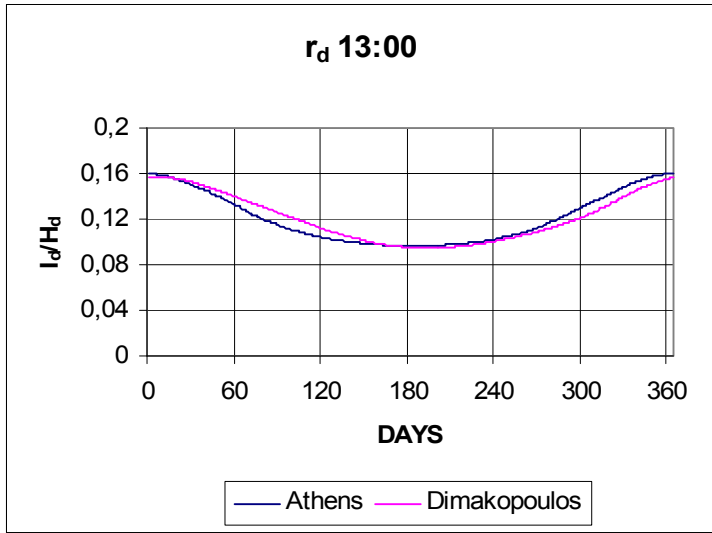


— Athens — Dimakopoulos

r_d 12:00



— Athens — Dimakopoulos



Σχήμα 11.8: Λόγος ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας για τις ώρες $t=7,8,9...18$ προς την ημερήσια διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το μοντέλο Δημακόπουλου

Η παραπάνω συσχέτιση προσεγγίζει με πολύ καλή ακρίβεια την πειραματική καμπύλη του λόγου r_d των Αθηνών όπως φαίνεται και στο σχήμα 11.8.

Αν και οι σχέσεις 11.7 και 11.8 δίνουν εξαιρετικά αποτελέσματα για την Αθήνα θα πρέπει να χρησιμοποιούνται με πολύ μεγάλη προσοχή καθώς κανένας άλλος ερευνητής δε χρησιμοποιεί σχέσεις τέτοιας μορφής ($r_t(K_T), r_d(K_T)$) για τον υπολογισμό των r_t και r_d . Η ορθότητα των σχέσεων αυτών θα πρέπει να επαληθευτεί και από άλλους ερευνητές.

ΠΡΟΣΠΙΠΤΟΥΣΑ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ

Για τον υπολογισμό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας κεκλιμένου επιπέδου στραμμένου προς νότο που είναι ο βέλτιστος προσανατολισμός προτείνεται σχέση της μορφής :

