ΕΘΝΙΚΟ ΜΕΤΣΟΒΙΟ ΠΟΛΥΤΕΧΝΕΙΟ

ΣΧΟΛΗ ΜΗΧΑΝΟΛΟΓΩΝ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ

ΤΟΜΕΑΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ

Διπλωματική εργασία:

“Ακρίβεια παγκοσμίων συσχετίσεων ηλιακής ακτινοβολίας και μεγιστοποίηση αυτής ανα 2, 3, 6, 12 μήνες για την περιοχή της Αθήνας.”

ΓΑΛΑΝΗΣ ΔΗΜΗΤΡΙΟΣ

Επιβλέπων καθηγητής: Κίμων Α. Αντωνόπουλος

Αθήνα, Οκτώβριος 2018

Ευχαριστίες

Αρχικά θα ήθελα να ευχαριστήσω τον επιβλέποντα καθηγητή κ. Κίμων Α. Αντωνόπουλο για την ανάθεση της συγκεκριμένης διπλωματικής εργασίας καθώς και στην πολύτιμή βοήθεια του για την ολοκλήρωση αυτής.

Τέλος, θα ήθελα να ευχαριστήσω τους γονείς μου και τα αδέρφια μου όπως επίσης και την κοπέλα μου, για την στήριξη,την βοήθεια και την κατανόηση που μου πρόσφεραν κατά την διάρκεια των σπουδών μου.

Περίληψη

Αντικείμενο της παρούσας διπλωματικής εργασίας είναι η συγκέντρωση και η παρουσίαση των σχέσεων που αφορούν στα ηλιακά χαρακτηριστικά. Η μελέτη των χαρακτηριστικών της ηλιακής ακτινοβολίας, ο καθορισμός των παραγόντων που επιδρούν στην προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία καθώς και η πρόβλεψη μέσω αντίστοιχων μοντέλων της διακύμανσης των τιμών αυτών των μεγεθών έχει ιδιαίτερη σημασία σε πολλές εφαρμογές καθώς η σωστή εκτίμηση τους οδηγεί σε μεγιστοποίηση της εκμετάλλευσης της ηλιακής ενέργειας και κατά συνέπεια σε αύξηση των κερδών της επένδυσης που σχετίζεται με αυτές τις εφαρμογές.

Στα κεφάλαια της εργασίας που ακολουθούν αρχικά περιγράφεται η ηλιακή γεωμετρία και αναλύονται τα χαρακτηριστικά της ηλιακής ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας, αυτής της αίθριας μέρας, της προσπίπτουσας σε οριζόντιο και σε κεκλιμένο επίπεδο και αναλύονται οι παράγοντες που επηρεάζουν τα χαρακτηριστικά τους.

Στη συνέχεια παρουσιάζονται οι θεωρητικές και ημι-εμπειρικές σχέσεις που συγκεντρώθηκαν από τη διεθνή βιβλιογραφία και αφορούν την εκτίμηση των τιμών των παραπάνω ιδιοτήτων.

Χρησιμοποιώντας δημοσιευμένες συσχετίσεις και αποτελέσματα που αφορούν στην περιοχή της Αθήνας εκτιμάται το κατά πόσο οι σχέσεις που προτείνονται μπορούν να αποδώσουν με σχετική ακρίβεια τα ηλιακά χαρακτηριστικά που αφορούν την Αθήνα και παρουσιάζονται τα αντίστοιχα αποτελέσματα υπό μορφή διαγραμμάτων και πινάκων.

Ιδιαίτερη έκταση στα πλαίσια της παρούσας εργασίας δόθηκε στην αναλυτική παρουσίαση των αποτελεσμάτων που αφορούν στην αθροιστική προσπίπτουσα ακτινοβολία στην περιοχή της Αθήνας σε επίπεδο διμήνων, τριμήνων και εξαμήνων με στόχο τον προσδιορισμό ανά περίπτωση της κλίσης εκείνης που το αντίστοιχο ποσό ηλιακής ακτινοβολίας μεγιστοποιείται.

Πίνακας Περιεχομένων

Ευχαριστίες 1
Περίληψη 3
Πίνακας Περιεχομένων 5
Κεφάλαιο 1 7
Γωνία Πρόσπτωσης και Διάρκεια Ημέρας 7
1.1 Εισαγωγή 7
1.2 Ηλιακή Γεωμετρία 9
1.3 Ηλιομετρική Γεωμετρία και προσδιορισμός γωνιών 16
1.4 Γωνία και κλίση επιπέδου 26
1.5 Κλιματικό παράγοντας και γωνίες 30
Κεφάλαιο 2 33
Ηλιακή ακτινοβολία- άμεση και διάχυτη – Παράγοντας Αιθριότητας 33
2.1 Εισαγωγή στην ηλιακή Ακτινοβολία 33
2.2 Άμεση και Διάχυτη ακτινοβολία 38
2.3 Παράγοντας αιθριότητας 46
Κεφάλαιο 3 59
Ακτινοβολία Κεκλιμένου Δαπέδου 59
3.1 Ανάλυση ακτινοβολίας σε κεκλιμένο επίπεδο 59
Κεφάλαιο 4 67
Προτεινόμενα μοντέλα για την εκτίμηση των ηλιακών μεγεθών 67
4.1 Συσχετίσεις για τα βασικά Ηλιακά χαρακτηριστικά 67
4.2 Δείκτης Αιθριότητας Πειραματικά μοντέλα 79
4.3 Σκίαση και ένταση ηλιακής ακτινοβολίας 91
Κεφάλαιο 5 95
Υπολογιστικό τμήμα και παρουσίαση αποτελεσμάτων 95
5.1 Διαγράμματα Μεταβολής της Άμεσης, Διάχυτης και της συνολικά προσπίπτουσας ακτινοβολίας οριζόντιου επιπέδου 95
5.2 Διαγράμματα του λόγου της ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας προς τη συνολική προσπίπτουσα οριζόντιου επιπέδου σε σχέση με τον ωριαιο συντελεστή αιθριότητας 99
5.3 Μηνιαίως μέσος δείκτης Αιθριότητας 104
5.4 Συσχετίσεις της ωριαίας με την ημερήσια ακτινοβολία 108
5.5 Μεταβολές των τιμών της ωριαίας τιμής και της ακτινοβολίας 110

5.6 Μεταβολές των τιμών της ημερήσιας ακτινοβολίας 118
5.7 Μεταβολές των τιμών της Ετήσιας Ενέργειας σε κεκλιμένο επίπεδο 120
5.8 Μεγιστοποίηση ηλιακής ακτινοβολίας ανά δίμηνο 123
5.9 Μεγιστοποίηση ηλιακής ακτινοβολίας ανά τρίμηνο 129
5.10 Μεγιστοποίηση ηλιακής ακτινοβολίας ανά εξάμηνο 136
5.11 Ακτινοβολία Αίθριας Ατμοσφαιρας 143
Κεφάλαιο 6 145
Εφαρμογή Ηλιακού Συστήματος για κάλυψη θερμικών αναγκών 145
6.1 Μέθοδος Καμπύλων f 145
6.2 Εφαρμογή της Μεθόδου Καμπύλων f στο κτίριο 150
Βιβλιογραφία 158

Α' ΜΕΡΟΣ

Κεφάλαιο 1

Γωνία Πρόσπτωσης και Διάρκεια Ημέρας

1.1 Εισαγωγή

Η ηλιακή γεωμετρία περιγράφει τη σχετική κίνηση γης και ήλιου και αποτελεί ένα σημαντικό παράγοντα που υπεισέρχεται στον ενεργειακό ισολογισμό κτηρίων. Ανάλογα με τη γεωμετρία του κτηρίου, τον προσανατολισμό του και τα δομικά υλικά από τα οποία είναι κατασκευασμένο, η ηλιακή ακτινοβολία μπορεί να έχει πολύ σημαντική επίδραση στη διαμόρφωση των φορτίων αιχμής κατά την ψύξη, αλλά και στη σημαντική μείωση των θερμικών φορτίων το χειμώνα, λόγω των προσλαμβανόμενων ηλιακών κερδών. Σημαντική επίσης είναι η συμβολή της στη διαμόρφωση των συνθηκών του φυσικού φωτισμού των εσωτερικών χώρων. Τέλος, με τη βοήθεια της ηλιακής γεωμετρίας, είναι δυνατός ο ακριβής υπολογισμός της επιφάνειας ενός παραθύρου που θα σκιάζεται από ένα πρόβολο ή ένα οποιοδήποτε φυσικό ή τεχνητό εμπόδιο (π.χ. ένα δέντρο ή ένα γειτονικό κτήριο) οποιαδήποτε ώρα του έτους, συναρτήσει της γεωμετρίας του παραθύρου, του προβόλου ή του εμποδίου και της σχετικής θέσης τους.

Επίσης χαρακτηριστικές περιπτώσεις εφαρμογής της ηλιακής γεωμετρίας σε προβλήματα εκτός του αντικειμένου του κλιματισμού κτηρίων είναι ο ακριβής υπολογισμός οποιαδήποτε ώρα του έτους της επιφάνειας φωτοβολταϊκών πλαισίων ή ηλιακών συλλεκτών που σκιάζεται από φυσικά ή τεχνητά εμπόδια και της συνεπαγόμενης μείωσης της παραγωγής τους ή, επίσης, ο υπολογισμός του μήκους σκιάς μιας ανεμογεννήτριας και η εκτίμηση αν τούτη επηρεάζει γειτνιάζοντες στο αιολικό πάρκο οικισμούς.

Η ηλιακή ακτινοβολία που προσλαμβάνεται από μία επιφάνεια εξαρτάται από τη γωνία με την οποία τούτη προσπίπτει στην επιφάνεια, τη λεγόμενη γωνία πρόσπτωσης. Συνεπώς η μελέτη του συνολικού προβλήματος θα πρέπει να ξεκινήσει με τις έννοιες και τις σχέσεις υπολογισμού που απαρτίζουν την ηλιακή γεωμετρία. Η ηλιακή γεωμετρία θα οδηγήσει στον υπολογισμό της γωνίας πρόσπτωσης της ηλιακής ακτινοβολίας σε μία επιφάνεια, οποιαδήποτε στιγμή του έτους, εφόσον είναι γνωστά η γεωγραφική θέση της επιφάνειας, ο προσανατολισμός της και η κλίση της ως προς το οριζόντιο επίπεδο.

Με τη γωνία πρόσπτωσης γνωστή, το επόμενο βήμα είναι ο υπολογισμός της ηλιακής ακτινοβολίας που θα προσπέσει στην επιφάνεια. Τούτο αρχικά προϋποθέτει τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας έξω από την ατμόσφαιρα (extraterrestrial insolation). Στη συνέχεια θα πρέπει να υπολογιστεί η ηλιακή ακτινοβολία που είναι διαθέσιμη στη θέση εγκατάστασης της επιφάνειας. Τούτη είναι δυνατό να προσεγγιστεί είτε με μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας στην περιοχή ενδιαφέροντος, είτε με εμπειρικές προσεγγιστικές αριθμητικές μεθόδους, κάποιες από τις οποίες θα παρουσιαστούν στο παρόν Κεφάλαιο. Με την ακτινοβολία έξω από την ατμόσφαιρα και στη θέση εγκατάστασης γνωστές, είναι στη συνέχεια δυνατός ο υπολογισμός της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας που θα προσπέσει πάνω στην επιφάνεια. Η ολική ακτινοβολία που τελικά θα δεχτεί η επιφάνεια μελέτης αποτελεί το σύνολο τριών τύπων ακτινοβολίας: της άμεσης, της διάχυτης και της ανακλώμενης.

Με την ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει σε επιφάνειες γνωστή, είναι δυνατός ο υπολογισμός των ηλιακών κερδών (solar gains) από την κάθε δομική επιφάνεια του κτηριακού κελύφους ξεχωριστά. Για τον υπολογισμό των ηλιακών κερδών σε αδιαφανείς επιφάνειες είναι σκόπιμος ο ορισμός ενός νέου μεγέθους, της ισοδύναμης εξωτερικής θερμοκρασίας αέρα-ηλίου (sol-air temperature). Τέλος ιδιαίτερη περίπτωση αποτελούν τα ηλιακά κέρδη μέσω διαφανών επιφανειών (παράθυρα). Για τις διαφορετικές τεχνολογίες διαφανών επιφανειών απαιτείται ο υπολογισμός των συντελεστών θερμοπερατότητας U και των συντελεστών σκίασης ή, αντίστροφα, των συντελεστών ηλιακών κερδών. Τα ανωτέρω θέματα θα παρουσιαστούν και θα αναλυθούν στο παρόν Κεφάλαιο.

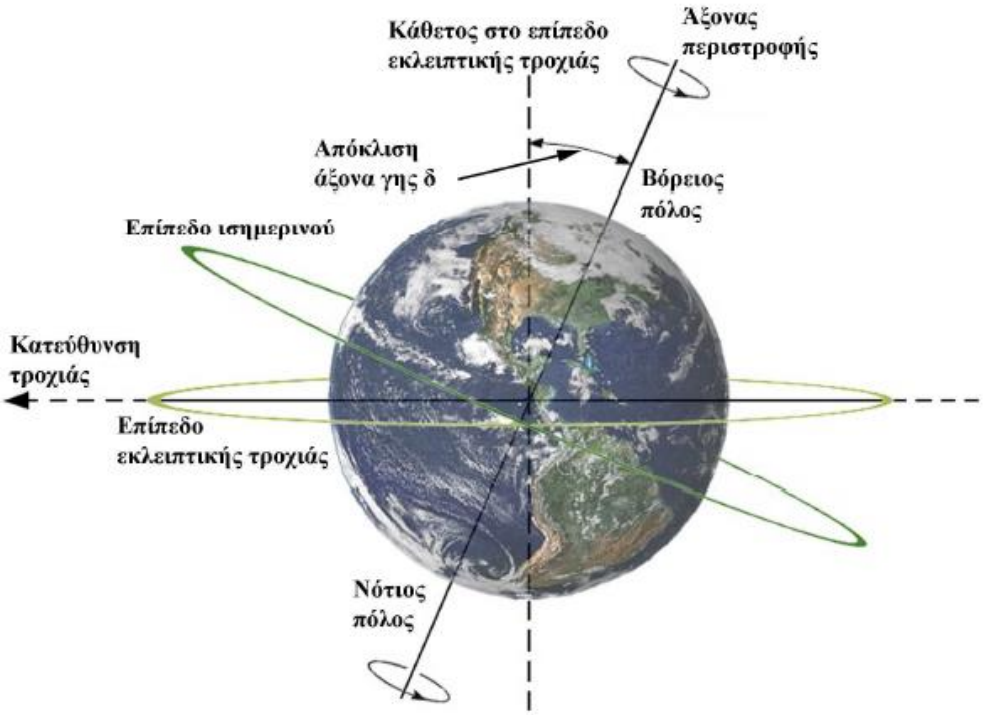
1.2 Ηλιακή Γεωμετρία

Ο Ήλιος είναι ένας αστέρας της κύριας ακολουθίας με φασματικό τύπο G2 V, έχει δηλαδή μεγαλύτερη μάζα και θερμοκρασία από ότι ένα μέσο αστέρι αλλά σημαντικά μικρότερη από έναν μπλε γίγαντα. Ακολουθεί μία τροχιά μέσα στον Γαλαξία σε μία απόσταση 25.000 με 28.000 έτη φωτός από το κέντρο του, ολοκληρώνοντας μία περιφορά σε περίπου 226 εκατομμύρια έτη. Γύρω από τον Ήλιο έχουν τις τροχιές του οι οκτώ πλανήτες, μεταξύ τους και η Γη.

Στην αντίληψη του μεγέθους τού Ήλιου συχνά γίνεται λόγος του όρου "φαινόμενη διάμετρος του Ηλίου". Φαινόμενη διάμετρος του Ηλίου η οποία είναι η γωνία ΑΓΒ με την οποία παρατηρείται ο Ήλιος από τη Γη όταν Α και Β είναι αντιδιαμετρικά σημεία της περιφέρειας του δίσκου του Ηλίου και Γ το σημείο της Γης (του παρατηρητή). Η διχοτόμος ΑΓΒ εκφράζει την απόσταση Γης-Ηλίου. Η φαινόμενη διάμετρος του Ήλιου μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια του έτους: Στις 3 Ιανουαρίου λαμβάνει τη μεγαλύτερη τιμή, ίση προς 32΄ 36΄΄,2 ενώ στις 4 Ιουλίου περιορίζεται στην ελάχιστητιμήτων 31 ΄ 32 ΄ ΄. Αυτή η μεταβολή της φαινόμενης διαμέτρου αποδεικνύει ότι η Γη δεν περιφέρεται γύρω τον Ήλιο σε κυκλική τροχιά αλλά σε ελλειπτική σε τρόπο ώστε την 4η Ιανουαρίου η απόσταση Γης-Ήλιου να λαμβάνει την ελάχιστη τιμή των 147.098.074 km και στις 4 Ιουλίου τη μέγιστη τιμή των 152.100.000 km. Έτσι η μέση τιμή της απόστασης είναι περίπου 150.000.000km. Η Γη όμως δεν περιφέρεται μόνο γύρω από τον Ήλιο.

Στην πραγματικότητα πραγματοποιεί τέσσερις κινήσεις: την περιστροφή γύρω από τον άξονά της, την περιφορά γύρω από τον Ήλιο, την ηλιακή μεταβατική περιφορά που πραγματοποιεί ακολουθώντας την περιστροφή του Ηλιακού συστήματος και την Γαλαξιακή μεταβατική περιφορά που πραγματοποιεί ακολουθώντας την περιστροφή του Γαλαξία Οι πιο σημαντικές κινήσεις οι οποίες και θα μελετηθούν είναι οι δύο πρώτες. Αρχή σε αυτό το σύστημα αποτελούν ο μεσημβρινός του Γκρίνουιτς (Greenwich) και ο Ισημερινός και γι' αυτό το σημείο τομής τους αποτελεί τοσημείο αναφοράς στην επιφάνεια της Γης.

Για τη μελέτη αυτή αναλυτικότερα είναι απαραίτητο να αναφερθούν κάποια στοιχεία όσον αφορά τον προσδιορισμό της θέσης ενός παρατηρητή στο γήινο έδαφος. Όπως είναι γνωστό, η οποιαδήποτε θέση πάνω στη Γη προσδιορίζεται με τη βοήθεια κάθετων ημικυκλίων που ονομάζονται μεσημβρινοί και οριζόντιων παράλληλων κύκλων που ονομάζονται παράλληλοι.



Σχήμα 1.2.1 Εκλειπτική τροχιά [14]

Ορίζουμε ως ισημερινό την προβολή της επιφάνειας της γής σε παράλληλη επιφάνεια κάθετη ως προς το κέντρο περιστροφή της. Η γραμμή της τομής αυτού του επιπέδου με τη λεγόμενη εκλειπτική τροχιά μας δίνει τις ισημερίες. Ας ξεκινήσουμε με το τι ακριβώς σημαίνει εκλειπτική τροχιά. Είναι το τοξοειδές μονοπάτι που καλύπτει ένα ουράνιο σώμα όπως η Γη γύρω από τον ήλιο στο πέρας του έτους και δίνεται ως προς το εκλειπτικό σύστημα συντεταγμένων. Εξαιτίας της κίνησης της Γής γύρω από το κέντρο βάρους Σελήνης-Γής το σχετικό μονοπάτι κίνησης του Ηλίου ταλαντεύεται με απόκλιση ενός μήνα και

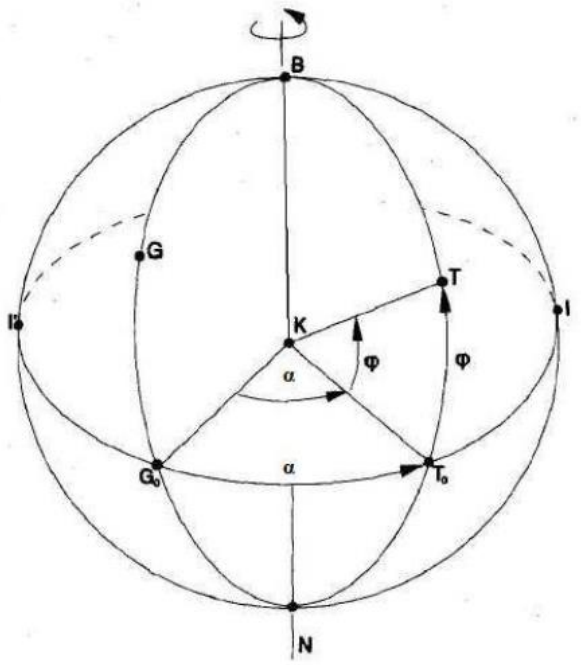
σε επιπρόσθετη επίδραση των υπολοίπων πλανητών του ηλιακού μας συστήματος έχουμε μία σύνθετη μορφή ελλειπτικής κίνησης. Σχηματικά απεικονίζεται ως εξής.

Ο ουράνιος ισημερινός παραμένει ουσιαστικά σε καθορισμένη θέση και δεν λαμβάνεται συμβατικά υπόψιν η επίδραση στην τροχιά των άλλων ουράνιων σωμάτων. Η γωνία μεταξύ της εκλειπτικής και των επιπέδων του ισημερινού ονομάζεται στη βιβλιογραφία ως λόξωση της εκλειπτικής [33]. Εδώ εισάγουμε τις έννοιες της ισημερίας όπου έχουμε εαρινή ισημερία το γεωγραφικό σημείο εκείνο μετά από το οποίο εισερχόμαστε σε φάση προς το έαρ και το ανάποδο με τη χειμερινή. Εαρινή επομένως είναι στο βόρειο ημισφαίριο η 21η Μαρτίου κάθε έτος και η 21η Σεπτεμβρίου η χειμερινή, το αντίθετο δηλαδή από τις χαμηλές και υψηλές θερμοκρασίες αυτών των ημερών συνήθως.