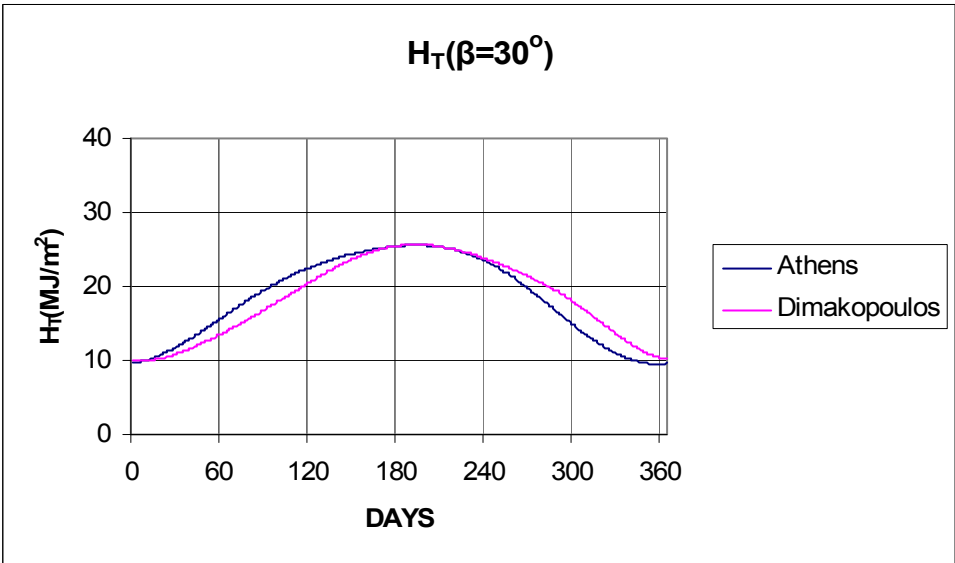
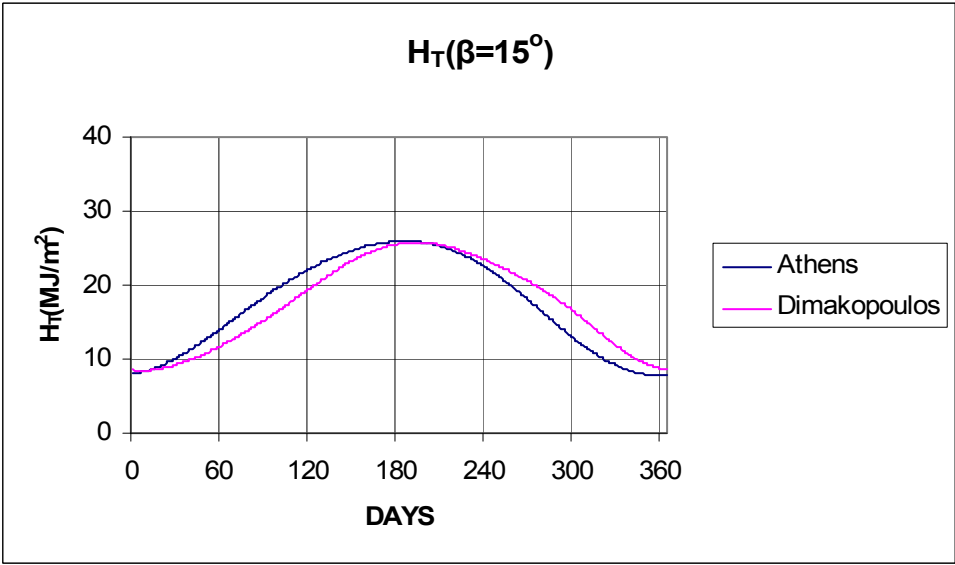
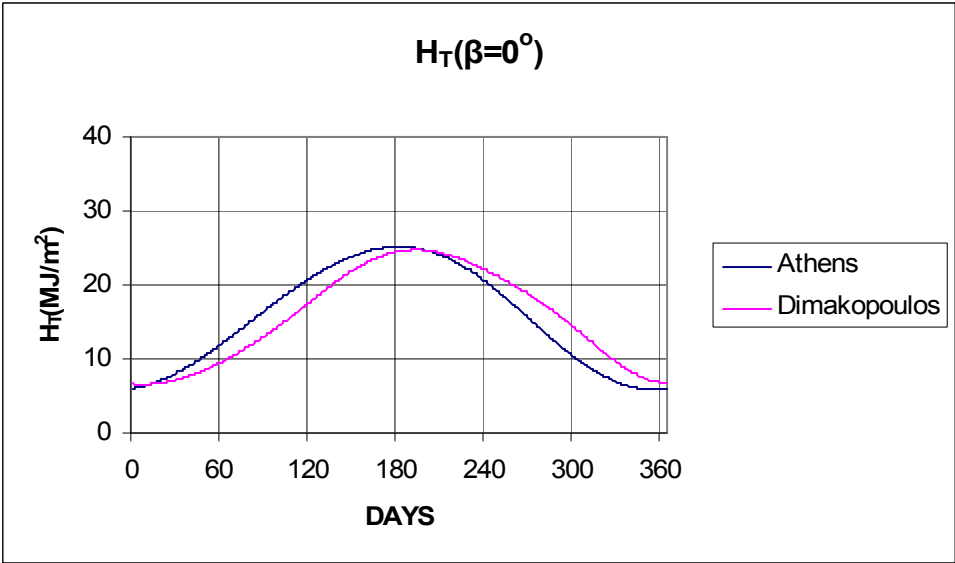
$$\overline{H}_T = a\overline{K}_T^2 + b\overline{K}_T + c \quad (MJ/m^2) \quad (11.9)$$

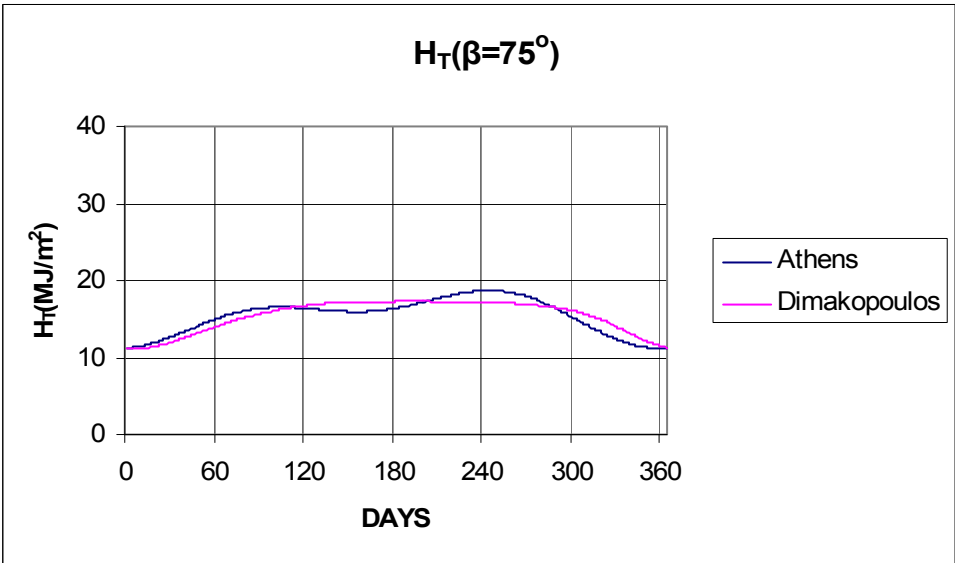
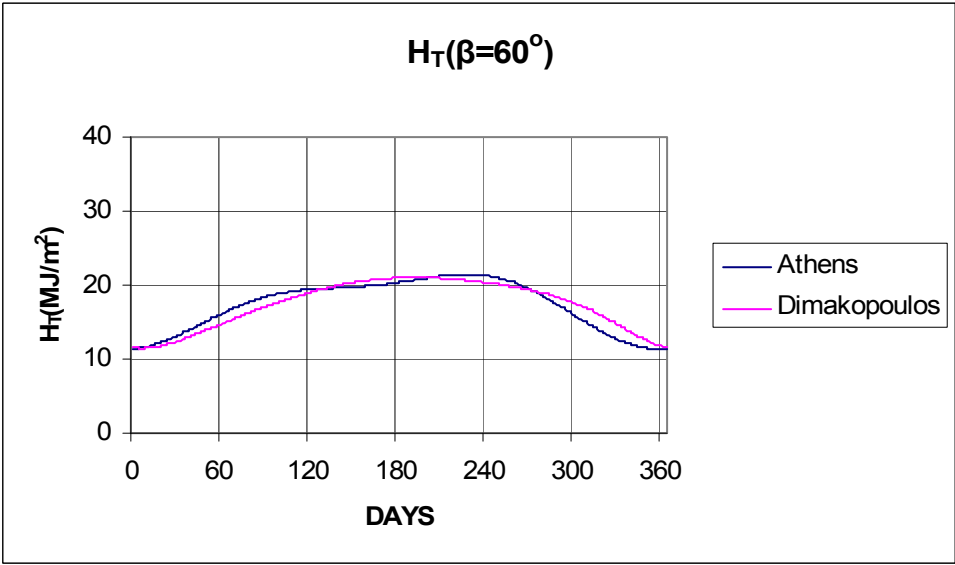
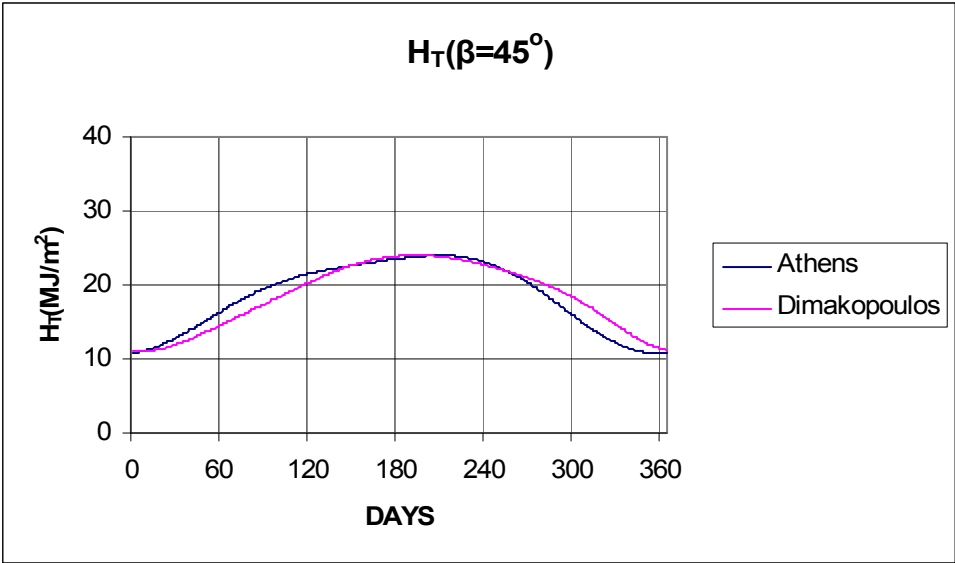
όπου a, b, c συντελεστές που δίνονται στον Πίνακα 11.6:

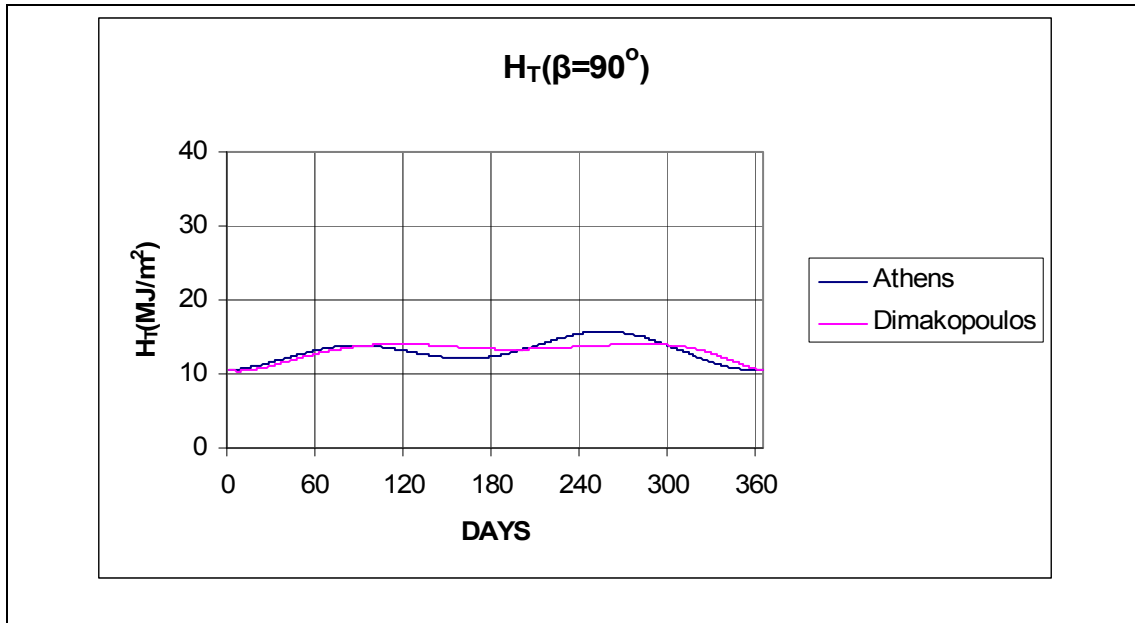
ΠΙΝΑΚΑΣ 11.6

Κλίση επιπέδου	a	b	c
$\beta = 0^\circ$	234,43	-152,78	30,043
$\beta = 15^\circ$	167,03	-88,246	16,864
$\beta = 30^\circ$	90,724	-18,407	2,647
$\beta = 45^\circ$	12,617	48,458	-10,551
$\beta = 60^\circ$	-65,868	112,41	-23,177
$\beta = 75^\circ$	-129,75	161,13	-32,745
$\beta = 90^\circ$	-168,07	185,17	-36,966