Η Γωνία που σχηματίζεται ανάμεσα στο επίπεδο του Ισημερινού και μία νοητή γραμμή που ενώνει το κέντρο της Γης με την τοποθεσία που πρόκειται να προσδιοριστεί ονομάζεται γεωγραφικό πλάτος φ (Geographic Latitude) και παίρνει θετικές τιμές στο Βόρειο ημισφαίριο. Αντίστοιχα, η γωνία από τον πρώτο μεσημβρινό ονομάζεται γεωγραφικό μήκος α ή αλλιώς L_{local} (Geographic Longitude) και το πρόσημο της είναι διαφορετικό δυτικά και ανατολικά του μεσημβρινού του Greenwich. Το ζεύγος (α και φ) αποτελούν τις συντεταγμένες του τόπου.

Για παράδειγμα σε όλη την εργασία οι συντεταγμένες για την Αθήνα έχουν ληφθεί ως φ= 37.96° και α= ± 23.72° (αναλόγως το θεωρητικό μοντέλο που χρησιμοποιούμε).

Παρακάτω φαίνονται συγκεντρωτικά τα μεγέθη του προσδιορισμού τοποθεσίας πάνω σε μία επιφάνεια της γής (Αθήνα εδώ) που θα μας απασχολήσουν [26].



Σχήμα 1.2.2 Ηλιομετρική γεωμετρία [37]

Όπως αναφέρθηκε η Γη βρίσκεται σε μία διαρκή κίνηση τόσο γύρω από τον εαυτό της όσο και γύρω από τον ήλιο. Η περιστροφή της γύρω από τον Ήλιο ολοκληρώνεται σε 365,25 ημέρες, ενώ η περιστροφή γύρω από τον πολικό της άξονα ολοκληρώνεται σε 23 ώρες και 56 λεπτά. Η τροχιά της σχηματίζει μία έλλειψη, η οποία ορίζει το εκλειπτικό επίπεδο. Όσον αφορά τον πολικό άξονα της Γης, όπως πλέον γνωρίζουμε, δεν είναι κατακόρυφος αλλά σχηματίζει γωνία δ= 23.45^{o} με την κάθετη στο εκλειπτικό επίπεδο. Η γωνία αυτή ονομάζεται γωνιακή απόκλιση και θα την δούμε αναλυτικά παρακάτω.

Επειδή παρατηρούμε τον ήλιο από τη Γη, το να μελετήσουμε τη γεωμετρία του γίνεται πολύ δύσκολο, δεδομένου του ότι ο παρατηρητής κινείται. Τέτοιου είδους περίπλοκες θεωρήσεις και υπολογισμοί μπορούν να απλοποιηθούν θεωρώντας τη Γη σαν κέντρο ελλειπτικής τροχιάς στην οποία κινείται αυτή τη φορά, ο ήλιος. Στο απλοποιημένο αυτό μοντέλο ο άξονας της γης γίνεται κατακόρυφος ενώ το επίπεδο στο οποίο ορίζεται η ελλειπτική τροχιά του ήλιου σχηματίζει γωνία με το επίπεδο που ορίζεται από τον ισημερινό της Γης (ουράνιος ισημερινός) ίση με την ηλιακή απόκλιση. Στην πραγματικότητα το μοντέλο αυτό αντιστοιχίζεται πλήρως στην πραγματική κίνηση των ουράνιων

σωμάτων τοποθετώντας τον παρατηρητή πάνω στη Γη και όχι έξω από το σύστημα.

Το μοντέλο αυτό που περιγράφει πλέον την κίνηση του Ήλιου ως προς τη Γη (νοητά- σχετικά) επιτρέπει σε παρατηρητή ο οποίος βρίσκεται στο κέντρο της Γης να εντοπίζει τον ήλιο σε γωνία δ από τον ουράνιο ισημερινό. Όμως ούτε αυτή η θέση ανταποκρίνεται στην πραγματικότητα, εφόσον δεν είναι πιθανή θέση για παρατηρητή! Γι' αυτό το λόγο πρέπει να συνυπολογιστεί η πραγματική θέση του παρατηρητή πάνω στη γήινη σφαίρα. Αυτό προϋποθέτει τη μεταφορά του συστήματος συντεταγμένων στο εκάστοτε ζητούμενο σημείο συνυπολογίζοντας τις συντεταγμένες του τόπου.

Μετά τη μεταφορά των συντεταγμένων όλοι οι υπολογισμοί γίνονται στο «φυσικό» σύστημα συντεταγμένων για κάθε παρατηρητή που βρίσκεται επάνω στην επιφάνεια της Γης. Το σύστημα αυτό αναφέρεται σε επίπεδο εφαπτόμενο σε συγκεκριμένη θέση και τέμνει την ουράνια σφαίρα στον ορίζοντα. Αυτή η θεώρηση είναι εξαιρετικά λειτουργική αφού ο ήλιος θεωρούμε ότι κινείται πάνω στην ουράνια σφαίρα.

Σημαντικό για το μοντέλο και συχνά αναφερόμενο είναι το σημείο ζενίθ που αποτελεί σημείο τομής της κάθετης στο οριζόντιο επίπεδο και της ουράνιας σφαίρας. Για τον ακριβή προσδιορισμό της θέσης του ήλιου στην ουράνια σφαίρα μας χρειάζονται δύο γωνίες που αποτελούν και τις συντεταγμένες του. Η γωνία β που σχηματίζεται μεταξύ του οριζόντιου επιπέδου και της νοητής γραμμής που ενώνει τον παρατηρητή και τον ήλιο ονομάζεται ύψος ηλίου και αποτελεί την πρώτη συντεταγμένη. Η γωνία Z σχηματίζεται μεταξύ μιας ορισμένης κατεύθυνσης που θα αναφέρεται στο νότο και της προβολής του ήλιου στο οριζόντιο επίπεδο ονομάζεται αζιμούθιο και αποτελεί τη δεύτερη συντεταγμένη. Η γωνία β μπορεί να πάρει τιμές από 0° έως 90°. Η τιμή 0° αναφέρεται στη δύση ή την ανατολή ενώ οι 90° αποτελούν το ανώτερο ύψος ηλίου που μπορεί να προσεγγιστεί μόνο για συγκεκριμένα γεωγραφικά πλάτη και για συγκεκριμένες ημέρες του χρόνου. Το αζιμούθιο Z μπορεί να πάρει τιμές από -180° έως 180° . Η τιμή 0ο αντιστοιχεί στο νότο ενώ έχουμε θετικές τιμές όσο κινούμαστε προς τη δύση.

Το ζεύγος (β, Z) αρκεί για τον πλήρη προσδιορισμό της θέσης του ηλίου στην ουράνια σφαίρα. Βοηθητικά χρησιμοποιείται η γωνία φ_Z η οποία σχηματίζεται μεταξύ του ζενίθ και της νοητής ευθείας που ενώνει τον παρατηρητή με τον ήλιο και είναι συμπληρωματική της β. Πρωτού προχωρήσουμε σε βάθος ανάλυση για τις γωνιακές παραμέτρους πρέπει να αναφέρουμε και το μεσημβρινό αναφοράς. Για να αντιμετωπίσουμε το πρόβλημα της θέσης του ζητούμενου τόπου προσαρμόζουμε χρονικά το συγκεκριμένο γεωγραφικό του μήκος στην αντίστοιχη ζώνη ώρας.

Ο συλλογισμός αυτός βασίζεται στο ότι η Γη στρέφεται κατά 15° ανά μία ώρα και είναι απαραίτητονα γνωρίζουμε τη ζώνη ώρας του τόπου ΔT_{GMT} δηλαδή τη διαφορά ώρας με την ώρα GMT (γνωστή ως Greenwich31 mean time) [1]. Με αυτό τον τρόπο υπολογίζουμε τις μοίρες του μεσημβρινού αναφοράς L_{st} με τη βοήθεια του παρακάτω τύπου $L_{st} = 15^o /h\Delta T_{GMT}$ Για παράδειγμα αν θέλαμε να υπολογίσουμε το μεσημβρινό αναφοράς της Ελλάδας από τον τύπο θα παίρναμε ότι $L_{st}=15^o/ h(-2)$ όπου $h=-30^o$ αφού η ζώνη ώρας για την Ελλάδα είναι -2h. Αφού βρήκαμε τον μεσημβρινό αναφοράς είναι απαραίτητο να διορθώσουμε την ώρα για το συγκεκριμένο γεωγραφικό μήκος του τόπου. Δεδομένου του ότι η Γη στρέφεται κατά 1ο ανά 4min η διόρθωση αντιστοιχεί στον παρακάτω τύπο

$$4[\,\mathrm{min}]/\ (L_{st}-L_{local}) \qquad (1.2.1)$$

Το πρόβλημα που προκύπτει από χρονικές παρεκκλίσεις λόγω της συγκεκριμένης ημέρας του έτους που μελετάμε επιλύεται μέσα από τη χρήση μίας εμπειρικής εξίσωσης χρόνου E η οποία συνυπολογίζει την χρονική διάρκεια που χρειάζεται ο ήλιος για να ολοκληρώσει την τροχιά του στην ουράνια σφαίρα. Οι αποκλίσεις στη διάρκεια αυτή οφείλονται τόσο στην κάλυψη άνισων αποστάσεων κατά την περιστροφή της Γης γύρω από τον ήλιο, όσο και στην κλίση του άξονα της Γης ως προς το επίπεδο περιστροφής.

Δύο από τις πιο γνωστές μεθόδους υπολογισμού της εξίσωσης χρόνου E είναι οι εξής [29]:

$$E = 229.2(0.000075 + 0,001868\cos B - 0.032077\sin B - 0.014615\cos(2) - 0.04089\sin(2B)$$

$$B = (D_o Y - 1)\frac{360}{365} \qquad (1.2.2)$$

Όπου, Β η γωνία ημέρας που εξαρτάται από την ημέρα του έτους Day Of Year και σχετίζεται με την πρώτη μέρα του έτους.

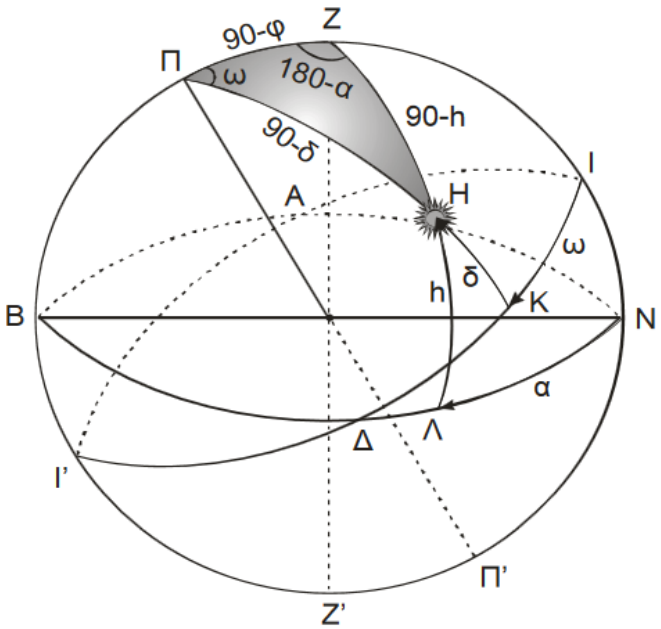
Προκειμένου να ορίσουμε τις βασικές γωνίες της ηλιακής γεωμετρίας, θεωρούμε μια σφαίρα στην επιφάνεια της οποίας βρίσκονται τα αστέρια όπως τα βλέπουμε απ' τη γη. Η σφαίρα αυτή της οποίας η ακτίνα είναι αυθαίρετη και κέντρο της μπορεί να θεωρηθεί η θέση του παρατηρητή (σύστημα οριζοντίων συντεταγμένων) ή το κέντρο της γης (σύστημα ισημερινών συντεταγμένων), ή το κέντρο του ήλιου (σύστημα εκλειπτικών συντεταγμένων) ανάλογα με το εξεταζόμενο πρόβλημα, καλείται Ουράνιος σφαίρα.

Για τον καθορισμό της συγκεκριμένης θέσεως ενός άστρου όπως είναι ο ήλιος στον ουράνιο θόλο, χρησιμοποιούνται διάφορα συστήματα σφαιρικών συντεταγμένων. Στα προβλήματα της ηλιακής ενέργειας χρησιμοποιούνται κυρίως δύο συστήματα συντεταγμένων: οι οριζόντιες και οι ισημερινές συντεταγμένες. Έτσι, η θέση του ήλιου στον ουράνιο θόλο μπορεί να καθορισθεί αρκεί να είναι γνωστές δυο γωνίες, ανάλογα με το σύστημα συντεταγμένων πού θα χρησιμοποιηθεί.

Οριζόντιες συντεταγμένες. Οι οριζόντιες συντεταγμένες περιλαμβάνουν το αζιμούθιο και το ύψος. Αζιμούθιο του ήλιου (α). Καλείται το τόξο ΝΛ. Μετρείται επί του ορίζοντος από το νότο (Ν) προς τη δύση από 0° μέχρι 180° και από το νότο (Ν) προς την ανατολή από 0° μέχρι -180° (σχ. 3.5). Υψος του ήλιου (h). Καλείται το τόξο ΛΗ. Μετρείται από τον ορίζοντα προς το Ζενίθ από 0 °μέχρι 90° και από τον ορίζοντα προς το ναδίρ (Ζ ') από 0° μέχρι -90°.

Το ύψος του ηλίου μεταβάλλεται κατά τη διάρκεια της ημέρας και των εποχών. Αυτό έχει την τιμή μηδέν τη στιγμή της ανατολής, έπειτα αυξάνεται μέχρις ότου πάρει την μεγίστη τιμή του στο ηλιακό μεσημέρι και στη συνέχεια μειώνεται μέχρι να γίνει πάλι μηδέν τη στιγμή της δύσης του ήλιου. Κατά τη διάρκεια των

εποχών το ύψος του ήλιου έχει τη μεγίστη τιμή στο ηλιακό μεσημέρι του θερινού ηλιοστασίου και την ελαχίστη στο ηλιακό μεσημέρι του χειμερινού ηλιοστασίου. Το ύψος και το αζιμούθιο του ήλιου μπορούν να υπολογισθούν, χρησιμοποιώντας τις απλές τριγωνομετρικές εξισώσεις από την σφαιρική τριγωνομετρία.



Σχήμα 1.2.3 Σφαιρική Γεωμετρία ήλιος- γη [20].

Στο παραπάνω σχήμα το τόξο ΖΗ καλείται ζενιθία γωνία του ήλιου (θ_Z). Μετρείται από τον ορίζοντα προς το Ζενίθ από 0° μέχρι 90° και από τον ορίζοντα προς το Ναδίρ από 0° μέχρι - 90°. Επομένως σύμφωνα με τους παραπάνω ορισμούς ισχύει : $h = 90 - \theta_Z$.

1.3 Ηλιομετρική Γεωμετρία και προσδιορισμός γωνιών

Γωνία πρόσπτωσης ακτινοβολίας πάνω σε επιφάνεια ονομάζεται η συγκεκριμένη γωνία μεταξύ των προσπιπτουσών ηλιακών ακτίνων και της καθέτου στην επιφάνεια, συμβολίζεται δε με το γράμμα θ. Όπως καταλαβαίνει κανείς πρόκειται για καθαρά γεωμετρικό μέγεθος το οποίο είναι συνάρτηση πέντε παραμέτρων η γωνιών.

- Της γωνίας δ.
- Της γωνίας φ.
- Της γωνίας β.
- Της γωνίας γ.
- Της γωνίας ω.

Η γωνία δ είναι η λεγόμενη ηλιακή απόκλιση και αποδίδει τη γωνιακή θέση του ήλιου κατά το ηλιακό μεσημέρι ως προς το επίπεδο του ισημερινού θέτοντας θετικές τιμές προς το βορρά και με τον περιορισμό : $-23.45 \le \delta \le 23.45$. Η γενικότερη σχέση που δίνει το δ είναι η εξής [1].

$$\delta = 23.45 \sin\left(\frac{360(284+n)}{365}\right) \tag{1.3.1}$$

Όπου ως n συμβολίζεται η ημέρα του έτους δηλαδή μέχρι και την 365η ημέρα του ημερολογιακού έτους και συμβατικά στην επιστήμη της Ηλιακή Ενέργειας χρησιμοποιείται συχνά μία μέση τιμή για κάθε μήνα από Ιανουάριο μέχρι Δεκέμβριο. Ο υπολογισμός επομένως διαφέρει αν είμαστε νότια η βόρεια του ισημερινού και μπορεί επίσης να αναχθεί σε ωριαία βάση από την οποία εξάγεται η ημερήσια. Έστω στον Ισημερινό για παράδειγμα το δ λαμβάνει θεωρητικά τη μέγιστη τιμή λόγω της μικρότερης δυνατής γωνίας με την κάθετο της επιφάνειας. Έχουμε να κάνουμε με μία συνάρτηση που είναι απόρροια γεωγραφικών συνιστωσών όσον αφορά τη θέση του ήλιου στο ουρανικό διάστρωμα της Γης το οποίο είναι συνάρτηση του χρόνου, δηλαδή των ημερών.

Η Γη ως γνωστόν διαγράφει πλήρη περιστροφή στο έτος σε τροχιά που λέγεται εκλειπτική όπως και πέριξ του εαυτού της μεταβάλλοντας έτσι το δ κατά τη διάρκεια της ημέρας.

Συμβατικά θεωρούμε τα παρακάτω βήματα στον υπολογισμό του δ.

1. Υπολογίζουμε τη θέση του Ήλιου στο εκλειπτικό σύστημα συντεταγμένων.
2. Μετατρέπουμε το απόλυτο στο σχετικό σύστημα συντεταγμένων του Ισημερινού.
3. Μετατρέπουμε το οριζόντιο σύστημα συντεταγμένων σε τοπικό σύστημα ώρας και περιοχής.

Γενικά ισχύει για τη μέσο ηλιακό μήκος ως προς την απόκλιση της ακτινοβολίας [2].

$$L = 280.460^o + 0.9856474^o n \tag{1.3.2}$$

Ενώ υπάρχει και ένας παράγοντας που λέγεται μέση ανωμαλία. Αυτός στην ηλιακή μηχανική είναι η γωνία ενός σώματος η σημειακής επιφανείας σε ελλειπτική τροχιά ως προς ένα άλλο σώμα εξαιτίας ακριβώς αυτής της ελλειπτικής τροχιάς σε σχέση με το αν το σώμα διέγραφε κυκλική τροχιά με σταθερή ταχύτητα στο ίδιο χρονικό διάστημα. Γενικά ισχύει ότι ο μέσος ρυθμός σάρωσης είναι ανάλογος του κλάσματος πλήρης περιστροφής 360ο και του χρόνου περιστροφής, σ. Θεωρούμε ως τ το χρόνο που είναι το σώμα στην περίκεντρο άρα έχουμε για το συντελεστή ανωμαλίας [2].

$$M = \sigma(t - \tau) \tag{1.3.3}$$

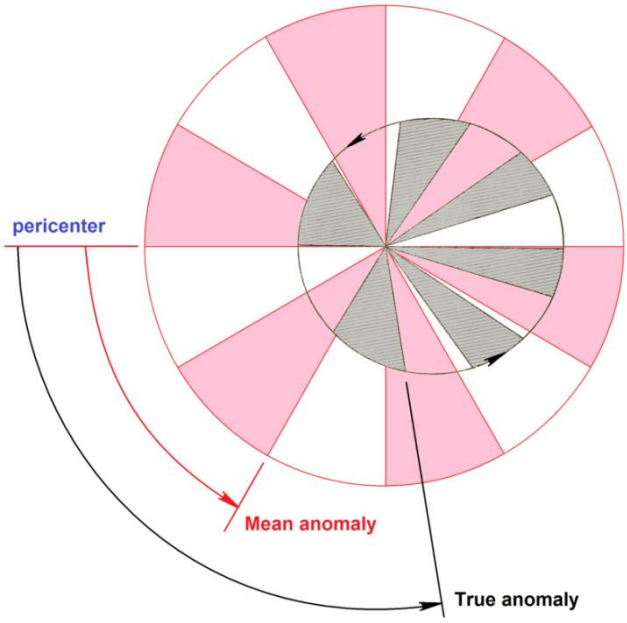
Όπου με t έχουμε έναν αυθαίρετο χρόνο στον οποίο θέλουμε να υπολογίσουμε. Επειδή ακριβώς ο ρυθμός αύξησης του σ είναι σταθερά μεταβαλλόμενος, η μέση ανωμαλία αυξάνει ομοιόμορφα από 0° στις 360° μέσα σε κάθε τροχιά και λαμβάνει επομένως μηδενική τιμή όταν βρίσκεται στο περίκεντρο και π όταν βρίσκεται στο απόκεντρο η 180° και τέλος 2π σε πλήρη περιστροφή. Όταν ο

παράγοντας ανωμαλίας είναι γνωστός σε ένα σημείο τότε μπορούμε να υπολογίσουμε τον παράγοντα σε κάθε επερχόμενο (χρονικά) σημείο αφαιρώντας η προσθέτωντας τον παράγοντα (σdt) όπου με dt έχουμε τη χρονική διαφορά των μεταξύ τους δύο σημείων.

Η μέση ανωμαλία να επισημανθεί ότι δεν μετράει τη γωνία μεταξύ δύο φυσικών σωμάτων αλλά αντιθέτως είναι η συμβατική και χρήσιμη ένδειξη του πόσο έχει απομακρυνθεί η τροχία ενός σώματος σε σχέση με την περίκεντρο. Θεωρώντας ως e την εκκεντρότητα και με v την πραγματική ανωμαλία μπορούμε να υπολογίσουμε [6] τη μέση ανωμαλία σημείου ως μία επέκταση σειράς ίση με:

$$M = v - 2e\sin v + (\frac{3}{4}e^2 + \frac{1}{8}e^4)\sin 2v - \frac{1}{3}e^3 \sin 3v + \frac{5}{32}e^4 \sin 4v - .... \qquad (1.3.4)$$

Παρακάτω φαίνεται σχηματικά η απεικόνιση της απόκλισης τροχιάς της ελλειπτικής της Γης σε σχέση με το περίκεντρο [6].



Σχήμα 1.3.1 Απεικόνιση ανωμαλίας τροχιάς [6]

Ας δούμε τώρα το επόμενο μέγεθος που είναι η πραγματική ανωμαλία τροχιάς και η οποία ως v μας δίνει τη συμβατική ανωμαλία τροχιάς. Πρόκειται για γωνιακή παράμετρος η οποία ορίζει τη θέση του σώματος ως προς κίνηση ακολουθώντας μία Κεπλεριανή τροχιά. Δηλαδή είναι η γωνία μεταξύ της διεύθυνσης της περιάφησης και της τρέχουσας τοποθεσίας του σώματος σε δύο

διαστάσεις όπως το βλέπουμε από το κέντρο της έλλειψης γνωστό και ως κέντρο περιστροφής της Γής. Η σχέση που δίνει την αληθινή η πραγματική ανωμαλία είναι [6] η:

$$v = \arccos\left(\frac{er}{|e||r|}\right) \tag{1.3.5}$$

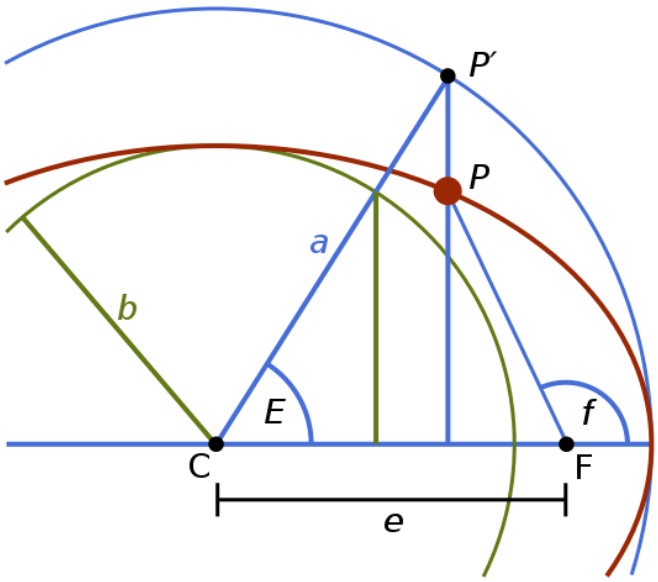
Ξεχωρίζοντας δύο περιπτώσεις, όταν το γινόμενο rv είναι αρνητική ποσότητα τότε αντικαθιστούμε το v με την ποσότητα (2π-v). Στην παραπάνω σχέση έχουμε ως e το διάνυσμα εκκεντρότητας και ως r ένα διάνυσμα 1x2 το οποίο μας δίνει τη θέση τροχιάς του εν περιστροφή σώματος ως προς x και y δηλαδή. Γενικά μία πιο ακριβής σχέση και εκτεταμένης χρήσεως είναι η παρακάτω.

$$v = 2\arg\left(\sqrt{1-e}\cos\frac{E}{2}, \sqrt{1+e}\sin\frac{E}{2}\right) \tag{1.3.6}$$

Ενώ η ακτίνα δίνεται από τη σχέση.

$$r = a\frac{1-e^2}{1+e\cos v} \tag{1.3.7}$$

Μπορούμε να δούμε και σχηματικά τι σημαίνουν αυτά.



Σχήμα 1.3.2 Πραγματική ανωμαλία τροχιάς [6].

Βλέπουμε χαρακτηριστικά το f η v όπως συμβολίζεται στη διεθνή βιβλιογραφία [11] να αντιπροσωπεύει αυτή τη διαφορά ως προς το C για το P (Γή) και το P' αν ακολουθούσε κυκλική τροχιά. Τέλος θα γίνει αναφορά στην ανωμαλία εκκεντρότητας που πρόκειται για γωνιακή παράμετρο που προσδιορίζει τη θέση του σώματος όταν κινείται σε ελλειπτική τροχιά Κέπλερ και συμβολίζεται ως E. Γενικά ισχύει για ένα σώμα σε θέση (x,y).

$$\cos E = \frac{x}{a} \tag{1.3.8}$$

$$\sin E = \frac{y}{b} \tag{1.3.9}$$

Ενώ η σχέση που συνδέει την ανωμαλία εκκεντρότητας με τη μέση ανωμαλία, M τροχιάς M είναι η εξής.

$$\mathrm{M} = E - e\sin E \tag{1.3.10}$$

Επομένως επιστρέφωντας στη γωνιακή απόκλιση δ εισάγουμε την παράμετρο της μέσης ανωμαλίας, αυτή τη φορά ως g και ισχύει [6]:

$$g = 357.528^o + 0.9856003^o n \tag{1.3.11}$$

Έτσι βρίσκουμε το εκλειπτικό μήκος του Ήλιου ως [6].

$$\lambda = L + 1.915^o \sin g + 0.020^o \sin 2g \tag{1.3.12}$$

Άρα και το δ δίνεται συνεπώς από μία σχέση που λαμβάνει όλα τα παραπάνω ως.

$$\delta = \arcsin(\sin\varepsilon \sin\lambda) \tag{1.3.13}$$

Με το ε να δίνεται από τη σχέση:

$$\varepsilon = 23.439^o - 0.0000004^o n \,.$$

(1.2314)

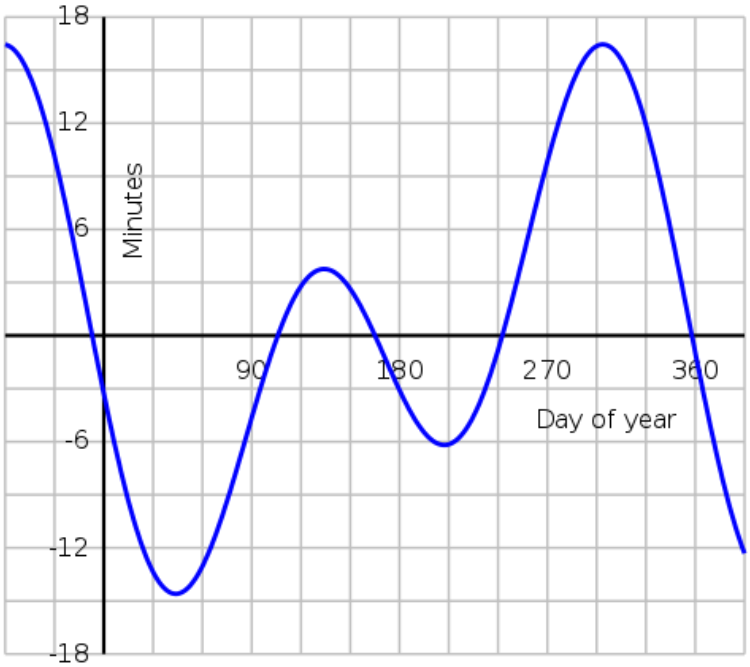
Γενικότερα πάνω στη γωνιακή απόκλιση μπορούμε να πούμε τα εξής. Ως προς τη σχετική κίνηση τη δική μας θεωρούμε συμβατικά ότι ο Ήλιος κινείται ως

προς εμάς και έτσι έχουμε την αίσθηση μίας προς τα βόρεια κίνησης του Ήλιου κατά τη διάρκεια του Έαρος στο ΒΗ (εν συντομία το βόρειο ημισφαίριο εφεξής). Προσεγγίζοντας τον ισημερινό κατά το μήνο Μάρτιο γνωστή και ως ισημερία του Μαρτίου και όλο και αυξανόμενη φθάνουμε στο θερινό ηλιοστάσιο τον Ιούνη, τότε η γωνιακή απόκλισης δ λαμβάνει τη μέγιστη δυνατή τιμή της ως προς τον άξονα περιστροφής της Γής, και η οποία είναι 23.44^o.

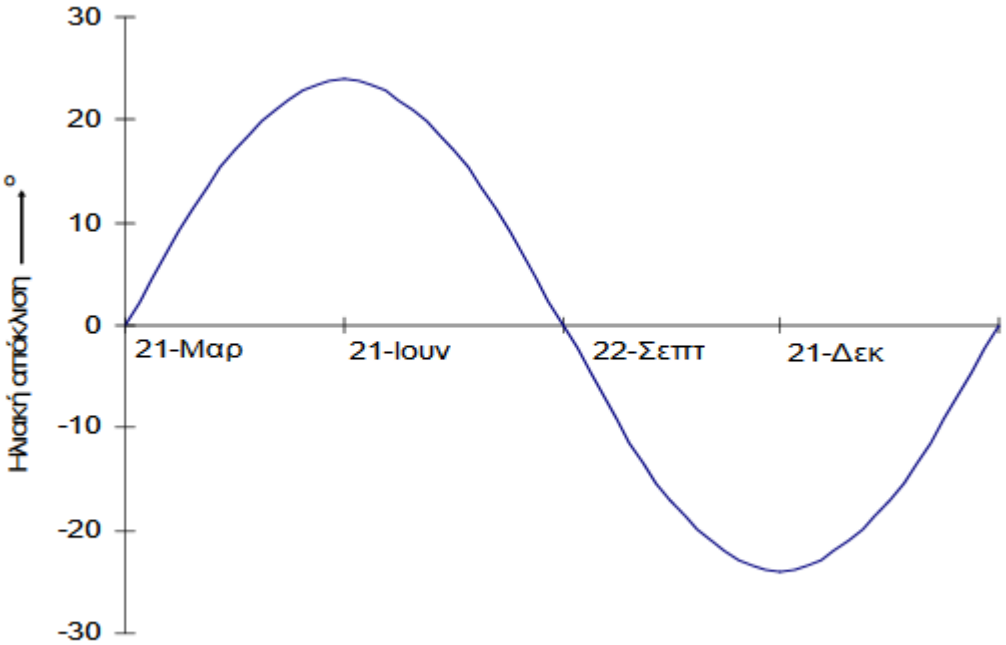
Το ακριβώς αντίθετο πάλι συμβαίνει στο ΒΗ κατά το χειμερινό ηλιοστάσιο λαμβάνοντας το Δεκέμβρη (προφανές) την ελάχιστη τιμή ίση με -23.44^o . Έτσι η γωνία απόκλισης μεταβάλλεται χρονικά σε κάθε εποχή, ημέρα και ώρα. Αν η Γη ήταν σε μορφή τέλειας σφαίρας σε τέλεια κυκλική τροχιά γύρω από τον Ήλιο και ο άξονας περιστροφής της ήταν απολύτως κάθετως θα είχαμε μία μηδενική μεταβολή στο δ και σταθερή ακτινοβολία όλο το χρόνο, επίσης ο ισημερινός θα δεχόνταν τη μέγιστη δυνατή ακτινοβολία. Δεδομένου ότι αυτό δεν ισχύει έχουμε μία αύξηση των εντάσεων εκατέρωθεν του Ισημερινού και μία μείωση της γωνιακής απόκλισης καθώς μεταφερόμαστε στα άκρα δηλαδή τους πόλους. Επειδή λοιπόν η τροχιά της Γής είναι ελλειπτική έχουμε περισσότερη περιστροφική ταχύτητα τον Ιανουάριο κοντά στο περιήλιον από τον Ιούλιο. Άρα έχουμε μεγαλύτερη και ταχύτερη μεταβολή της δ κατά το μήνα Ιανουάριο από τον Ιούλιο. Ένας πολύ αναλυτικός τύπος που δίνει το δ είναι ο κατώθι [14].

$$\delta = \arcsin[\sin(-23.44^o)\cos(\frac{360}{365.24}(N+10)+\frac{360}{\pi}0.0167\sin(\frac{360}{365.24}(N-2)))] \qquad (1.3.15)$$

Όπου ως N είναι ο αριθμός της ημέρας ως προς την αρχή του έτους την 1η Ιανουαρίου. Αυτό μπορεί να αναχθεί και στο χρόνο ως προς λεπτά με αριθμό της ημέρας.



Σχήμα 1.3.3 Γωνιακή απόκλιση και αντιστοιχία ημερολογιακής ημέρας και ώρας [14].



Σχήμα 1.3.4 Γωνιακή απόκλιση κατά τη διάρκεια του έτους [14].

Προφανώς από το παραπάνω σχήμα βλέπουμε ότι υπάρχει μία ξεκάθαρη υπεροχή τους θερινούς μήνες λαμβάνοντας τις μέγιστες τιμές στο ΒΗ. Είναι δε το ακριβώς αντίστροφο στο ΝΗ. Οι δε μορφές ακολουθούν ημιτονική μορφή με φάση υστέρησης ενώ διακρίνουμε και τέσσερις φορές που το δ λαμβάνει τιμή μηδέν. Κατά τον Ιούνιο που λαμβάνει μέγιστη τιμή η ένταση έχουμε να κάνουμε με το λεγόμενο απήλιο.

Πίνακας 1.3.1 Γωνιακή απόκλιση και μέση ημέρα [24]

Μήνας	**Ημέρα του έτους**	**Μέση ημέρα μήνα**	**Μέση ημέρα ως προς το έτος**	**Δ**
Ιανουάριος	I	17	17	-20.9
Φεβρουάριος	31+i	16	45	-13.0
Μάρτιος	59+i	16	75	-2.4
Απρίλιος	90+i	15	105	9.4
Μάιος	120+i	15	135	18.8
Ιούνιος	151+i	11	162	23.1
Ιούλιος	181+i	17	198	21.2
Αύγουστος	212+i	16	228	13.5
Σεπτέμβριος	243+i	15	258	2.2
Οκτώβριος	273+i	15	288	-9.6
Νοέμβριος	304+i	14	318	-18.9
Δεκέμβριος	334+i	10	344	-23.0

Ας δούμε τώρα το επόμενο μέγεθος που είναι η ωριαία γωνία ω. Πρόκειται για τη γωνιακή μετατόπιση του ηλίου ανατολικά η δυτικά του τοπικού μεσημβρινού εξαιτίας ακριβώς της περιστροφής της γής περί τον άξονά της. Αυτή η περιστροφή εκτελείται με ένα συγκεκριμένο ρυθμό που εμείς τον ανάγουμε στην ώρα ίσο με $15^o/h$ και στο λεπτό ίση με $0.25^o/min$. Εδώ εισάγουμε την έννοια ηλιακό μεσημέρι. Ηλιακό μεσημέρι είναι εκείνη η χρονική στιγμή που ο ήλιος μεσουρανεί δηλαδή ως προς τον ορίζοντα της επιφανείας μας και φυσικά αυτό διαφέρει από γεωγραφικό μήκος και πλάτος στη γή. Αυτό οι αρχαίοι το είχαν αποδώσει ως ένας κατακόρυφος στύλος που ρίχνει τη μικρότερη σκιά στο οριζόντιο επίπεδο. Άρα πρόκειται για τοπικό μέγεθος συμβολιζόμενο με το γράμμα ωs. Θεωρούμε [1] τώρα ως ΔΤ τη χρονική απόσταση από το ηλιακό μερσημέρι και διακρίνουμε δύο περιπτώσεις αν είμαστε μμ η πμ.

$$\omega = \begin{cases} 0.25\Delta T, \mu\mu \\ -0.25\Delta T, \pi\mu \end{cases} \qquad (1.3.16)$$

Η ηλιακή ώρα δεν συμπίπτει με την τοπική ώρα κάθε χώρας. Ορίζεται έτσι ώστε το ηλιακό μεσημέρι (12:00 ηλιακής ώρας) να συμπίπτει με την χρονική στιγμή όπου ο ήλιος βρίσκεται στον μεσημβρινό του παρατηρητή. Έχει δηλαδή άμεση εξάρτηση με το γεωγραφικό μήκος της περιοχής. Ως γεωγραφικό μήκος ενός τόπου στην επιφάνεια της γης ορίζεται η γωνία που σχηματίζεται από τον Πρώτο μεσημβρινό, με γεωγραφικό μήκος 0° όπου βρίσκεται στο Greenwich, έως το ζητούμενο σημείο. Το γεωγραφικό μήκος μετράται σε μοίρες αρχής γενομένης της μέτρησης από τον πρώτο μεσημβρινόμε τα θετικά προς τα δυτικά. Επειδή σε όλες τις εξισώσεις που ακολουθούν η ώρα αναφέρεται ως ηλιακή θα ήταν χρήσιμο να μετατρέψουμε την τοπική σε ηλιακή. Η σχέση για την μετατροπή αυτή είναι:

Ηλιακή ώρα = Τοπική ώρα + E + 4 (Lst – Loc)

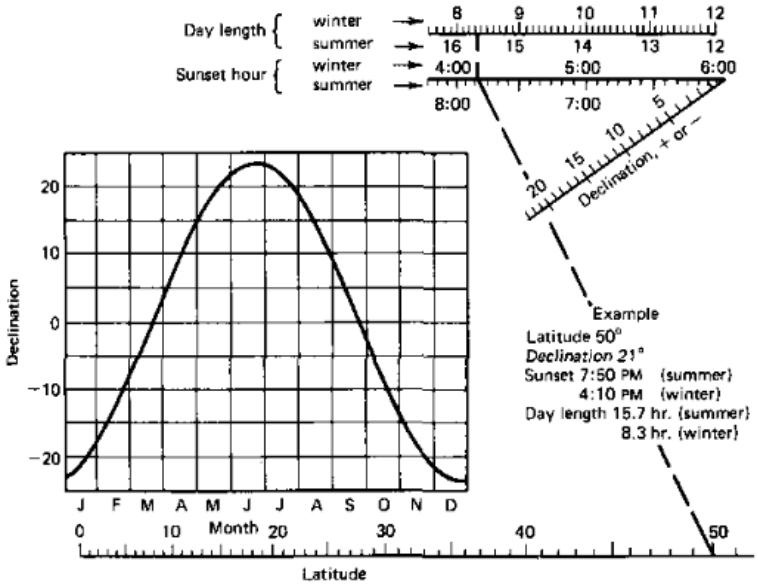
όπου

Lst: το γεωγραφικό μήκος του μεσημβρινού της τοπικής ζώνης ώρας

Loc: το γεωγραφικό μήκος της περιοχής που βρίσκεται ο παρατηρητής (σε μοίρες)

Ε :η εξίσωση ώρας (σε λεπτά)

Παρακάτω έχουμε ένα εμπειρικό νομογράφημα για τον προσδιορισμό της ηλιακής μεσημερίας, ωs.



Σχήμα 1.3.5 Νομογράφημα για προσδιορισμό ηλιακή μεσημερίας [1].

1.4 Γωνία και κλίση επιπέδου

Επόμενο μέγεθος που θα μας απασχολήσει είναι η κλίση επιπέδου β και πρόκειται για τη γωνία εκείνη που σχηματίζει μια επίπεδος επιφάνεια με το οριζόντιο επίπεδο. Και για τα δύο ημισφαίρια ισχύει:

$$0^o \leq \beta \leq 180^o$$

Επομένως για το οριζόντιο επίπεδο έχουμε β = 0° και για κατακόρυφος 90° ενώ όταν έχουμε μεγαλύτερες των 90° τιμές το επίπεδο βλέπει προς τα κάτω.

Ειδικότερα ορίζουμε επίπεδο αναφοράς ένα σημείο της γής και ένα άλλο επίπεδο οριζόντιο που τέμνει το πρώτο επίπεδο δημιουργώντας στην τομή μία ευθεία η άξονα. Θεωρείται και μία από τις γνωστές έξι τροχιακές παραμέτρους προκειμένου να περιγραφεί πλήρως η τροχιά ενός ουράνιου σώματος. Η μεταξύ τους γωνία είναι το β.

Επόμενη παράμετρος είναι η γ γνωστή και ως αζιμούθιο επιφανείας και είναι η γωνία που σχηματίζεται από την προβολή της καθέτου στην επιφάνεια πάνω στο οριζόντιο επίπεδο και τη νότια κατεύθυνση και ισχύει.

$-180^o \leq \gamma \leq 180^o$

Και ισχύει για τις τέσσερις κατευθύνσεις του ορίζοντα.

γ=0° για το Νότο

γ=90° για τη Δύση

γ=180° για το Βορρά

γ=-90° για την ανατολή.