Τα αποτελέσματα της σύγκρισης του παραπάνω μοντέλου με τις πειραματικές τιμές, όπως φαίνονται στο σχήμα 11.9, είναι αρκετά καλά:







Σχήμα 11.9: Προσπίπτουσα ακτινοβολία κεκλιμένου επιπέδου Αθηνών συναρτήσει των ημερών του τυπικού έτους σε σύγκριση με το μοντέλο Δημακόπουλου για διάφορες κλίσεις

Επειδή όμως ούτε αυτή η μορφή σχέσης(11.9) έχει προταθεί από άλλο ερευνητή για τον υπολογισμό της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας κεκλιμένου επιπέδου θα πρέπει να χρησιμοποιείται προσεκτικά . Η ορθότητά της θα πρέπει να επαληθευτεί και από άλλους ερευνητές όπως και στην περίπτωση των λόγων r_i και r_d .

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ

Ανακεφαλαιώνοντας μπορούμε να προτείνουμε τις καλύτερες σχέσεις που προσεγγίζουν τα διάφορα ηλιακά μεγέθη για την περιοχή των Αθηνών. Οι σχέσεις του Κεφαλαίου 11 είναι οι πιο ακριβείς καθώς έχουν προσαρμοστεί ειδικά στα μετεωρολογικά δεδομένα της Αθήνας. Είναι όμως καινούργιες και θα πρέπει να ελεγχθεί η αξιοπιστία τους και από άλλους ερευνητές . Αν όμως επιθυμούνται πιο γνωστές και δοκιμασμένες σχέσεις παραθέτουμε τις εξής καλύτερες (για λεπτομερή ανάλυση παραπέμπουμε στα αντίστοιχα κεφάλαια) :

A) ΩΡΙΑΙΑ ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

- $G = A \cdot \sin(90^\circ - \theta_z) + B$ (Πίνακας 4.2) (Σχέση 4.11 Σασαμάνογλου-Μακρόγιαννης για υψηλή θολότητα A_{high}, B_{high}):

ΠΙΝΑΚΑΣ 4.2

ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗ	A _{high}	B _{high}	A _{mean}	B _{mean}	A _{low}	B _{low}
Ιανουάριος	995	-48	1102	-47	1156	-12
Φεβρουάριος	913	-37	1061	-43	1177	-15
Μάρτιος	880	-41	1050	-39	1184	-11
Απρίλιος	872	-41	1045	-37	1158	-10
Μάιος	875	-43	1051	-35	1170	-15
Ιούνιος	878	-42	1056	-34	1171	-13
Ιούλιος	878	-42	1062	-36	1144	-12
Αύγουστος	871	-38	1064	-35	1180	-15
Σεπτέμβριος	906	-45	1083	-42	1194	-19
Οκτώβριος	983	-44	1106	-40	1256	-14
Νοέμβριος	932	-47	1163	-42	1244	-15
Δεκέμβριος	886	-50	1094	-46	1253	16

Β) ΑΝΑΛΥΣΗ ΩΡΙΑΙΑΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

- Σχέση Spencer 6.4 (χωρίς μεγάλη ακρίβεια):

$$\frac{I_d}{I} = a - b \cdot k_T \quad , \quad 0,35 \leq k_T \leq 0,75 \quad (6.4)$$

$$a = 0,949 + 0,0118|\phi| \quad (6.4\alpha)$$

$$b = 1,185 + 0,0135|\phi| \quad (6.4\beta)$$

- Σχέση 6.7 Skartveit-Olseth (μόνο για τις πολύ πρωινές και απογευματινές ώρες):

$$\frac{I_d}{I} = \begin{cases} 1 & k_T \leq k_o \\ 1 - (1 - d_1) \cdot [a\sqrt{K} + bK + (1 - a - b)K^2] = f(k_T) & k_o \leq k_T \leq g \cdot k_1 \\ 1 - \frac{gk_1[1 - f(gk_1)]}{k_T} & k_T \geq g \cdot k_1 \end{cases} \quad (6.7)$$

$$K = 0,5 \left[1 + \sin \pi \left(\frac{k_T - k_o}{k_1 - k_o} - 0,5 \right) \right] \quad (6.7\alpha)$$

$$\left. \begin{array}{l} k_o = 0,2 \\ k_1 = 0,87 - 0,56 \cdot \exp[-0,06 \cdot (90^\circ - \theta_z)] \\ d_1 = 0,15 + 0,43 \cdot \exp[-0,06 \cdot (90^\circ - \theta_z)] \\ g = 1,09 \\ a = 0,27 \\ b = 0 \end{array} \right\} \quad (6.7\beta)$$

Γ) ΑΝΑΛΥΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

- Σχέση (7.1) Liu-Jordan (για Ιανουάριο, Φεβρουάριο, Μάρτιο και Απρίλιο):

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 1,0045 + 0,04349K_T - 3,522K_T^2 + 2,6313K_T^3 & \text{για } K_T \leq 0,75 \\ 0,166 & \text{για } K_T > 0,75 \end{cases} \quad (7.1)$$

- Σχέση Erbs 7.3 (για Μάιο, Ιούνιο, Ιούλιο, Αύγουστο, Σεπτέμβριο, Οκτώβριο):

$$\omega_s \leq 81,4^\circ$$

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 1,0 - 0,2727K_T + 2,4495K_T^2 - 11,9514K_T^3 + 9,3879K_T^4 & K_T < 0,715 \\ 0,143 & K_T \geq 0,715 \end{cases} \quad (7.3\alpha)$$

$$\omega_s > 81,4^\circ:$$

$$\frac{H_d}{H} = \begin{cases} 1,0 + 0,2832K_T - 2,5557K_T^2 + 0,8448K_T^3 & K_T < 0,722 \\ 0,175 & K_T \geq 0,722 \end{cases} \quad (7.3\beta)$$

- Σχέση Biga, Rui-Rosa (για Νοέμβριο, Δεκέμβριο):

$$\frac{H_d}{H} = 1,26 - 1,5K_T \quad (7.4)$$

Δ) ΑΝΑΛΥΣΗ ΜΗΝΙΑΙΩΣ ΜΕΣΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΑΜΕΣΗ ΚΑΙ ΔΙΑΧΥΤΗ

- $\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}} = 0,84 - 0,62\bar{K}_T$ (Σχέση 8.5 Tuller)

Ε) ΑΝΑΛΥΣΗ ΗΜΕΡΗΣΙΑΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΕ ΩΡΙΑΙΕΣ ΤΙΜΕΣ

- Σχέση 9.1 Collares-Pereira-Rabl :

$$r_t = \frac{I}{H} = \frac{\pi}{24} (a + b \cdot \cos \omega) \frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - \left(\frac{2\pi\omega_s}{360} \right) \cos \omega_s}$$

$$a = 0,409 + 0,5016 \cdot \sin(\omega_s - 60^\circ)$$

$$b = 0,6609 - 0,4767 \cdot \sin(\omega_s - 60^\circ)$$

- Σχέση 9.3(Collares-Pereira-Rabl):

$$r_d = \frac{I_d}{H_d} = \frac{\pi}{24} \cdot \frac{\cos \omega - \cos \omega_s}{\sin \omega_s - \left(\frac{2\pi\omega_s}{360} \right) \cdot \cos \omega_s}$$

$$a = 0,409 + 0,5016 \cdot \sin(\omega_s - 60^\circ)$$

$$b = 0,6609 - 0,4767 \cdot \sin(\omega_s - 60^\circ)$$

ΣΥΠΡΟΣΠΗΠΤΟΥΣΑ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΚΕΚΛΙΜΕΝΟΥ ΕΠΙΠΕΔΟΥ

- Σχέση 10.3(Liu-Jordan):

$$\overline{H}_T = \overline{H} \left(1 - \frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} \right) \overline{R}_b + \overline{H}_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + \overline{H} \rho \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right)$$

$$\overline{R}_b = \frac{\overline{H}_{bT}}{\overline{H}_b} = \frac{\cos(\phi - \beta) \cos \delta \sin \omega'_s + (\pi / 180) \omega'_s \sin(\phi - \beta) \sin \delta}{\cos \phi \cos \delta \sin \omega_s + (\pi / 180) \omega_s \sin \phi \sin \delta}$$

$$\omega'_s = \min \left\{ \begin{array}{l} \arccos(-\tan \phi \tan \delta) \\ \arccos[-\tan(\phi - \beta) \tan \delta] \end{array} \right\}$$