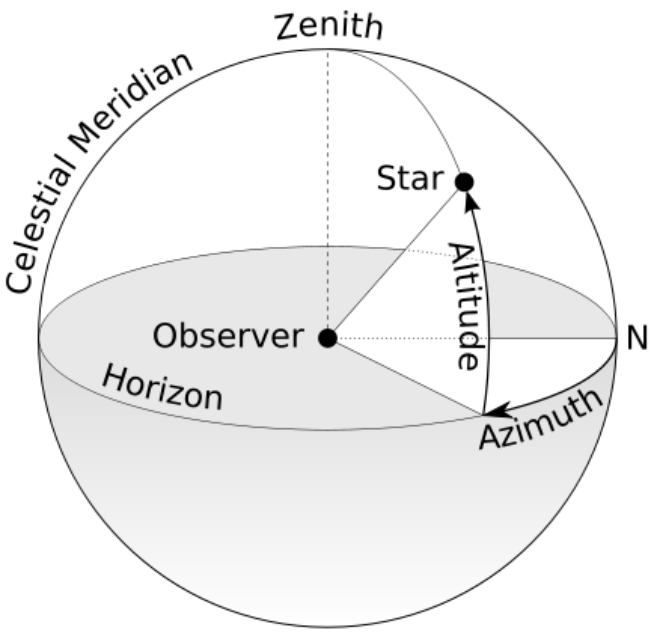
Όταν έχουμε το διάνυσμα από μία αρχή σε μία επιφάνεια, τον ήλιο η σημείο, θεωρούμε την επιφάνεια που είναι οριζόντια στο μέσο του ήλιου. Τότε το παραπάνω διάνυσμα το φέρνουμε ως προβολή στην επιφάνεια αυτή, Επίσης θεωρούμε το πολικό σύστημα Β-Ν (βορράς-νότος) ως νοητή γραμμή από τον ήλιο στο βορρά που ορίζει τρίτο διάνυσμα (ευθεία γραμμή). Η δε γωνία που σχηματίζεται μεταξύ του δεύτερου (προβολής) και του τρίτου διανύσματος στο ίδιο επίπεδο ονομάζεται γωνία αζιμουθίου. Συνεπώς είναι η παράμετρος εκείνη που λαμβάνει τον προσανατολισμό ως προς το βορρά σε σχέση με τον ήλιο. Η γενική της σχέση δίνεται από τον τύπο.

$$\alpha = \frac{180}{\pi} a\tan 2(X_2 - X_1, Y_2 - Y_1) \qquad (1.4.1)$$

Ενώ εισάγοντας τις παραμέτρους τις εκκεντρότητας, e και του μήκους, L βρίσκουμε.

$$\tan\alpha = \frac{\sin L}{\cos\varphi_1 \tan\varphi_2 - \sin\varphi_1 \cos L} \tag{1.4.2}$$

Με αναφορά στα σημεία 1 (ήλιος) και 2 (σημείο στη Γή).



Σχήμα 1.4.1 Γωνία αζιμουθίου [31]

Ορίζεται τώρα το ανάποδο δηλαδή η γs ως γωνία αζιμυθίου ηλίου, η γωνία μεταξύ της προβολής της ευθείας όρασης του ηλίου στο οριζόντιο επίπεδο και της νότιας κατεύθυνσης.

Τελευταία παράμετρος είναι η γωνία φ. Το φ δεν είναι άλλο από το γνωστό γεωγραφικό πλάτος του τόπου στο οποίο θέλουμε να μετρήσουμε την ακτινοβολία του ήλιου. Η γη χωρίζεται στην επιφανειά της ελλειπτικές πλάτους και μήκους όπως φαίνεται παρακάτω.

Σχήμα 1.4.2 Πλάτος και μήκος [31]

Οι οριζόντιες γραμμές ονομάζονται συμβατικά και παράλληλες ενώ οι κάθετες μεριδιανές η μεσημβρίες. Γενικά το γεωγραφικό πλάτος αποδίδεται σε μοίρες, πρώτα και δεύτερα της μοίρας ή και ως δεκαδικός αριθμός επί των προηγουμένων. Οι μοίρες του γεωγραφικού πλάτους αποδίδονται πάντα με διψήφιο αριθμό από 0° - 90° Β (Βόρειο), ή 00° - 90° Ν (Νότιο) και στην αγγλική N (North) or S (South) αντίστοιχα. Ιδιαίτερη προσοχή στην αναφορά γεωγραφικού στίγματος: πρώτα δίνεται το γεωγραφικό πλάτος και στη συνέχεια το "γεωγραφικό μήκος", π.χ. φ: 05° 25΄ 45΄΄ Β ή 65° 00΄ 25΄΄ Ν.

Επομένως η γωνία πρόσπτωσης τώρα που αναλύσαμε το κάθε συντελεστή της δίνεται από τη συνολική σχέση.

$$\cos\theta = \sin\delta\sin\varphi\cos\beta - \sin\delta\cos\varphi\sin\beta\cos\gamma + \cos\delta\cos\varphi\cos\beta\cos\omega$$
$$+\cos\delta\sin\varphi\sin\beta\cos\gamma\cos\omega + \cos\delta\sin\beta\sin\gamma\sin\omega \qquad (1.4.3)$$

Μία ειδική περίπτωση είναι οι οριζόντιες επιφάνειες όπου β=0° τότε έχουμε τη γωνία πρόσπτωσης να ταυτίζεται με τη γωνία ζενίθ θz. Άλλη περίπτωση είναι να έχουμε κεκλιμμένη επιφάνεια που βρίσκεται στο ΒΗ και στραμμένη προς νότο τότε ισχύει.

$$\cos\theta = \sin\delta\sin(\varphi-\beta) + \cos\delta\cos(\varphi-\beta)\cos\omega \qquad (1.4.4)$$

1.5 Κλιματικό παράγοντας και γωνίες

Ο κλιματικός παράγοντας επίσης αναμφίβολα παίζει μεγάλο ρόλο στα παραπάνω χαρακτηριστικά που είναι γεωμτρικής φύσεως. Να επισημανθεί πως και ο κλιματικός παράγοντας έμμεσα γεωμετρικής φύσεως είναι και επηρεάζεται από μεγέθη όπως το δ και φ. Λίγα λόγια επομένως για την Αθήνα και την επίδραση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι σημαντικά πριν εισάγουμε τις έννοιες απόδοσης της έντασης.

Η Αθήνα έχει ένα ημίξηρο αστικό κλίμα μεσογειακών χαρακτηριστικών. Οι κυριότεροι παράγοντες που επηρεάζουν το αστικό κλίμα είναι :

• Η δομή και η γεωμετρία των υφιστάμενων κατασκευών (π.χ. ύπαρξη συμπαγών κτισμάτων, αναλογία ύψους προς πλάτος δρόμων, κτλ).

• Οι θερμικές και οπτικές ιδιότητες των οικοδομικών υλικών και τωνεπιστρώσεων (θερμοχωρητικότητα, ανάκλαση, απορρόφηση ηλιακής ακτινοβολίας).

• Η έλλειψη υδάτινου στοιχείου για εξάτμιση.

• Η βροχόπτωση που είναι μεγαλύτερη. Όμως το νερό απάγεται πιο γρήγορα με τις σκληρές επιφάνειες και το αποχετευτικό σύστημα.

• Η μειωμένη παρουσία πρασίνου (μειωμένη εξατμισοδιαπνοή και εξάτμιση).

• Ο αστικός ιστός που δυσχεραίνει και παρεμποδίζει την ελεύθερη κίνηση του αέρα, με αποτέλεσμα να μην απάγεται η θερμότητα και να μειώνεται ο δροσισμός.

• Η αυξημένη θερμότητα που απορρίπτεται από τις ανθρωπογενείς δραστηριότητες (αυτοκίνητα, βιομηχανία, θέρμανση, κλιματισμό).

• Η ρύπανση της ατμόσφαιρας (από αυτοκίνητα, βιομηχανία, θέρμανση, κλιματισμό), η οποία επαυξάνει το φαινόμενο του θερμοκηπίου, μειώνει τη φωτοδιαπερατότητα και αλλάζει τη σύνθεση της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο έδαφος (μεγαλύτερη ποσότητα διάχυτης ακτινοβολίας και

μικρότερη ποσότητα απευθείας ακτινοβολίας).Το θερμικό - ενεργειακό αποτέλεσμα μέσα στις πόλεις, που διακρίνεται ωςφαινόμενο θερμικής νήσου ή θερμική νησίδα, χαρακτηρίζεται από:

• Υψηλότερες θερμοκρασίες αέρα με θερμοκρασία κατά 5-8°C μεγαλύτερη από της υπαίθρου (ανάλογα και με το μέγεθος της πόλης),

• Ηλιοφάνεια μικρότερη κατά 15% (ή μείωση μεγαλύτερη κατά τη διάρκεια του χειμώνα και των πρωινών και απογευματινών ωρών,

• Ετήσια σχετική υγρασία κατά περίπου 6% μικρότερη απ' ό,τι στην ύπαιθρο,

• Βροχόπτωση και συννεφιά κατά 10% μεγαλύτερη απ' ό,τι στην ύπαιθρο,

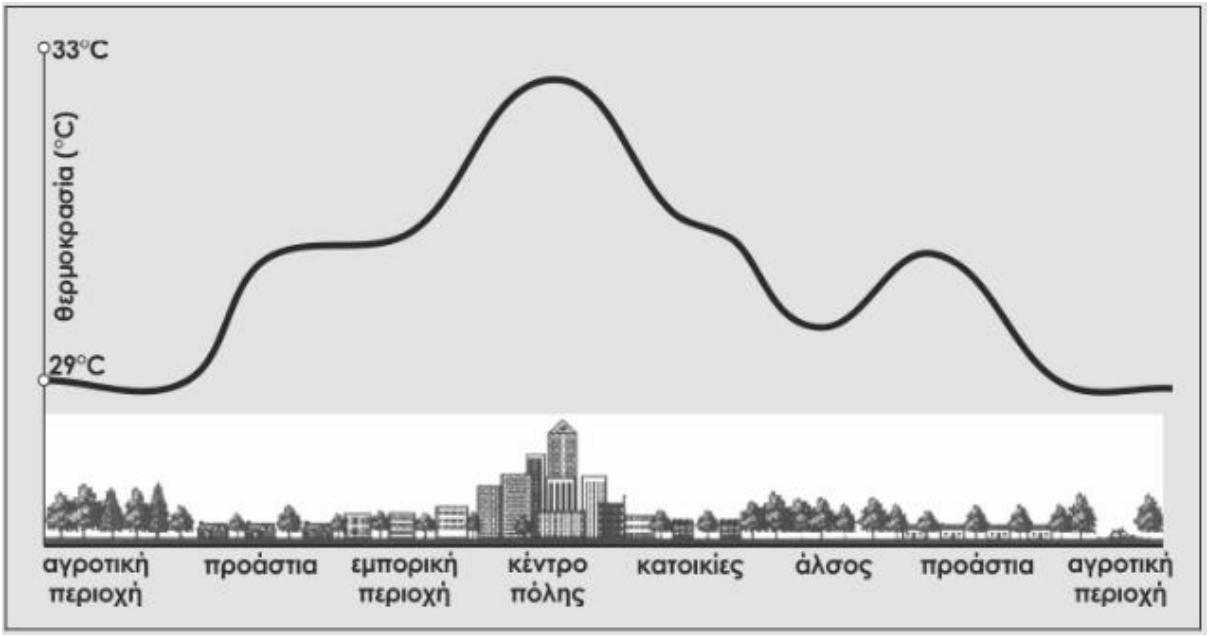
• Απουσία ανέμων και μικρότερη ταχύτητα ανέμων.

• Ατμοσφαιρική ρύπανση. Στην ίδια την πόλη επίσης δημιουργούνται κλιματικές διαφοροποιήσεις. Αναπτύσσεται διαφορετική θερμοκρασία σε διάφορες περιοχές ανάλογα με την επιρροή των κτηρίων. Γενικά, το κέντρο της πόλης, στο οποίο ο αστικός ιστός είναι πυκνότερος, είναι θερμότερο από τα προάστια.

• Οι μέγιστες διαφορές στη θερμοκρασία εμφανίζονται τη νύχτα (με καθαρό ουρανό και άπνοια). Την ημέρα η διαφορά μειώνεται ή και αντιστρέφεται. Σε παραθαλάσσιες πόλεις μπορεί να δημιουργηθεί θερμοκρασιακή αναστροφή μετά το μεσημέρι κατά την καλοκαιρινή περίοδο.

• Η θερμοκρασία που αναπτύσσεται εξαρτάται από το χρώμα και την υφή των επιφανειών του αστικού ιστού .

• Δημιουργείται διαστρωμάτωση της θερμοκρασίας: Κοντά στο έδαφος εμφανίζεται το βράδυ θερμοκρασία μεγαλύτερη κατά 1-2°C από τα υψηλότερα αέρια στρώματα.



Σχήμα 1.5.1 Κατανομή θερμοκρασίας κυρίως λόγω ακτινοβολίας στην Αθήνα τους θερινούς μήνες [24].

Κεφάλαιο 2

Ηλιακή ακτινοβολία- άμεση και διάχυτη – Παράγοντας Αιθριότητας

2.1 Εισαγωγή στην ηλιακή Ακτινοβολία

Η ηλιακή ακτινοβολία είναι γενικός όρος για την ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία που εκπέμπεται από τον Ήλιο. Η ηλιακή ακτινοβολία κατανέμεται σε διαφορετικά μήκη κύματος. Το μεγαλύτερο μέρος της κυμαίνεται στα μικρά μήκη κύματος, με το όριο περίπου στα 3-4 μm. Συνεπώς ακτινοβολία μεγαλύτερη των 4μm μπορεί να ονομασθεί ακτινοβολία μεγάλου κύματος. Θεωρείται ότι το 99% της ηλιακής ακτινοβολίας περιλαμβάνεται σε μήκη κύματος από 0,25 έως 4μm. Στο ορατό τμήμα της ακτινοβολίας (0,39-0,77 μm) περιέχεται το 46,41% της ενέργειας, ενώ στο υπεριώδες (μήκος κύματος < 0,4μm) περιέχεται το 8,03% και τέλος η περιοχή με μήκος κύματος 0,77μm περιέχει το υπόλοιπο 45,56%. Κάθε τοποθεσία δέχεται ηλιακή ακτινοβολία τουλάχιστον για ένα μέρος του χρόνου.

Το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που τελικά φτάνει στην επιφάνεια της Γης διαφέρει από τόπο σε τόπο και εξαρτάται από πολλούς παράγοντες όπως η γεωγραφική τοποθεσία, η ώρα της ημέρας, η εποχή, τα ιδιαίτερα χαρακτηριστικά του τοπίου και ο καιρός. Οι ηλιακές ακτίνες πέφτουν στην επιφάνεια της Γης με διαφορετικές γωνίες που κυμαίνονται από 0° έως 90° (στο ζενίθ). Όταν οι ακτίνες πέφτουν κάθετα, τότε έχουμε τη μέγιστη δυνατή ηλιακή ενέργεια. Από την άλλη, όσο πιο «πλάγιες» είναι οι ακτίνες, τόσο περισσότερο ταξιδεύουν μέσα στην ατμόσφαιρα και διαχέονται.

Λόγω της σφαιρικότητας της Γης, στις πολικές περιοχές της η ηλιακή ακτινοβολία δεν είναι ποτέ κάθετη. Στο περιήλιο του εκλειπτικού επιπέδου η επιφάνεια του πλανήτη λαμβάνει λίγη περισσότερη ηλιακή ενέργεια. Το περιήλιο συμπίπτει με το καλοκαίρι στο νότιο ημισφαίριο και το χειμώνα στο

βόρειο ημισφαίριο. Παρόλα αυτά, η παρουσία των αχανών ωκεανών μετριάζει τα θερμότερα καλοκαίρια και τους ψυχρότερους χειμώνες που θα ανέμενε κάποιος να δει στο νότιο ημισφαίριο ως αποτέλεσμα αυτής της διαφοράς. Καθοριστικό ρόλο στο ποσό της ηλιοφάνειας που παρατηρείται σε κάθε τοποθεσία παίζει η κλίση του πολικού άξονα της Γης. Λόγω αυτής της κλίσης, από την εαρινή έως τη φθινοπωρινή ισημερία παρατηρούνται ημέρες μεγαλύτερης διάρκειας στο βόρειο ημισφαίριο και αντίστοιχα μεγαλύτερες μέρες στο νότιο ημισφαίριο κατά τη διάρκεια των άλλων έξι μηνών. Οι μέρες και οι νύχτες είναι αμφότερες ακριβώς δώδεκα ώρες κατά τις ισημερίες.

Οι χώρες που βρίσκονται σε γεωγραφικά πλάτη περίπου στο μέσο λαμβάνουν περισσότερη ηλιακή ενέργεια, όχι μόνο επειδή οι ημέρες είναι μεγαλύτερες, αλλά και επειδή οι ηλιακές ακτίνες πέφτουν σχεδόν κάθετα. Οι ακτίνες είναι πολύ πιο πλάγιες κατά τη διάρκεια των μικρότερων ημερών των χειμερινών μηνών. Για παράδειγμα, περιοχές με γεωγραφικό πλάτος γύρω στις 40° λαμβάνουν περίπου τρεις φορές περισσότερη ηλιακή ακτινοβολία τον Ιούνιο απ' ότι τον Δεκέμβρη.

Η περιστροφή της Γης είναι επίσης υπεύθυνη για τις ωριαίες διαφορές στην ηλιοφάνεια. Νωρίς το πρωί και αργά το απόγευμα ο ήλιος είναι χαμηλά στον ουρανό. Οι ακτίνες του καθώς περνούν από την ατμόσφαιρα διαχέονται περισσότερο απ' ότι το μεσημέρι, που ο ήλιος είναι στο υψηλότερο σημείο. Σε μια ατμοσφαιρικά καθαρή μέρα το μεγαλύτερο ποσό ηλιακής ακτινοβολίας φτάνει στην επιφάνεια της Γης γύρω στο μεσημέρι.

Η συνολική ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει σε ένα συλλέκτη στην επιφάνεια της Γης αποτελείται από μία συνιστώσα άμεσης δέσμης, μία συνιστώσα διάχυτης ακτινοβολίας και μια συνιστώσα από επιτόπιες ανακλάσεις του εδάφους (albedo). Ως άμεση ακτινοβολία ορίζουμε την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της Γης με ελάχιστη ή χωρίς σκέδαση στην ατμόσφαιρα. Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει σε μία επιφάνεια εξαρτάται από διάφορους παράγοντες, όπως η απορρόφηση και η διάχυση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα, το ύψος του Ήλιου, το γεωγραφικό

πλάτος και το υψόμετρο του τόπου, η κλίση της επιφάνειας, η απόσταση Ήλιου-Γης και η ηλιακή απόκλιση.

Διάχυτη ακτινοβολία ονομάζεται η ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της Γης αφού έχει αλλάξει διεύθυνση από ανάκλαση ή σκέδαση στην ατμόσφαιρα. Η διάχυτη ακτινοβολία εξαρτάται από παράγοντες όπως το ύψος του Ήλιου, το υψόμετρο του τόπου, το ποσό και το είδος των νεφών, η σκόνη, οι ατμοσφαιρικοί ρύποι, οι υδρατμοί και γενικά τα σωματίδια και τα αέρια στην ατμόσφαιρα.

Είναι η ενέργεια που διέρχεται κατά μια διεύθυνση στη μονάδα του χρόνου και της στερεάς γωνίας από τη μονάδα της επιφάνειας που τοποθετείται κάθετα σ' αυτή τη διεύθυνση. Οι μονάδες μέτρησης είναι: $cal/cm^2/min$ ή $kcal/cm^2/h$ ή W/m^2 . Η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας μετριέται με τα πυρανόμετρα και μεταβάλλεται ανάλογα με τις εποχές και τη γεωμετρία της επιφάνειας που προσπίπτει. Εξαρτάται από τους εξής παράγοντες:

• Από αστρονομικούς παράγοντες: – τη μεταβολή της απόστασης γης - ήλιου (η μείωση ανάλογη με το μήκος της διαδρομής), το ύψος του ήλιου επάνω από τον ορίζοντα. Όσο πιο μικρή είναι η γωνία πρόπτωσης στο οριζόντιο επίπεδο μιας περιοχής, τόσο μεγαλύτερη είναι και η διαδρομή της ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα και η μείωση της έντασής της.

• Από γεωγραφικούς παράγοντες: – το γεωγραφικό πλάτος (διότι επηρεάζει τον υπολογισμό του μέγιστου ύψους του ήλιου, της ηλιοφάνειας και των ημερήσιων ποσών ηλιακής ακτινοβολίας),– το ύψος του σημείου μέτρησης από την επιφάνεια της θάλασσας,– την τοπογραφία του ορίζοντα στο σημείο παρατήρησης,– το είδος και τη νυφή της επιφάνειας που δέχεται την ακτινοβολία,– την κατάσταση της ατμόσφαιρας (νεφοκάλυψη, ρύπανση).

• Από γεωμετρικούς παράγοντες:– τον προσανατολισμό της επιφάνειας, – την κλίση της επιφάνειας. Η ένταση της άμεσης ακτινοβολίας μεγιστοποιείται σε καθαρή ατμόσφαιρα.

• Η ένταση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας (W/m^2) που προσπίπτει σε κάθετο προς τις ηλιακές ακτίνες επίπεδο έχει τη μεγαλύτερη τιμή.

• Η ένταση της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας (W/m^2) που προσπίπτει επάνω σε μια οριζόντια επιφάνεια εξαρτάται από τη γωνία πρόσπτωσης και είναι ποσοστό της ακτινοβολίας που προσπίπτει στην κάθετη προς την ακτινοβολία επιφάνεια. Η ένταση της διάχυτης ακτινοβολίας εξαρτάται από την περιεκτικότητα της ατμόσφαιρας σε αιωρούμενα σωματίδια, το ποσό και το είδος των νεφών και την ανακλαστικότητα του εδάφους (λευκαύγεια - albedo).

Στην Ελλάδα παρατηρείται αύξηση των τιμών της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας από βορρά προς νότο με μεγαλύτερες τιμές στη Ρόδο και Κρήτη (5860 -6100 MJ/m^2/έτος). Οι μέσες μηνιαίες τιμές κυμαίνονται από 150 έως 780 MJ/m^2/μήνα. Οι μηνιαίες τιμές της χειμερινής περιόδου είναι μικρότερες από τις αντίστοιχες της θερινής (το χειμώνα επικρατεί μεγαλύτερη νέφωση και επίσης μικρότερο ύψος ηλίου). Οι μεγαλύτερες μέσες μηνιαίες τιμές παρατηρούνται τον Ιούλιο (τον Ιούλιο επικρατούν οι ετήσιοι άνεμο, με αποτέλεσμα τη νεφοδιάλυση) [26].

Θεωρητική ή αστρονομική ηλιοφάνεια (για μια ορισμένη ημερομηνία) είναι η μέγιστη χρονική διάρκεια (από την ανατολή έως τη δύση του ήλιου), κατά την οποία ο ήλιος βρίσκεται επάνω από τον ορίζοντα του τόπου, δηλαδή η μέγιστη χρονική διάρκειακατά την οποία η άμεση ηλιακή ακτινοβολία φτάνει μέχρι την επιφάνεια του εδάφους. Μετρούμενη ή πραγματική ηλιοφάνεια (για μια ορισμένη ημερομηνία) είναι η χρονική διάρκεια, κατά την οποία ο ήλιος βρίσκεται επάνω από τον ορίζοντα του τόπου, λαμβάνοντας υπόψη και τα αντικείμενα που ορίζουν τον ορίζοντα του τόπου (π.χ. βουνά) και την παρουσία της νέφωσης.

Η ηλιοφάνεια, ανάλογα με τη χρονική περίοδο που χρησιμοποιείται, διακρίνεται σε:

• ηλιοφάνεια ώρας,

• ηλιοφάνεια ημέρας,

• ηλιοφάνεια μήνα,

• ηλιοφάνεια έτους.

Η ηλιοφάνεια μετριέται με τους ηλιογράφους ή υπολογίζεται έμμεσα με τη βοήθεια μετρήσεων - παρατηρήσεων της νέφωσης και χρησιμοποιείται και για την έμμεση εκτίμηση της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας σε ένα τόπο. Στην Ελλάδα οι μικρότερες τιμές ηλιοφάνειας (περίπου 2200 ώρες ετησίως) σημειώνονται επάνω από τις ΒΔ περιοχές της χώρας. Οι μεγαλύτερες τιμές (περίπου 3000 ώρες ετησίως) σημειώνονται επάνω από την περιοχή των Δωδεκανήσων. Οι μεγαλύτερες μέσες μηνιαίες τιμές ηλιοφάνειας (300-390 ώρες) σημειώνονται στη διάρκεια των θερινών μηνών. Οι μικρότερες μέσες μηνιαίες τιμές ηλιοφάνειας (μέχρι και 70 ώρες) σημειώνονται στη διάρκεια των χειμερινών μηνών [26].

Η συνιστώσα Albedo εκφράζεται από το συντελεστή ανάκλασης Albedo μιας επιφάνειας, ο οποίος αποτελεί αδιάστατο μέγεθος μικρότερο της μονάδας και ορίζεται ως ο λόγος της ανακλώμενης ισχύος προς την προσπίπτουσα φωτεινή ισχύ στη θέση της επιφάνειας που προκαλεί την ανάκλαση.Μέχρι και τα όρια της ατμόσφαιρας οι απώλειες της ηλιακής ακτινοβολίας είναι ελάχιστες. Με την είσοδο όμως στην ατμόσφαιρα σημειώνονται σημαντικές απώλειες στην ένταση της,ανάλογα με την ατμοσφαιρική σύσταση και την παρουσία νεφών. Πιο συγκεκριμένα, σε μια καθαρή ατμοσφαιρικά, ξηρή ημέρα, οι ατμοσφαιρικοί παράγοντες μπορούν να περιορίσουν την άμεση ηλιακή ακτινοβολία κατά 10%, ενώ τις ημέρες με συννεφιά και μεγάλη ατμοσφαιρική επιβάρυνση το ποσοστό αυτό αγγίζει το 100%.

Κάθε ηλιακό διάγραμμα αντιστοιχεί σε συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος. Ο παρατηρητής κατά παραδοχή βρίσκεται στο κέντρο του διαγράμματος. Τα διαγράμματα χρησιμοποιούνται για τον προσδιορισμό της θέσης του ήλιου, τον υπολογισμό της διάρκειας ηλιασμού σε έναν τόπο, για τον έλεγχο του ηλιασμού και της σκίασης υπαίθριων χώρων, τον προσδιορισμό της σκιάς που προκαλούν τα κτήρια, τον έλεγχο του ηλιασμού των κατακόρυφων επιφανειών (χωρίς εμπόδια και με εμπόδια), τον υπολογισμό του ηλιασμού και της σκίασης στο εσωτερικό των κτηρίων, τον υπολογισμό του φυσικού φωτισμού κ.τ.λ.

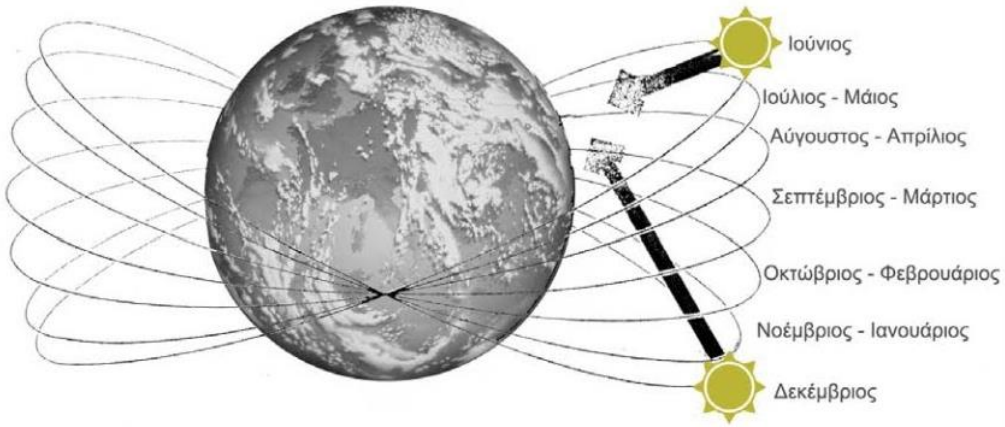
• Διαγράμματα οριζόντιας προβολής: Περιλαμβάνουν την ισοαποστατική, τη στερεογραφική, και άλλους τρόπους προβολής της κίνησης του ήλιου σε οριζόντιο επίπεδο. Η κίνηση του ήλιου παρουσιάζεται σαν μια πανοραμική (180°) φωτογραφία.

• Διαγράμματα κυλινδρικής προβολής: Παρουσιάζουν τον ημισφαιρικό ουράνιο θόλο σαν ένα κυλινδρικό δίσκο, με το κέντρο του να αντιστοιχεί στο ζενίθ, δηλαδή απολύτως κατακόρυφα επάνω από το κεφάλι του παρατηρητή.

Γενικά, η νέφωση προκαλεί τις μεγαλύτερες απώλειες, απορροφώντας και αντανακλώντας την ηλιακή ακτινοβολία. Σε συνθήκες πλήρους νέφωσης δεν υπάρχει άμεση ακτινοβολία αλλά μόνο διάχυτη, η οποία ισούται με την ολική ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της Γης.

2.2 Άμεση και Διάχυτη ακτινοβολία

Όταν η ατμόσφαιρα είναι καθαρή και ο καιρός αίθριος, η ηλιακή ακτινοβολία φτάνει στα υψηλότερα δυνατά επίπεδα και η άμεση ακτινοβολία αντιπροσωπεύει το μεγαλύτερο ποσοστό της ολικής ακτινοβολίας. Παρόλα αυτά,υπάρχει πάντα κατά τη διάρκεια της ημέρας ένα ποσοστό διάχυτης ακτινοβολίας,εξαιτίας της διάχυσης που προκαλείται από τα μόρια του αέρα ή από σωματίδια ή αέρια που περιέχονται στην ατμόσφαιρα. Πάντως, ο προσανατολισμός των ηλιακών συλλεκτών, στις περισσότερες εφαρμογές, βασίζεται στον εντοπισμό της άμεσης συνιστώσας της ηλιακής ακτινοβολίας. Αυτό συμβαίνει, κυρίως, γιατί η άμεση δέσμη μπορεί να συγκεντρωθεί σε μικρές επιφάνειες με τη βοήθεια κατόπτρων ή φακών, πράγμα που είναι αδύνατο να συμβεί με τη διάχυτη ακτινοβολία.



Σχήμα 2.2.1 Θέσεις του ήλιου και παραγωγή ηλιακών διαγραμμάτων [18]

Γενικότερα με τον όρο άμεση ακτινοβολία εννοούμε το μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στη γη κατευθείαν από τον ήλιο χωρίς να μεσολαβήσει διασκορπισμός μέσα στην ατμόσφαιρα. Για τη μέτρηση της χρησιμοποιείται το πυρηλιόμετρο που μετρά την άμεση ακτινοβολία σε κάθετο επίπεδο στη διεύθυνση Γης – Ήλιου. Η στιγμιαία τιμή (W/m^2) της άμεσης ακτινοβολίας που δέχεται το οριζόντιο επίπεδο συμβολίζεται με G_b, ενώ, προκειμένου για κεκλιμένο επίπεδο, με G_{bT}. Για χρονική περίοδο μιας ώρας ή μιας ημέρας, εφόσον πλέον γίνεται αναφορά στην ωριαία ή ημερήσια ενέργεια που λαμβάνει το οριζόντιο επίπεδο, αντί του συμβόλου G χρησιμοποιείται το σύμβολο I και H αντίστοιχα, δηλαδή I_b, I_{bT}, H_b, H_{bT}.

Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία εξαρτάται από:

• Την απόσταση ήλιου, γης.

• Την απόκλιση του ήλιου.

• Το ύψος του ήλιου.

• Το γεωγραφικό πλάτος του τόπου.

• Το υψόμετρο του τόπου.

• Την κλίση του εδάφους.

• Την απορρόφηση και διάχυση της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα.

Διάχυτη ακτινοβολία είναι το μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στη γη ύστερα από διασκορπισμό και αλλαγή κατεύθυνσης κατά τη διαδρομή μέσα στην ατμόσφαιρα. Συμβολίζεται με ίδια γράμματα όπως και για την άμεση ακτινοβολία αλλά με δείκτη d αντί για b (G_{dT}, I_{dT} κλπ.).

Η διάχυτη ακτινοβολία εξαρτάται από:

• Το ύψος του ήλιου.

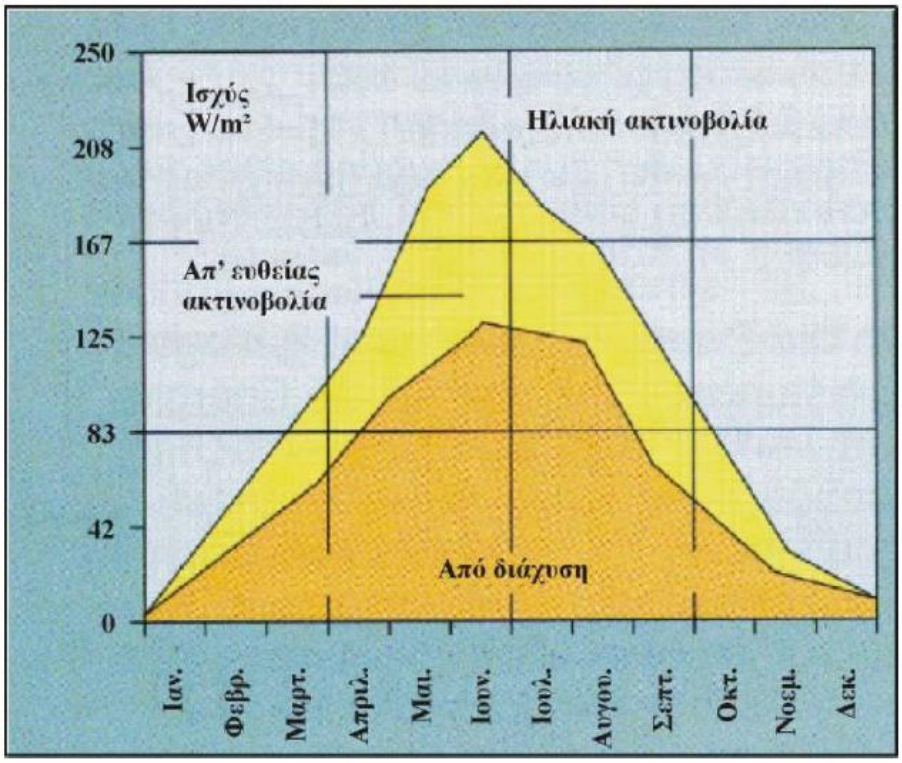
• Το υψόμετρο του τόπου.

• Τη λευκαύγεια του εδάφους.

• Το ποσό και το είδος των νεφών που αναπτύσσονται στην ατμόσφαιρα.

Ολική ακτινοβολία. Είναι το άθροισμα της άμεσης και διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας,συμπεριλαμβανομένης και της ανακλώμενης ακτινοβολίας από παρακείμενες επιφάνειες. Συμβολισμός όπως και στην περίπτωση της άμεσης ή διάχυτης ακτινοβολίας αλλά χωρίς δείκτη d ή b δηλαδή G είναι η ολική ακτινοβολία του οριζόντιου επίπεδου. Ενώ G_T του κεκλιμένου.

Παρακάτω φαίνονται αυτά τα τρία μεγέθη συγκεντρωτικά για όλους τους μήνες του χρόνου από πειραματικά στοιχεία συλλογής.



Σχήμα 2.2.2 Άμεση-Διάχυτη-Ολική ακτινοβολία [31].

Ας αναλύσουμε τώρα περισσότερο τις διάφορες συνιστώσες της ολικής ακτινοβολίας.

Η ηλιακή ακτινοβολία κατά την είσοδό της στην ατμόσφαιρα υπόκειται απορρόφηση και σκέδαση (οι κυριότεροι απορροφητές είναι: τα νέφη, οι υδρατμοί, το όζον και το διοξείδιο του άνθρακα). Η ακτινοβολία που σκεδάζεται είναι η διάχυτη και ένα μέρος της επιστρέφει στο διάστημα. Η ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος χωρίς σκέδαση είναι η άμεση ηλιακή ακτινοβολία.

Πυκνότητα ισχύος ακτινοβολίας G: Μονάδα [W/m^2] ή [W/cm^2], είναι ο ρυθμός με τον οποίο η ακτινοβολία προσπίπτει σε μία επιφάνεια, ανά μονάδα επιφάνειας. Το σύμβολο G χρησιμοποιείται για να εκφράσει την πυκνότητα ισχύος της ηλιακή ακτινοβολία, με τους κατάλληλους δείκτες για την άμεση, τη διάχυτη ή τη συνολική ακτινοβολία.

Πυκνότητα ενέργειας ακτινοβολίας: μονάδα [J/m^2] η προσπίπτουσα ενέργεια σε μία επιφάνεια, ανά μονάδα επιφάνειας. Υπολογίζεται από την ολοκλήρωση της πυκνότητας ισχύος ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια ενός καθορισμένου χρόνου, συνήθως μια ώρα ή μια ημέρα.

Η έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία είναι ένας όρος που ισχύει συγκεκριμένα για την ακτινοβολία ηλιακής ενέργειας. Το σύμβολο Χ χρησιμοποιείται για την έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία για μια ημέρα. Το σύμβολο Ι χρησιμοποιείται για την έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία για μια ώρα (ή άλλη περίοδο, εάν καθορίζεται). Τα σύμβολα Χ και Ι μπορούν να αντιπροσωπεύσουν την άμεση, τη διάχυτη ή τη συνολική ακτινοβολία και μπορούν να υπολογιστούν σε επιφάνειες οποιουδήποτε προσανατολισμού.

Χρησιμοποιούμε δείκτες στα Ι στο G και το Χ για να καθορίσουμε σε ποιο μέγεθος αναφέρονται. Συγκεκριμένα:

o: αναφέρεται στην ακτινοβολία έξω από τη γήινη ατμόσφαιρα.

b: αναφέρεται στην άμεση.

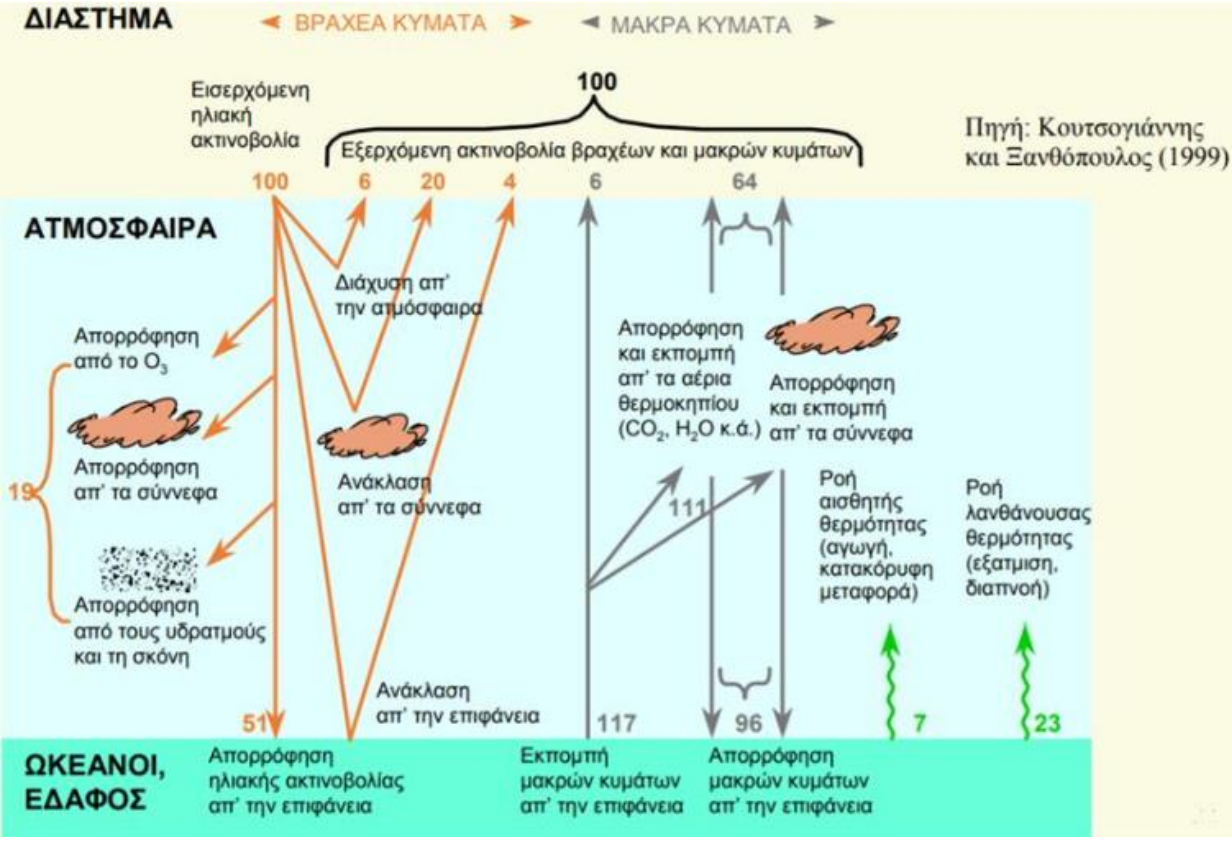
d: αναφέρεται στη διάχυτη.

T: αναφέρεται στην ακτινοβολία σε μια κεκλιμένη επιφάνεια.

n: σε μια επιφάνεια κάθετη στην κατεύθυνση της διάδοσης.

Εάν ούτε το T ούτε το n εμφανίζονται, η ακτινοβολία αναφέρεται σε οριζόντιο επίπεδο. Η ακτινοβολία που δέχονται τα σώματα στην επιφάνεια της γης και που ενδιαφέρει τις εφαρμογές αξιοποίησης της,ονομάζεται ολική ακτινοβολία (Total radiation) και αποτελείται από το άθροισμα της άμεσης (beam), της διάχυτης (diffuse) και της ανακλώμενης (ground reflected ή albedo) ακτινοβολίας. Τα ποσοστά καθεμιάς στην ατμόσφαιρα εξαρτώνται από την σύνθεση και τη κατάσταση της τελευταίας, (παρουσία και ποσοστό νεφοκάλυψης, σύνθεση σωματιδίων και αερίων κλπ.

Η άμεση ακτινοβολία ακόμα και σε συνθήκες πλήρως καθαρού ουρανού δεν ξεπερνά το 85% της ακτινοβολίας που φθάνει στην γη και είναι ενεργειακά πιο αποδοτική σε σχέση με τη διάχυτη γιατί παρουσιάζει υψηλή συγκεντρωτικότητα. Αντίθετα, σε συννεφιασμένες μέρες, σχεδόν όλη η ακτινοβολία που φθάνει στην επιφάνεια της γης είναι διάχυτη. Η Ανακλώμενη ακτινοβολία εξαρτάται από την ανακλαστικότητα της επιφάνειας στην περιοχή που εξετάζεται. Η τελευταία εκφράζεται με τον συντελεστή ανακλαστικότητας, ρ, ο οποίος κυμαίνεται μεταξύ 0 (πλήρης απορρόφηση) και 1 (πλήρης ανάκλαση) και χαρακτηρίζει τις διάφορες επιφάνειες. Ενδεικτικά χαρακτηριστικές τιμές του σε διάφορες επιφάνειες είναι 0,95 για το παλιό χιόνι, 0,06 για το νερό,και 0,20 για το έδαφος.



Σχήμα 2.2.3 Παραστατική απεικόνιση της ακτινοβολίας σε κύματα και διάχυτη [26].

Η πραγματική ακτινοβολία που φθάνει στην επιφάνεια της γης όπως προαναφέρθηκε, εξαρτάται σε σημαντικό βαθμό από την κατάσταση της ατμόσφαιρας.

Η ύπαρξη κυρίως νεφοκάλυψης, καθώς και διαφόρων αερίων και στερεών σωματιδίων της ατμόσφαιρας, οδηγεί στην απορρόφηση, διάθλαση και ανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας μειώνοντας την έντασης της. Συνεπώς η τελική ακτινοβολία που φθάνει στην επιφάνεια της γης, αποτελεί ένα ποσοστό της εξωγήινης. Το ποσοστό αυτό ονομάζεται συντελεστής αιθριότητας (K_T) και αποτελεί τον λόγο της πραγματικής ακτινοβολίας, προς την εξωγήινη ακτινοβολία, μετρούμενες αμφότερες σε οριζόντιο επίπεδο.

Επιπλέον ο συντελεστής ορίζεται αντίστοιχα ανάλογα με την χρονική κλίμακα που εξετάζουμε. Οι πιο συνηθισμένες μορφές είναι, η ωριαία, ημερήσια και μηνιαία. Συνεπώς ο συντελεστής Κτ ισούται με:

$$K_T = \frac{I}{I_o} \tag{2.2.1}$$

Όπου I η ωριαία πραγματική ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο στην επιφάνεια της γης και I_o η ωριαία εξωγήινη ακτινοβολία υπολογισμένη σε οριζόντιο επίπεδο.

Αντίστοιχα ορίζονται ο ημερήσιος και ο μηνιαίος συντελεστής αιθριότητας. Ο υπολογισμός της ημερήσιας και ωριαίας εξωγήινης ακτινοβολίας G_o κρίθηκε αναγκαίος στους σταθμούς όπου δεν υπήρχαν οι απαραίτητες μετρήσεις με τελικό σκοπό την δημιουργία του συντελεστή αιθριότητας K_T.

Η ακτινοβολία ακολουθεί ένα ντετερμινιστικό μοντέλο το οποίο εξαρτάται από την γεωμετρία του ήλιου και τις αντίστοιχες συντεταγμένες της τοποθεσίας ενδιαφέροντος στην περιοχή της ατμόσφαιρας της γης. Επίσης δεν πρέπει να ξεχνάμε ότι η συνθετική εξωγήινη ακτινοβολία υπολογίζεται για οριζόντια επιφάνεια πρόσπτωσης, δηλαδή εφαπτόμενη στην γη την συγκεκριμένη τοποθεσία σε οποιαδήποτε άλλη περίπτωση πχ κεκλιμένη το μοντέλο διαφοροποιείται. Παρακάτω αναφέρονται όλα τα απαραίτητα στοιχεία που αξιοποιούνται για τον υπολογισμό της ωριαίας εξωγήινης ακτινοβολίας.

Με βάση όλα τα παραπάνω δεδομένα ορίζουμε την εξωγήινη ακτινοβολία η οποία θα έφθανε στην επιφάνεια της γης στην περίπτωση που υπήρχε έλλειψη ατμόσφαιρας. Την συγκεκριμένη εξωγήινη ακτινοβολία μπορούμε να την χαρακτηρίσουμε και ως μέγιστη δυνητική ακτινοβολία. Η ένταση ηλιακής ακτινοβολίας ή πυκνότητα ισχύος (solar irradiance), έξω από τη γήινη ατμόσφαιρα και σε επιφάνεια κάθετη στη διεύθυνση των ηλιακών ακτινών, ονομάζεται «ηλιακή σταθερά» (solar constant) και ισούται με 1.367W/m^2.Μεταβαλλόμενη κατά ποσοστό ± 3% λόγω της ελλειπτικής τροχιάς της γης γύρω από τον ήλιο σύμφωνα με την παρακάτω σχέση :

$$G_o = G_{sc} d \tag{2.2.2}$$

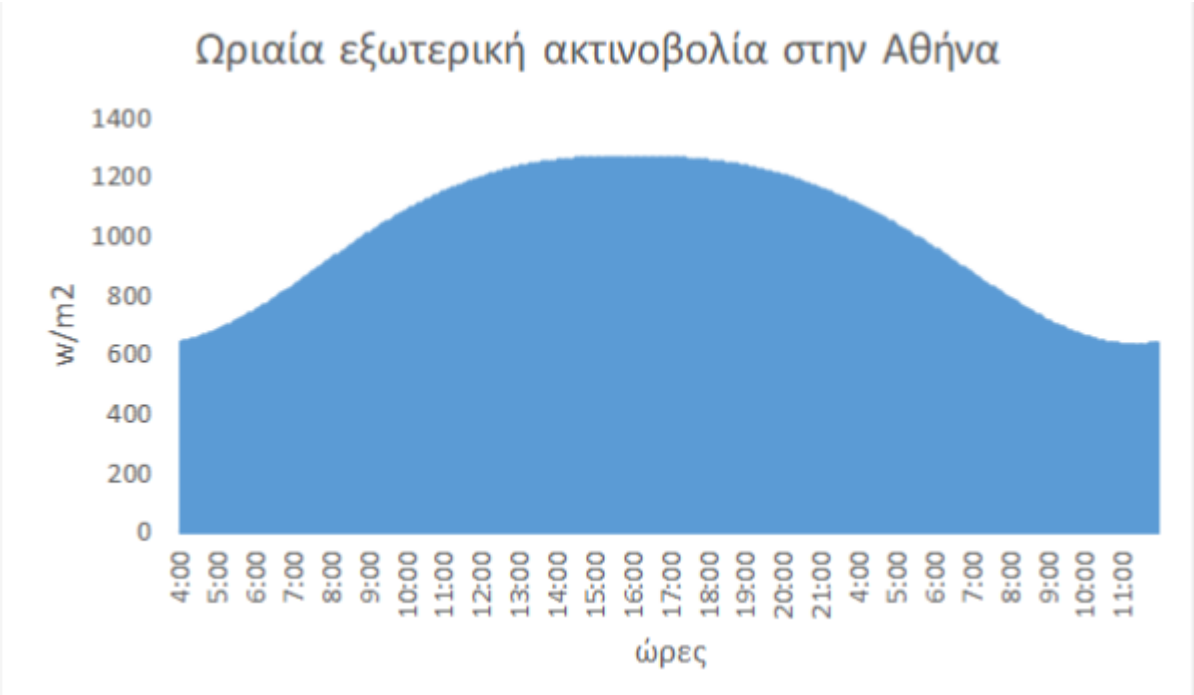
Όπου G_{sc} = 1.367 [W/m2] και d ορίζεται η γνωστή μας ηλιακή εκκεντρότητα που ισούται με :

$$d = 1 + 0.0034 \cos(\frac{2\pi J}{365} - 0.05) \tag{2.2.3}$$

Προκύπτει ότι η ωριαία εξωτερική ακτινοβολία ισούται με:

$$\begin{aligned} &I_o = \frac{12}{\pi} G_{sc} d[\frac{180}{\pi}(\omega_2 - \omega_1)\sin\delta\sin\varphi + \cos\delta\cos\varphi(\sin\omega_2 - \sin\omega_1)], \\ &\mathrm{I}_o -> [Wh/m^2] \\ &G_{sc} -> [W/m_2] \end{aligned} \tag{2.2.4}$$

Παρακάτω φαίνεται η ωριαία εξωτερική ακτινοβολία για την πόλη του ενδιαφεροντός μας δηλαδή την Αθήνα.



Σχήμα 2.2.4 Ωριαία εξωτερική ακτινοβολία στην Αθήνα-μέσος όρος [22].

Επίσης χαρακτηριστική είναι, η διπλή περιοδικότητα- εποχικότητα την οποία ακολουθεί η διεργασία της εξωτερικής ηλιακής ακτινοβολίας.

Παρατίθεται η αντίστοιχη σχέση υπολογισμού σε ημερήσια κλίμακα [1]:

$$I_o = \frac{24G_{sc}d}{\pi}[\frac{180}{\pi}\sin\varphi\sin\delta + \sin\omega\cos\varphi\cos\delta] \qquad (2.2.5)$$

2.3 Παράγοντας αιθριότητας

Στη Γη, τον τρίτο πλανήτη του ηλιακού μας συστήματος, καταναλώνονται καθημερινά τεράστια ποσά ενέργειας. Η ενέργεια αυτή προέρχεται στην πραγματικότητα σε μεγάλο ποσοστό από την ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στην επιφάνειά της.

Η μελέτη της πορείας αυτής της ενέργειας είναι πολύ σημαντική και άμεσα συνδεδεμένη με το αντικείμενο μελέτης της εργασίας αφού συνδέεται άρρηκτα τόσο με τη λειτουργία των φωτοβολταϊκών συστημάτων, όσο και με την απόδοσή τους. Η πηγή των τεράστιων ποσών ηλιακής ενέργειας, θερμότητας και φωτός, ο Ήλιος, αποτελείται από μία τεράστια μάζα θερμής αέριας ύλης.

Η μάζα του Ήλιου, πολλές χιλιάδες φορές μεγαλύτερη από αυτή της Γης, δεν είναι στάσιμη αλλά όπως είναι γνωστό στον πυρήνα του Ήλιου γίνονται συνεχώς χημικές αντιδράσεις, πιο σημαντική από τις οποίες είναι η διαρκής πυρηνική σύντηξη. Ο πυρήνας του καταλαμβάνει μια έκταση από το κέντρο του Ήλιου μέχρι περίπου το ένα τέταρτο της ακτίνας του αστεριού. Στο επίκεντρο, η βαρύτητα τραβά όλη τη μάζα του Ήλιου προς τα μέσα και δημιουργεί πολύ έντονη πίεση. Αυτή η πίεση είναι αρκετά υψηλή ώστε να προκαλέσει τη σύντηξη των ατομικών μαζών. Οι θερμοκρασίες που επιτυγχάνονται γι' αυτό το λόγο στον Ήλιο είναι τεράστιες. Η ακριβής διαδικασία που συμβαίνει στο εσωτερικό του Ηλίου είναι μία αλυσωτή αντίδραση σύντηξης πρωτονίων που έχει σαν αποτέλεσμα την παραγωγή ατόμων ηλίου He και ταυτόχρονα την έκλυση τεράστιων ποσών ενέργειας υπό τη μορφή ακτίνων X, ακτίνων γ και νετρίνων. Οι ακτίνες αυτές μεταφέρονται στην επιφάνεια του Ηλίου είτε με τη μορφή ακτινοβολίας, είτε μέσω θερμού υλικού συναγωγικά.

Στην πρώτη περίπτωση κάθε φωτόνιο που δημιουργείται ταξιδεύει περίπου ένα μικρόμετρο πριν απορροφηθεί από κάποιο παρακείμενο μόριο φυσικού αερίου. Αυτή η απορρόφηση στη συνέχεια προκαλεί τη θέρμανση των γειτονικών ατόμων και εκ νέου εκπέμπει ένα άλλο φωτόνιο που ταξιδεύει και πάλι σε μικρή απόσταση πριν απορροφηθεί από κάποιο άλλο άτομο. Αυτή η διαδικασία επαναλαμβάνεται συνέχεια, πολλές φορές πριν το φωτόνιο να μπορέσει τελικά να εκπεμφθεί στην επιφάνεια του ήλιου. Παίρνει σε ένα φωτόνιο περίπου 100.000 χρόνια ή περίπου 1025 απορροφήσεις και εκ νέου εκπομπές για να κάνει το ταξίδι από τον πυρήνα του ήλιου στην επιφάνειά του. Το ταξίδι από την επιφάνεια του ήλιου στη Γη διαρκεί περίπου 8 λεπτά. Κατά τη διάρκεια αυτής της διαδικασίας το μήκος κύματός της ακτινοβολίας το οποίο είναι αρχικά πολύ μικρό, αυξάνεται, μειώνοντας έτσι την ενέργεια που μεταφέρεται μέσω αυτής. Στη δεύτερη περίπτωση λαμβάνει χώρα ο “κύκλος

συναγωγής” ο οποίος περιλαμβάνει τη μεταφορά θερμού υλικού στην επιφάνεια του Ήλιου μέσω θερμών διαύλων. Το θερμό υλικό ψύχεται μεταφέροντας τη θερμότητα στην επιφάνεια και στη συνέχεια επιστρέφει πίσω στον πυρήνα ώστε να επαναθερμανθεί.

Μέσα από όλη αυτή τη διαδικασία ο Ήλιος παράγει τα τεράστια ποσά ενέργειας, μέρος των οποίων φτάνουν στη Γη. Εξαιρετικό ενδιαφέρον έχει λοιπόν να γνωρίσουμε πως η ηλιακή ακτινοβολία χάνει μέρος της ενέργειάς της στη διάρκεια του ταξιδιού της μέχρι το γήινο έδαφος. Όπως είδαμε κατά την παραγωγή της η ακτινοβολία αυτή είναι πολύ μικρού μήκους κύματος και κατά τη διάρκεια της εκπομπής της στην επιφάνεια του Ήλιου το μήκος αυτό αυξάνεται χάνοντας ταυτόχρονα μέρος της ηλιακής ενέργειας. Παρ' όλα αυτά η ακτινοβολία εξακολουθεί να έχει μικρό μήκος κύματος καθώς εκπέμπεται στο κενό. Στη διάρκεια του ταξιδιού της ως την επιφάνεια της ατμόσφαιρας, η ακτινοβολία χάνει κι άλλη ενέργεια, ενώ το μήκος κύματός της αυξάνεται ακόμα περισσότερο μειώνοντας την πυκνότητα ισχύος της. Αυτό έχει να κάνει με την ισχύ ενός φυσικού νόμου γνωστού και ως Inverse Square Law.

Με βάση αυτό το νόμο η ένταση της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τον ήλιο μειώνεται ανάλογα με το τετράγωνο της απόστασης από την πηγή. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, εφόσον η ένταση της ακτινοβολίας σε μία συγκεκριμένη απόσταση είναι μια μονάδα, σε διπλάσια απόσταση θα μειωθεί στο ένα τέταρτο. Αντίστοιχα σε τριπλάσια απόσταση θα μειωθεί στο ένα ένατο κ.ο.κ.

Από τη στιγμή που τα φωτόνια της ηλιακής ακτινοβολίας θα εισέλθουν στην ατμόσφαιρα, θα επηρεαστούν από την ανομοιογενή κατανομή σωματιδίων οξυγόνου, διοξειδίου του άνθρακα, όζοντος, νερού, μονοξειδίου του άνθρακα, εξαθφοριούχου θείου και σκόνης και θα χάσουν κι άλλο μέρος της ενέργειάς τους, ενώ το μήκος κύματός τους θα εξακολουθήσει να αυξάνεται όσο αυτά διασχίζουν την ατμόσφαιρα και μέχρι να φτάσουν στο έδαφος.

Τέλος, το ποσοστό της ακτινοβολίας που προσπίπτει και τελικά ανακλάται από το έδαφος είναι μεγάλου μήκους κύματος. Τελικά στο έδαφος, δηλαδή στο επίπεδο της θάλασσας, καταφέρνει να φτάσει κατά μέσο όρο σε πέντε ώρες καθημερινά 1 kW/m^2, ποσότητα που είναι γνωστή και ως ισχύς ενός ηλίου και

αποτελεί πρότυπηηλιακή ακτινοβολία για τις εφαρμογές των επίγειων ηλιακών μέσων. Αν μπούμε στη διαδικασία να μετρήσουμε ετησίως την ισχύ αυτή κατά μέσο όρο φτάνουμε στα 102.000TW, ποσότητα τεράστια που είναι ικανή να μοιράζεται και να καλύπτει την πλειοψηφία των ενεργειακών αναγκών του πλανήτη. Η ποσότητα αυτή, όπως ειπώθηκε, είναι κατά πολύ μειωμένη λόγω διάφορών μηχανισμών που εκδηλώνονται στην ατμόσφαιρα και αξίζει να αναλυθούν:

Ο πρώτος μηχανισμός ονομάζεται απορρόφηση. Σε αυτή την περίπτωση η ακτινοβολία απορροφάται από τις διάφορες ενώσεις που βρίσκονται στην ατμόσφαιρα, μετατρέπεται σε θερμότητα και ένα μικρό μέρος της επανεκπέμπεται στην ατμόσφαιρα σαν ακτινιβολία μεγάλου μήκους κύματος. Πιο συγκεκριμένα το όζον απορροφά την υπεριώδη ακτινοβολία, ενώ το διοξείδιο του άνθρακα, οι υδρατμοί και το εξαφθοριούχο θείο απορροφούν την υπέρυθρη.

Ο δεύτερος μηχανισμός ονομάζεται σκέδαση. Σε αυτή την περίπτωση οι υδρατμοί, η σκόνη και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας εμποδίζουν την ακτινοβολία να διέλθει και την υποχρεώνουν να αλλάξει κατεύθυνση διάδοσης.

Ο τρίτος μηχανισμός ονομάζεται ανάκλαση. Σε αυτή την περίπτωση η ακτινοβολία ανακλάται σε διεπιφάνειες διαφορετικής οπτικής πυκνότητας.

Διακρίνουμε τώρα την ακτινοβολία σε δύο μέρη. Άμεση ακτινοβολία, η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει απ' ευθείας από τον ήλιο χωρίς να έχει υποστεί σκέδαση από την ατμόσφαιρα. (Η άμεση ακτινοβολία αναφέρεται συχνά ως direct ή beam ακτινοβολία).Διάχυτη ακτινοβολία, η ηλιακή ακτινοβολία που έχει υποστεί σκέδαση από την ατμόσφαιρα (η σύμβαση που χρησιμοποιούμε σε αυτήν τη μελέτη θα διακρίνει τη διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία από την υπέρυθρη ακτινοβολία που εκπέμπεται από την ατμόσφαιρα, αναφέρεται και ως diffuse ακτινοβολία). Και τέλος τη Συνολική Ακτινοβολία- (total solar radiation) ως το άθροισμα της άμεσης και διάχυτης ηλιακής ακτινοβολία πάνω σε μια επιφάνεια (συνήθως οι μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας είναι μετρήσεις της συνολικής ακτινοβολίας σε μια οριζόντια επιφάνεια, συχνά καλούμενη κοσμική ακτινοβολία).

Η ηλιακή ακτινοβολία κατά την είσοδό της στην ατμόσφαιρα υπόκειται απορρόφηση και σκέδαση (οι κυριότεροι απορροφητές είναι: τα νέφη, οι υδρατμοί, το όζον και το διοξείδιο του άνθρακα).Η ακτινοβολία που σκεδάζεται είναι η διάχυτη και ένα μέρος της επιστρέφει στο διάστημα. Η ακτινοβολία που φτάνει στο έδαφος χωρίς σκέδαση είναι η άμεση ηλιακή ακτινοβολία. Άλλο σημαντικό μέγεθος είναι η πυκνότητα ισχύος ακτινοβολίας G[W/m^2 ή mW/cm^2], είναι ο ρυθμός με τον οποίο η ακτινοβολία προσπίπτει σε μία επιφάνεια, ανά μονάδα επιφάνειας. Το σύμβολο G χρησιμοποιείται για να εκφράσει την πυκνότητα ισχύος της ηλιακή ακτινοβολία, με τους κατάλληλους δείκτες για την άμεση, τη διάχυτη ή τη συνολική ακτινοβολία. Η έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία είναι ένας όρος που ισχύει συγκεκριμένα για την ακτινοβολία ηλιακής ενέργειας. Το σύμβολο Χ χρησιμοποιείται για την έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία για μια ημέρα. Το σύμβολο Ι χρησιμοποιείται για την έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία για μια ώρα (ή άλλη περίοδο, εάν καθορίζεται). Τα σύμβολα Χ και Ι μπορούν να αντιπροσωπεύσουν την άμεση, τη διάχυτη ή τη συνολική ακτινοβολία και μπορούν να υπολογιστούν σε επιφάνειες οποιουδήποτε προσανατολισμού. Πυκνότητα ενέργειας ακτινοβολίας: μονάδα J/m^2 η προσπίπτουσα ενέργεια σε μία επιφάνεια, ανά μονάδα επιφάνειας. Υπολογίζεται από την ολοκλήρωση της πυκνότητας ισχύος ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια ενός καθορισμένου χρόνου, συνήθως μια ώρα ή μια ημέρα. Χρησιμοποιούμε δείκτες στα Ι στο G και το Χ για να καθορίσουμε σε ποιο μέγεθος αναφέρονται.Ειδικότερα:

o: αναφέρεται στην ακτινοβολία έξω από τη γήινη ατμόσφαιρα.

b: αναφέρεται στην άμεση.

d: αναφέρεται στη διάχυτη.

T: αναφέρεται στην ακτινοβολία σε μια κεκλιμένη επιφάνεια.

n: σε μια επιφάνεια κάθετη στην κατεύθυνση της διάδοσης.

Εάν ούτε το T ούτε το n εμφανίζονται, η ακτινοβολία αναφέρεται σε οριζόντιο επίπεδο. Ο υπολογισμός της κατεύθυνσης της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας είναι το πιο σημαντικό στοιχείο και απαιτείται όταν επιθυμούμε να

υπολογίσουμε την ηλιακή ακτινοβολία σε μία επιφάνεια στη γη. Αν γνωρίζουμε τη σχετική θέση του ηλίου και της επιφάνειας που μελετάμε τότε μπορούμε να υπολογίσουμε και την ακτινοβολία που δέχεται η επιφάνεια μας σε συγκεκριμένο χρονικό διάστημα.

Χρησιμοποιούμε πολικό σύστημα συντεταγμένων με τη θέση του ηλίου να προσδιορίζεται πλήρως από την απόσταση του από τη γη και τις γωνίες γs και θz όπως αυτές ορίζονται παρακάτω. (Ως απόσταση του ηλίου θεωρούμε τη μέση απόσταση από τη γη σε ένα έτος και εκφράζεται στις εξισώσεις μέσω της ηλιακής σταθεράς sc G).

Γενικά ο ήλιος ως πηγή ενέργειας μας προσφέρει καθημερινά μεγάλες ποσότητες ενέργειας οι οποίες καταλήγουν στην επιφάνεια της γής πλην των ανακλασμένων. Για τον καθορισμό αυτής της ηλιακής ενέργειας που δέχεται μία επιφάνεια στη γή θα πρέπει να καθοριστούν κάποια μεγέθη. Το πρώτο είναι η ηλιακή πυκνότητα ισχύος. Ειδικότερα στο μεσοδιάστημα λίγο έξω από την ατμόσφαιρα της γης η ηλιακή πυκνότητα έχει πολύ μικρές διακυμάνσεις λόγω αυτής της αλλαγής απόστασης ήλιου και γης. Η τροχιά της γής έχουμε ήδη δεί πως είναι ελλειπτική και έτσι έχουμε να προσεγγίζουμε κοντινές αποστάσεις όταν η γή εισέρχεται στο περιήλιο της τροχιάς δηλαδή μετά το χειμερινό ηλιοστάσιο και το ακριβώς αντίθετο όταν εισέρχεται στο αφήλιο της τροχιάς, δηλαδή μακρινή απόσταση μετά το θερινό ηλιοστάσιο. Ως μέγεθος αναφοράς στο διάστημα λαμβάνεται πάντα η πυκνότητα ισχύος γνωστή και ως G_{sc} και ισούται με 1367 [W/m2]. Να σημειωθεί εδώ ότι λόγω μεταβολλών στις φυσικές και διαστημικές παραμέτρους η τιμή αυτή δεν ήταν πάντα ίδια και στο μέλλον πρόκειται ελαφρώς να αυξηθεί. Γενικά για τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει λίγο έξω από την ατμόσφαιρα της γής κάθε μέρα ισχύει η εξής σχέση [1].

$$G = G_{sc}(1 + 0.033\cos(\frac{360n}{365})) \qquad (2.3.1)$$

Στην παραπάνω σχέση το n συμβολίζει όπως ήδη έχουμε δεί τον αριθμό της ημέρας που αντιστοιχεί στο έτος. Αυτή η σχέση να επισημανθεί πως είναι έξω από την ατμόσφαιρα της γής και όχι την ένταση εντός. Τώρα το επόμενο

ζητούμενο είναι αυτό που ενδιαφέρει την επιστήμη της ηλιακής ενέργειας δηλαδή τι φτάνει στη γή. Η περίμετρος του ήλιου που αναλογεί στη γή είναι σχεδόν 40000 χλμ και δεδομένης μιας ηλιακής σταθεράς του μεγέθους των 1367 W/m^2, συνολική ισχύς που δέχεται η γή από τον ήλιο ανέρχεται στο εντυπωσιακό μέγεθος των 174000 TW. Εξαιτίας της γήινης ατμόσφαιρας που προστατεύει την επιφάνεια του πλανήτη, στην επιφάνεια της θάλασσας φθάνει περίπου ένα ποσό μεγέθους 1000 W/m^2 που αναφέρεται στη βιβλιογραφία ως ισχύς ενός ήλιου. Η ανηγμένη σε ισχύ ενός ήλιου ισχύς που δέχεται ο πλανήτης στην επιφανειά του ετησίως αντιστοιχεί σε 5 ώρες οπότε η ετήσια μέση ισχύς που προσπίπτει συνολικά στο επίπεδο της θάλασσας είναι 102000 TW. Από τα παραπάνω βλέπουμε ότι η ισχύς αυτή είναι παραπάνω από ικανοποιητική για την παγκόσμια κατανάλωση ενέργειας που χρειάζεται σήμερα ο πλανήτης μας. Υπάρχει όμως αυτή η δυσκολία της τεχνικής αξιοποιησής της. Γενικά πάντως αυτό που μας ενδιαφέρει στην εκμετάλλευση της ηλιακής ενέργειας είναι να καθορίσουμε τα γεωγραφικά χαρακτηριστικά του χώρου της εγκατάστασης στην οποία θα προσπέσει η ακτινοβολία, δηλαδή τα φ, β, γ και δ για κάθε μέρα του έτους. Συνεπώς η ηλιακή εκμετάλλευση είναι ένα θέμα συσσώρευσης παρελθοντικών στοιχείων με βάση τη γεωμορφική αλλαγή της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Πάντοτε θα κοιτάζουμε το ω δηλαδή τις γωνίες ανατολής, δύσης και το ηλιακό μεσημέρι για κάθε ημέρα, όπως και η διάρκεια της ημέρας. Μετά υπεισέρχονται κάποιοι πολύ σημαντικοί συντελεστές για τους οποίους θα μιλήσουμε εκτενέστερα κατόπιν.

Γενικά πάντως είναι δύσκολο να προσδιοριστεί επακριβώς η ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της γης, αφού επηρεάζεται από πολλούς παράγοντες οι οποίοι καθορίζουν την καθαρότητα της ατμόσφαιρας όπως την υγρασία, το ποσοστό σκόνης, τη νέφωση και άλλα μετεωρολογικά και περιβαλλοντικά φαινόμενα.

Για να γίνει επομένως μία προσέγγιση στις αναλύσεις που γίνονται όταν θέλουμε αξιοποίηση της ακτινοβολίας και εκτίμηση αυτής προς αξιοποίηση ως συνήθως, μετράται η ακτινοβολία στο διάστημα και σε συνδυασμό με στατιστικά στοιχεία και μετρήσεις στην υπό εξέταση περιοχή υπολογίζεται η αναμενόμενη ακτινοβολία στην επιφάνεια της γης. Για το παράδειγμα της

Αθήνας, συλλέγουμε στατιστικά στοιχεία και υπολογίζεται η άμεση και η διάχυτη ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο της επιφάνειας και ακολούθως γίνεται προσαρμογή των τιμών για κεκλιμένο επίπεδο, για το οποίο θα μιλήσουμε μεταγενέστερα. Όπως αναφέρθηκε βασικός παράγοντας είναι η σκίαση και η αιθριότητα της ατμόσφαιρας.

Επομένως όταν κάνουμε λόγω για επιδεχόμενη ηλιακή ακτινοβολία σε επιφάνεια κάνουμε και την λανθασμένη υπόθεση ότι το κεκλιμένο επίπεδο δέχεται ολόκληρη την ηλιακή ακτινοβολία ανά πάσα στιγμή ανεξάρτητα των καιρικών συνθηκών. Ο σημαντικότερος παράγοντας είναι η νέφωση και πρέπει να λαμβάνεται πάντα στον υπολογισμό της ακτινοβολίας μέσω ενός δείκτη αιθριότητας ο οποίος για την Αθήνα υπολογίζεται από στατιστικά στοιχεία που συλλέγει η ΕΜΥ (στρατιωτική υπηρεσία και εθνική υπηρεσία μετερεωλογίας). Για να γίνει κατανοητή η επίδραση σκίασης και αιθριότητας πρέπει να γίνει πρώτα μία εισαγωγική ανάλυση των στοιχειωδών μεγεθών της ακτινοβολίας. Ο ασφαλέστερος τρόπος υπολογισμού της μηνιαίας μέσης ακτινοβολίας μιας ημέρας στη διεθνή βιβλιογραφία συμβολίζεται μη $\overline{H}$ και αναφέρεται ως μέση ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου και φυσικά προκύπτει πάντοτε μετά από επεξεργασία μετρήσεων του τόπου που μας ενδιαφέρει και εδώ της Αθήνας. Ο διαχωρισμός της συνολικής ακτινοβολίας σε οριζόντια επιφάνεια στις συνιστώσες διάχυσης και δέσμης παρουσιάζει ενδιαφέρον για δύο λόγους. Πρώτον, οι μέθοδοι για τον υπολογισμό της συνολικής ακτινοβολίας σε επιφάνεια διαφορετικού προσανατολισμού από δεδομένα οριζόντιας επιφάνειας απαιτούν ξεχωριστή διαχείριση της ακτινοβολίας δέσμης και διάχυσης. Δεύτερον, οι εκτιμήσεις για επιδόσεις μακράς περιόδου σε συγκεντρωτικούς συλλέκτες θα πρέπει να βασιστούν σε εκτιμήσεις διαθεσιμότητας ακτινοβολίας δέσμης.

Οι παρούσες μέθοδοι για την εκτίμηση της κατανομής βασίζονται σε μελέτες διαθέσιμων δεδομένων μετρήσεων, που είναι επαρκείς για τον πρώτο σκοπό αλλά λιγότερο επαρκείς για τον δεύτερο. συσχέτιση μπορεί να μην είναι επαρκώς αντιπροσωπευτική για μια συγκεκριμένη ώρα, αλλά σε μεγάλο πλήθος ωρών αντιπροσωπεύει επαρκώς το κλάσμα διάχυσης.

Η ενέργεια Fs, που εκπέμπεται από τον ήλιο ανά μονάδα επιφάνειας του και ανάμονάδα χρόνου (ροή ενέργειας) μπορεί να υπολογιστεί αν θεωρήσουμε ότι ο ήλιοεκπέμπει ακτινοβολία σαν ένα μέλαν σώμα θερμοκρασίας Teff περίπου 5800° K, δηλαδή:

$$F_S = \sigma T_{eff}^4 = 6.42\ [kW/cm^2] \qquad (2.3.2)$$

Όπου σ είναι η σταθερά των Stefan – Boltzmann (5.6697 10^{-12} [$Wcm^{-2}deg^{-4}$])

Αν Rs είναι η μέση ακτίνα του ηλίου (περίπου 696 x103km), τότε η ακτινοβολούμενηενέργεια ανά μονάδα χρόνου (δηλαδή η ισχύς) από όλη την επιφάνειά του και σε όλοτο ηλεκτρομαγνητικό φάσμα θα είναι:

$$E_{sol} = F_s 4\pi R_s^2 \qquad (2.3.3)$$

Η ενέργεια αυτή διαδίδεται σφαιρικά προς όλες τις διευθύνσεις, σχεδόν ισότροπα, και έτσι σε κάποια απόσταση από τον ήλιο κατανέμεται σε μία σφαιρική επιφάνεια, ακτίνας ίσης με την απόσταση αυτή, εφόσον βέβαια δεν συμβαίνει καμία απορρόφηση στο μεσοαστρικό διάστημα.

$$F_a = \frac{E_{sol}}{4\pi a^2} \qquad (2.3.4)$$

Συνεπώς σε κάποια χρονική στιγμή που η γη βρίσκεται σε απόσταση α από τον ήλιο η ροή ενέργειας στη θέση αυτή θα είναι:

$$S = F_s (\frac{R_s}{d_m})^2 \qquad (2.3.5)$$

Η απόσταση όμως της γης από τον ήλιο δεν είναι σταθερή. Αν θεωρήσουμε ότι η μέση απόσταση ηλίου γης είναι, τότε στην απόσταση αυτή η ροή της ηλιακής ενέργειας θα είναι :

$$E_f = F_s \pi (\frac{R_s R_f}{d_m})^2 \qquad (2.3.6)$$

Είναι φανερό λοιπόν από την τελευταία σχέση ότι η ενέργεια που δέχεται η Γη από τον ήλιο εξαρτάται από την θερμοκρασία του ήλιου, τις ακτίνες των δύο σωμάτων και από την απόσταση ηλίου – Γης. Λόγω της ελλειπτικής τροχιάς της Γης, η απόσταση αυτή μεταβάλλεται μέσα σε ένα έτος και έχει σαν αποτέλεσμα την διακύμανση της ενέργειας που δέχεται η γη κατά περίπου ±4%. Ο Ήλιος

βρίσκεται στην πλησιέστερη θέση προς τη γη κοντά (4 Ιανουαρίου) στο χειμερινό ηλιοστάσιο (21 Δεκεμβρίου) και στην πλέον απομακρυσμένη κατά το θερινό ηλιοστάσιο (21 Ιουνίου). Συνεπώς κατά τον Δεκέμβριο η γη δέχεται περισσότερη ενέργεια από τον ήλιο από ότι τον Ιούνιο, αλλά για λόγους που θα δούμε στα επόμενα δεν γίνεται αυτή η διαφορά εύκολα αντιληπτή από τις ανθρώπινες αισθήσεις.

Η ποσότητα της ηλιακής ενέργειας η οποία είναι διαθέσιμη σε έναν τόπο κάποια χρονική στιγμή εξαρτάται κυρίως από την γεωμετρία της θέσης του τόπου σχετικά με τον ήλιο, όπως επίσης και από ατμοσφαιρικούς παράγοντες που έχουν σαν αποτέλεσμα την εξασθένιση της ηλιακής ακτινοβολίας πριν αυτή φτάσει στο έδαφος (π.χ. σύννεφα, αιωρήματα, αέρια και συστατικά). Η γεωμετρία καθορίζει ουσιαστικά την γωνία με την οποία οι ηλιακές ακτίνες διαπερνούν την ατμόσφαιρα και φτάνουν στο έδαφος.

Ας θεωρήσουμε μία δέσμη ακτίνων που συναντά μία στοιχειώδη επιφάνεια da και περιορίζεται στη στερεά γωνία dω, σχηματίζει δε γωνία θ με την κάθετη στη στοιχειώδη επιφάνεια. Η ενέργεια dEν, που περιέχεται σε ένα εύρος συχνοτήτων dν και διαπερνά την da σε χρονικό διάστημα dt είναι:

$$dE = Idvdtd\omega da\cos\theta \qquad (2.3.7)$$

Όπου με I συμβολίζεται η ένταση της μονοχρωματικής ακτινοβολίας.

Ας επικεντρωθούμε όμως πιο αναλυτικά και διεξοδικά στον παράγοντας της αιθριότητας. Η μέθοδος των δεικτών αιθριότητας της ατμόσφαιρας αποτελεί μία εμπειρική μέθοδο ανάλυσης της ηλιακής ακτινοβολίας στις επιμέρους συνιστώσες της (άμεση-διάχυτη). Το γεγονός ότι είναι απλή στην εφαρμογή ενώ παράλληλα δίνει ικανοποιητική ακρίβεια αποτελεσμάτων, την έχει καταστήσει την πλέον χρησιμοποιούμενη μέθοδο εδώ και πολλά χρόνια. Βασίζεται στον υπολογισμό των ακόλουθων δεικτών που αναφέρονται αμέσως πιο κάτω.

Μέσος μηνιαίος δείκτης αιθριότητας K_T, καλείται ο λόγος της μέσης μηνιαίως ημερήσιας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο για κάθε μήνα,

$\overline{H}$, προς την εκτός γήινης ατμόσφαιρας μέση μηνιαίως ημερήσια ακτινοβολία, $\overline{H}_o$, για κάθε μήνα και δίνεται από τη σχέση [1]:

$$\overline{K}_T = \frac{\overline{H}}{\overline{H}_o} \tag{2.3.8}$$

Ημερήσιος δείκτης αιθριότητας, K_T, καλείται ο λόγος της ημερήσιας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο H , προς την εκτός γήινης ατμόσφαιρας ημερήσια ακτινοβολία, H_o για κάθε μήνα:

$$K_T = \frac{H}{H_o} \tag{2.3.9}$$

Ωριαίος δείκτης αιθριότητας, k_T ,καλείται ο λόγος της ωριαίας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο οριζόντιο επίπεδο I, προς την εκτός γήινης ατμόσφαιρας ωριαία ακτινοβολία στο οριζόντιο επίπεδο, I_o:

$$k_T = \frac{I}{I_o} \tag{2.3.10}$$

Οι τιμές των $\overline{H}$, H , I , I_o είναι από μετρήσεις της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντια επιφάνεια με τη χρήση πυρανομέτρων. Οι δείκτες αυτοί μπορεί να θεωρηθεί ότι αποτελούν ένα μέτρο της σχετικής διαπερατότητας της ατμόσφαιρας στην ηλιακή ακτινοβολία. Όσο περισσότερο αίθρια είναι ωστόσο η ατμόσφαιρα, τόσο μεγαλύτερη είναι η ένταση της άμεσης ακτινοβολίας και μικρότερο το ποσοστό της διάχυτης επί της ολικής.

Ωστόσο, κρίνεται απαραίτητος ο διαχωρισμός της άμεσης και της διάχυτης συνιστώσας της ακτινοβολίας για τον υπολογισμό της ολικής ακτινοβολίας σε κεκλιμένη επιφάνεια, η οποία και απαιτεί χωριστούς υπολογισμούς. Να επισημανθεί εδώ τι ακριβώς είναι τα πυρανόμετρα. Πυρανόμετρα ή ηλιόμετρα: είναι όργανα για μέτρηση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίτει σε οριζόντιο επίπεδο και είναι ευαίσθητα στην περιοχή από 0.3 μέχρι 3μm. Έχουν ημισφαιρικά καλύμματα από γυαλί και εσωτερικά, λευκούς και μαύρους δίσκους, για να ανακλούν και να απορροφήσουν την ηλιακή ακτινοβολία.

Η διαφορά θερμοκρασίας των δίσκων είναι ανάλογη της ολικής ακτινοβολίας, που προσπίπτει σ' αυτούς και μετράται με σειρά θερμοζευγών, που τη

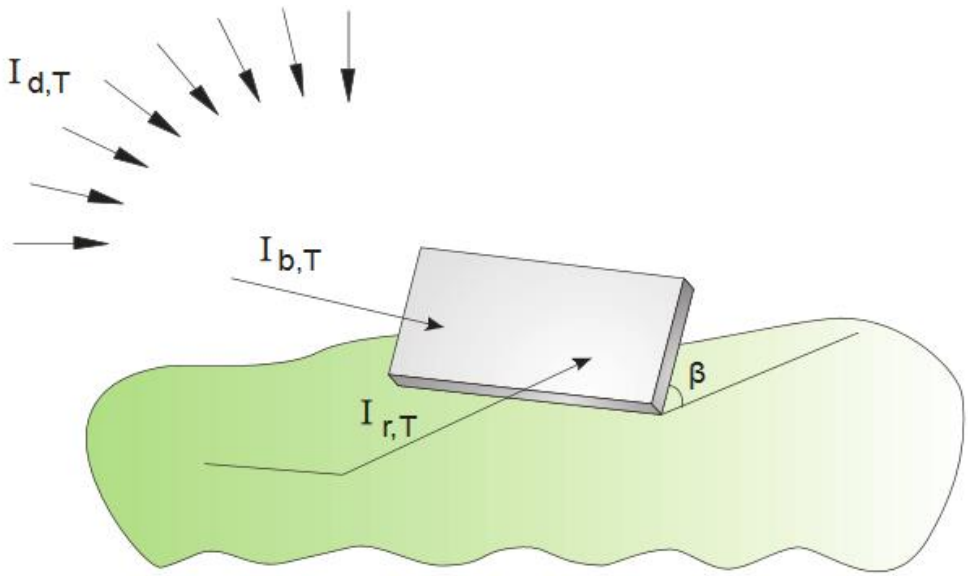
μετατρέπουν σε ηλεκτρικό σήμα της τάξης των μm. Τα πυρανόμετρα συνδέονται με καταγραφικά και ολοκληρωτές, για να μετρούμε την ολική ηλιακή ακτινοβολία για μεγάλο χρονικό διάστημα

Κεφάλαιο 3

Ακτινοβολία Κεκλιμένου Δαπέδου

3.1 Ανάλυση ακτινοβολίας σε κεκλιμένο επίπεδο

Η ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ένα κεκλιμένο επίπεδο στην επιφάνεια του εδάφους αποτελείται από τρείς συνιστώσες: την άμεση που προέρχεται από τον ηλιακό δίσκο, τη διάχυτη που προέρχεται από τον ουράνιο θόλο και την ανακλώμενη που προέρχεται από το έδαφος της γύρω περιοχής.



Σχήμα 3.1.1 Ακτινοβολία σε κεκλιμένο δάπεδο [11].

Η άμεση ακτινοβολία που θα δεχθεί το επίπεδο εξαρτάται από την γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων. Η διάχυτη και ανακλώμενη ακτινοβολία που δέχεται το κεκλιμένο επίπεδο δεν εξαρτώνται από τον προσανατολισμό

του επιπέδου και ούτε προέρχονται απ' όλο τον ουράνιο θόλο ή το έδαφος της γύρω περιοχής.

Έτσι η διάχυτη ακτινοβολία που δέχεται το κεκλιμένο επίπεδο θα προέρχεται μόνο από το τμήμα του ουρανού που " βλέπει " το επίπεδο. Έπειτα απ' αυτά για τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας στο κεκλιμένο επίπεδο θα πρέπει να ληφθεί υπ' όψη για κάθε μία από τις συνιστώσες και ένας διορθωτικός συντελεστής.

Ο διορθωτικός συντελεστής για την άμεση ηλιακή ακτινοβολία (R_b), είναι ο λόγος της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στο κεκλιμένο επίπεδο (I_{bT}), προς αυτήν στο οριζόντιο επίπεδο (I_b).

Ο συντελεστής αυτός δίνεται από την ακόλουθη σχέση [1]:

$$R_b = \frac{I_{bT}}{I_b} = \frac{\cos\theta}{\cos\theta_Z} = \frac{\cos\theta}{\cos\varphi\cos\delta\cos\omega + \sin\varphi\sin\delta} \qquad (3.1.1)$$

Απ' την εξίσωση αυτή γίνεται φανερό οτι για ένα συγκεκριμένο τόπο η τιμή του R_b μεταβάλλεται κατά την διάρκεια της ημέρας και του έτους. Ο υπολογισμός της συνιστώσας για την διάχυτη ακτινοβολία βασίζεται στην υπόθεση οτι η διάχυτη είναι ισοτροπική, δηλαδή είναι ομοιόμορφα κατανεμημένη απ' τον ουράνιο θόλο. Ο διορθωτικός συντελεστής για την διάχυτη ακτινοβολία (R_d) είναι ο λόγος της διάχυτης ακτινοβολίας που προσπίπτει στο κεκλιμένο επίπεδο (I_{dT}) προς αυτήν στο οριζόντιο (I_d). Από ολόκληρη την διάχυτη ακτινοβολία που προέρχεται απ' τον ουράνιο θόλο, ένα μόνο ποσοστό δέχεται το κεκλιμένο επίπεδο. Το ποσοστό αυτό είναι ο λόγος του τμήματος του ουράνιου θόλου που βλέπει το κεκλιμένο, προς ολόκληρη την ημισφαιρική επιφάνεια του ουράνιου θόλου.

Για ένα κεκλιμένο επίπεδο που δεν δέχεται σκίαση, με κλίση β στην επιφάνεια της γής, ο διορθωτικός αυτός συντελεστής είναι :

$$R_d = \frac{I_{dT}}{I_d} = \frac{1+\cos\beta}{2} \qquad (3.1.2)$$

Ο διορθωτικός συντελεστής για την ανακλώμενη ακτινοβολία (R_r), είναι ο λόγος της ανακλώμενης ακτινοβολίας που προσπίπτει στο κεκλιμένο επίπεδο (I_{rT}), προς αυτήν στο οριζόντιο (I_r). Η ανακλώμενη όμως στο οριζόντιο επίπεδο είναι το γινόμενο του συντελεστή ανάκλασης ρ του εδάφους της γύρω περιοχής, επί την ολική ηλιακή ακτινοβολία στο οριζόντιο I. Όπως και στην προηγούμενη περίπτωση έτσι και εδώ, αν υποθέσουμε ότι η ανακλώμενη είναι ισοτροπική, τότε για ένα κεκλιμένο επίπεδο με κλίση β στην επιφάνεια της γής ο διορθωτικός συντελεστής είναι [28] :

$$R_r = \frac{I_{rT}}{I\rho} = \frac{1-\cos\beta}{2},$$

$$I_T - I_b R_b + I_d R_d + I\rho R_r$$

$$\rightarrow$$

$$I_T = I_b \frac{\cos\theta}{\cos\theta_Z} + I_d \frac{1+\cos\beta}{2} + I\rho \frac{1-\cos\beta}{2} \qquad (3.1.3)$$

Η εξίσωση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της ωριαίας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σ' ένα κεκλιμένο επίπεδο με κλίση β, εφόσον θεωρηθούν ότι οι γωνίες θ και θ_z, αντιστοιχούν στο μέσον της αναφερόμενης ώρας. Ο συντελεστής ανάκλασης ρ λαμβάνεται συνήθως 0.2 αλλά όταν η γύρω περιοχή είναι καλυμμένη με χιόνι ο συντελεστής αυτός μπορεί να είναι πολύ υψηλός. Διάφορες τιμές του ρ δίνονται στον παρακάτω πίνακα.

Πίνακας 3.1.1 Είδη επιφάνειας (Αθήνα) και συντελεστής ανάκλασης [28].

Είδος επιφάνειας	**Συντελεστής ανάκλασης**
Φρέσκο χιόνι	0.87
Ξηρή άμμος	0.18
Υγρή άμμος	0.09
Δάσος κωνοφόρων	0.05
Τσιμέντο νέο	0.33
Τσιμέντο παλιό	0.23

Και στο τέλος με συνδυασμός των παραπάνω καταλήγουμε στη σχέση [1].

$$\frac{I_T}{I} = (1-\frac{I_d}{I})R_b + \frac{I_d}{I}(\frac{1+\cos\beta}{2}) + \rho\frac{1-\cos\beta}{2} \qquad (3.1.4)$$

Επίσης για το λόγο $\frac{I_d}{I}$ με βάση το συντελεστή αιθριότητας K και την τιμή του ωριαίου δείκτη έχουμε τις εξής περιπτώσεις [1].

$$\frac{I_d}{I} = \begin{cases} 1-0.09K.K \le 0.22 \\ 0.9511-0.1604K+4.388K^2-16.638K^3+12.336K^4, 0.22 < K \le 0.8 \\ 0.165, K > 0.8 \end{cases} \qquad (3.1.5)$$

Ας δούμε τώρα τις σχέσεις που περιγράφουν την μηνιαία ολική ακτινοβολία της ατμόσφαιρας. Η ίδια διαδικασία που χρησιμοποιήθηκε για τον υπολογισμό της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε κεκλιμένη επιφάνεια I_T, μπορεί επίσης να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της ημερήσιας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο κεκλιμένο επίπεδο H_T. Επειδή στην προηγούμενη εξίσωση ο δεύτερος και τρίτος όρος είναι ανεξάρτητοι απ' την γωνία πρόσπτωσης, η εξίσωση αυτή μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της ημερήσιας ηλιακής ακτινοβολίας στο κεκλιμένο επίπεδο H_T, αρκεί στον πρώτο όρο να χρησιμοποιηθεί ένας διορθωτικός συντελεστής R_b, οι ακτινοβολίες να θεωρηθούν ημερήσιες και, η διάχυτη και ολική ανακλώμενη ότι είναι ισοτροπικές .

Έτσι η εξίσωση θα γίνει [1]:

$$H_T = H_b R_b + R_d(\frac{1+\cos\beta}{2}) + \mathrm{H}\rho(\frac{1-\cos\beta}{2}) \qquad (3.1.6)$$

Όπου ο συντελεστής R_b είναι ο λόγος της ημερήσιας άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στο κεκλιμένο επίπεδο ,H_{bT} προς αυτήν στο οριζόντιο H_b.

Για το βόρειο ημισφαίριο και για επιφάνειες νότιου προσανατολισμού (γ=0) ο συντελεστής αυτός μπορεί να υπολογισθεί από την προηγουέμη σχέση με ολοκλήρωση, από την ωριαία γωνία ανατολής ω_{sr} μέχρι την ωριαία γωνία δύσης ω_{ss} του ήλιου για το κεκλιμένο επίπεδο και από την ωριαία γωνία ανατολής ω_{sr} μέχρι την ωριαία γωνία δύσης ω_{ss} του ήλιου για το οριζόντιο επίπεδο :

$$R_b = \frac{\int_{\omega'_{sr}}^{\omega'_{ss}} \cos\theta d\omega}{\int_{\omega_{sr}}^{\omega_{ss}} \cos\theta_z d\omega}, \text{όπου}$$

$$\omega'_{sr} = -\omega'_{ss}$$

$$\omega_{sr} = -\omega_{ss}$$

$$\text{και}$$

$$R_b = \frac{\cos(\varphi-\beta)\cos\delta\sin\omega'_s + (\pi/180)\omega'_s\sin(\varphi-\beta)\sin\delta}{\cos\varphi\cos\delta\sin\omega_s + (\pi/180)\omega_s\sin\varphi\sin\delta},$$

$$\text{και}$$

$$\omega'_s = \min\{\omega_s, \arccos(-\tan(\varphi-\beta)\tan\delta)\} \qquad (3.1.7)$$

Για τις ηλιακές εφαρμογές, σε αρκετές περιπτώσεις, είναι απαραίτητος ο υπολογισμός της μηνιαίας ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε κεκλιμένο επίπεδο. Στις περιπτώσεις αυτές μπορεί να χρησιμοποιηθεί μία εξίσωση παρόμοια με την προηγούμενη εξίσωση, αρκεί βέβαια ο συντελεστής R_b, να υπολογισθεί για την χαρακτηριστική ημέρα του αντίστοιχου μήνα.

Έτσι η μέση μηνιαία ολική ηλιακή ακτινοβολία στο κεκλιμένο επίπεδο μπορεί να δοθεί από την παρακάτω σχέση [1]:

$$\overline{H}_T = \overline{H}_b\overline{R}_b + \overline{H}_d\left(\frac{1+\cos\beta}{2}\right) + \rho\overline{H}\left(\frac{1-\cos\beta}{2}\right), \qquad (3.1.8)$$

$$\text{όπου}$$

$$\overline{H}_T = \overline{H}\,\overline{R}$$

Απ' την σχέση αυτή είναι πολύ απλό να υπολογισθεί η μηνιαία ολική ηλιακή ακτινοβολία στο κεκλιμένο επίπεδο για μία περιοχή, αρκεί να είναι γνωστές οι τιμές των H και R για τον αντίστοιχο μήνα.

Σε πίνακες δίνονται για αρκετές πόλεις όπως και για την Αθήνα οι μηνιαίες τιμές της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο οριζόντιο επίπεδο καθώς και οι μηνιαίες τιμές του R για διάφορες γωνίες κλίσης.

$$\frac{\overline{H}_T}{\overline{H}} = (1-\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}})R_b + \frac{\overline{H}_d}{\overline{H}}(\frac{1+\cos\beta}{2}) + \rho(\frac{1-\cos\beta}{2}), \qquad (3.1.9)$$

όπου

$$\frac{\overline{H}_d}{\overline{H}} = 1.390 - 4.027\overline{K} + 5.531\overline{K}^2 - 3.108\overline{K}^3 \qquad (3.1.10)$$

και

$$\overline{K} = \frac{\overline{H}}{\overline{H}_o} \qquad (3.1.11)$$

Η εκτός γήϊνης ατμόσφαιρας μέση ημερήσια ηλιακή ακτινοβολία $\overline{H}_o$ μπορεί να υπολογισθεί με ολοκλήρωση της G_o στο χρονικό διάστημα από την ωριαία γωνία ανατολής(ω_{sr}) μέχρι την ωριαία γωνία της δύσης του ήλιου (ω_{ss}).

$$\overline{H}_o = \int_{\omega_{sr}}^{\omega_{ss}} G_{on}\cos\theta_z d\omega \qquad (3.1.12)$$

Και καταλήγουμε στην τελική σχέση [1].

$$H_o = \frac{24\cdot 3600 G_{sc}}{\pi}(1+0.033\cos\frac{360n}{365})(\cos\varphi\cos\delta\sin\omega_s + \frac{\pi\omega_s}{180}\sin\varphi\sin\delta) \qquad (3.1.13)$$

Ας δούμε τώρα την περίπτωση της ηλιακής ακτινοβολίας σε συνδυασμό διαφορετικών κλίσεων και προσανατολισμών. Ειδικότερα η ηλιακή ακτινοβολία που θα δεχθεί μία επιφάνεια, εξαρτάται, εκτός των άλλων, από την κλίση και τον προσανατολισμό της. Για μια επιφάνεια σε ένα συγκεκριμένο τόπο η αύξηση της κλίσης της έχει σαν αποτέλεσμα να δέχεται περισσότερη ακτινοβολία τον χειμώνα από το καλοκαίρι. Έτσι για ηλιακές εφαρμογές που απαιτείται να γίνει χρήση της ενέργειας από τους ηλιακούς συλλέκτες το χειμώνα, η κλίση τους πρέπει να είναι μεγάλη ενώ όταν οι συλλέκτες χρησιμοποιούνται το καλοκαίρι η κλίση τους θα πρέπει να είναι μικρή.

Ένας εμπειρικός κανόνας που ισχύει για την κλίση των συλλεκτών είναι ότι θα πρέπει η κλίση αυτή για το χειμώνα να είναι από 10° μέχρι 15° μεγαλύτερη από το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, ενώ για το καλοκαίρι από 10° μέχρι 15° μικρότερη από το γεωγραφικό πλάτος του τόπου και, για όλο το χρόνο ίση με το γεωγραφικό πλάτος του τόπου.

Κεφάλαιο 4

Προτεινόμενα μοντέλα για την εκτίμηση των ηλιακών μεγεθών

Στην ενότητατα αύτη παρουσιάζεται μια βιβλιογραφική ανασκόπηση των βασικότερων σχέσεων που έχουν προταθεί για την εκτίμηση των διαφόρων μεγεθών των σχετικών με την ηλιακή ακτινοβολία.

4.1 Συσχετίσεις για τα βασικά Ηλιακά χαρακτηριστικά

Οσον αφορά τον παράγοντα αιθριότητας προκειμένου να αποφύγουμε τις πειραματικές μετρήσεις μπορούμε να καταφύγουμε σε εμπειρικές σχέσεις όπως οι κάτωθι [1].

$$\frac{\overline{H}}{\overline{H_c}} = a' + b'\frac{n}{\overline{N}} \tag{4.1.1}$$

$$\frac{\overline{H}}{\overline{H_o}} = a^n - b^n\overline{C} \tag{4.1.2}$$

$$\frac{\overline{H}}{\overline{H_o}} = a + b\frac{\overline{n}}{\overline{N}} \tag{4.1.3}$$

όπου H_c η μηνιαίως μέση ακτινοβολία ημέρας οριζοντίου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας, n το μηνιαίως μέσο πλήθος ωρών ημέρας πλήρους ηλιοφάνειας , N το πλήθος ωρών της μέσης ημέρας του μήνα , 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. Ο λόγος $\frac{\overline{n}}{\overline{N}}$ θεωρείται ως η σημαντικότερη παράμετρος εξεύρεσης των συντελεστών a και b. Εμπειρικά από τον Riedveld έχει δοθεί μία σχέση της μορφής [2].

$$a = 0.1 + 0.24\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \tag{4.1.4}$$

$$b = 0.38 + 0.08\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \tag{4.1.5}$$

Κατά τους Glover και McCulloch προκειμένου να δώσουν πιο ακριβή αποτελέσματα έδωσαν έμφαση και στην επίδραση του γεωγραφικού πλάτους και κατέληξαν στη σχέση:

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} = 0.29\cos\varphi + 0.52\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \tag{4.1.6}$$

Κατά τον Tiwari οι συντελεστές a και b είναι συναρτήσει και του φ και δίνονται ως εξής [3].

$$a = -0.11 + 0.235\cos\varphi + 0.323\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \tag{4.1.7}$$

$$b = 1.449 - 0.553\cos\varphi - 0.694\frac{\bar{n}}{\bar{N}} \tag{4.1.8}$$

Θέτωντας βέβαια στις παραπάνω σχέσεις και περιορισμούς ως προς τα n και N.

Ο Hay με τη σειρά του βασιζόμενος στο γεγονός ότι οι συντελεστές a και b εξαρτώνται εν γένει απόχ την εκάστοτε τοποθεσία και επηρεάζονται από μετερεωλογικούς παράγοντες κατέληξε στον τύπο [4].

$$\frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} = \frac{0.1572 + 0.5566\frac{\bar{n}}{\bar{N}}}{1 - \rho[\rho_a\frac{\bar{n}}{\bar{N}} + \rho_c(1 - \frac{\bar{n}}{\bar{N}})]} \tag{4.1.9}$$

Όπου ρ η ανακλαστικότητα του εδάφους , ρα ανακλαστικότητα του ανέφελου ουρανού (ρ_a= 0.25) , ρ_c ανακλαστικότητα των νεφών (ρ_c= 0.6) και N η τροποποιημένη διάρκεια της ημέρας που αποκλείει ένα μικρό μέρος όταν η

γωνία ζενίθ είναι μεγαλύτερη από 85° (θz> 85°). Η τροποποιημένη διάρκεια της ημέρας N δίνεται από τη σχέση.

$$N = \frac{\arccos\left(\frac{\cos 85^o - \sin\varphi \sin\delta}{\cos\varphi \cos\delta}\right)}{7.5} \tag{4.1.10}$$

Το δε δ έχει ήδη αναφερθεί και υπολογίζεται από τη σχέση.

$$\delta = 23.45 \sin\left[\frac{360(284+n)}{365}\right] \tag{4.1.11}$$

Επομένως μεταβαίνοντας πλέον στο φαινόμενο της αίθριας ατμόσφαιρας ο Hottel [5] ανέπτυξε μία σχέση εκτίμησης της αμέσου ακτινοβολίας τυπικής αίθριας ατμόσφαιρας. Η συγκεκριμένη 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 δίνεται από τη σχέση.

$$\tau_b = \frac{G_{cb}}{G_o} = a_o + a_1 e^{-\frac{k}{\cos\theta_z}} \tag{4.1.12}$$

Όπου με G_{cb} αναφέρεται η άμεσος ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου αίθριας ατμόσφαιρας, G_o η ακτινοβολία οριζοντιου επιπέδου και a_o, a_1, k οι συντελεστές που δίνονται από τις εξής σχέσεις [1].

$$a_o = a_{o^*} r_o \tag{4.1.13}$$

$$a_1 = a_{1^*} r_1 \tag{4.1.14}$$

$$k = r_k k^* \tag{4.1.15}$$

Οι παραπάνω άγνωστοι συντελεστές δίνονται από τον εξής πίνακα.

Πίνακας 4.1.1 Χαρακτηριστικές τιμές συντελεστών [1].

Climate type	r_0	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

Οι δε συντελεστές με αστερίσκο υπολογίζονται από τις εξής σχέσεις.

$$a_o^* = 0.4237 - 0.00821(6 - A^2) \quad (4.1.16)$$

$$a_1^* = 0.5055 - 0.00595(6.5 - A^2) \quad (4.1.17)$$

$$k^* = 0.2711 - 0.0185(2.5 - A^2) \quad (4.1.18)$$

Με το Α να μας δίνει το υψόμετρο σε χλμ για την τυπική αίθρια ατμόσφαιρα ορατότητας 23 χλμ και με Α μικρότερο των 2.5 χλμ.

Για τον υπολογισμό της ολικής ακτινοβολίας αίθριας ατμόσφαιρας απαιτείται και η διάχυτος ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας. Οι Liu και Jordan [29] ανέπτυξαν την παρακάτω εμπειρική σχέση βασιζόμενοι σε πειραματικά δεδομένα :

$$\tau_d = \frac{G_{cd}}{G_o} = 0.271 - 0.2739\tau_b \quad (4.1.19)$$

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 [21] κατέληξαν ότι η ατμοσφαιρικήδιαπερατότητα για διάχυτη ακτινοβολία στην περιοχή της Λισσαβόνας μπορεί να δοθεί από τον τύπο:

$$\tau_d = 0.303 - 0.303\tau_b = 0.303(1-\tau_b) \qquad (4.1.20)$$

Ενώ πάλι οι ίδιοι ερευνητές [14] βρήκαν και συσχετίσεις για τις εξής μεταβλητές οι οποίες σημειωτέον έγιναν με πειραματικά στοιχεία για τη Λισαβώνα η οποία δεν διαφέρει και σε πολλές κλιματικές παραμέτρους από την Αθήνα.

$$G_{cb} = 926[\sin(90^o - \theta_z]^{0.29} \qquad (4.1.21)$$

$$G_{cd} = 131[\sin(90^o - \theta_z)]^{0.6} \qquad (4.1.22)$$

$$G_c = 1057[\sin(90^o - \theta_z)]^{1.17} \qquad (4.1.23)$$

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 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.

Ο δε Brichambaut [14] για τη Γαλλία αυτή τη φορά πρότεινε δύο παρόμοιες σχέσιες όπου ισχύει.

$$G_{cd} = 125[\sin(90^o - \theta_z)]^{0.4} \ \ [\mathrm{W/m^2}] \qquad (4.1.24)$$

Και με τη G_c να δίνεται από τη σχέση:

$$G_c = 1080[\sin(90^o - \theta_z)]^{1.22} \qquad (4.1.25)$$

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

$$G = A\sin(90^o - \theta_z) + B, [W / m^2] \qquad (4.1.26)$$

Όπου A και B εμπειρικοί συντελεστές που εξαρτώνται από τη θολότητα της ατμόσφαιρας και (90° - θ_z) το ηλιακό ύψος.

Στον παρακάτω Πίνακα δίνονται οι τιμές των A και B όπως τις υπολόγισαν οι καθηγητές Σασαμάνογλου και Μακρόγιαννης για την περιοχή της Θεσσαλονίκης – άρα πάλι κοντά στην Αθήνα - για όλους τους μήνες του χρόνου.

Πίανακας 4.1.2 Πειραματικές τιμές συντελεστών A-B για την περιοχή της Θες/νίκης[26] .

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. Εδώ να επισημάνουμε ότι όλα όπως φαίνεται και στον παραπάνω πίνακα προέκυψαν από πειραματικές

μετρήσεις. Αυτές οι μετρήσεις είναι ειδικό κομμάτι της μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας.

Τα δεδομένα που είναι απαραίτητα για τις ηλιακές εφαρμογές διατίθενται από μετεωρολογικούς σταθμούς ή διάφορες μετεωρολογικές υπηρεσίες. Οι περισσότεροι μετεωρολογικοί σταθμοί διαθέτουν δεδομένα ολικής ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε οριζόντια επιφάνεια, για χρονική περίοδό μιας ώρας ή μιας ημέρας. Δεδομένα άμεσης και διάχυτης ακτινοβολίας είναι διαθέσιμα από λιγότερους σταθμούς και κυρίως για τα τελευταία χρόνια, που άρχισε η μελέτη συστημάτων για την αξιοποίηση της ηλιακής ενέργειας. Άλλα μετεωρολογικά στοιχεία, που είναι απαραίτητα για τις ηλιακές εφαρμογές και μετρούνται στους περισσότερους σταθμούς είναι Κυρίως ηλιοφάνεια, νέφωση, υγρασία, θερμοκρασία, ταχύτητα του ανέμου και πίεση.

Γενικά, οι απαιτήσεις δεδομένων ηλιακής ακτινοβολίας ή άλλων μετεωρολογικών παραμέτρων εξαρτώνται από τη συγκεκριμένη εφαρμογή της ηλιακής ενέργειας. Για παράδειγμα, για τη μελέτη των επίπεδων ηλιακών συλλεκτών απαιτούνται τιμές της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας, της θερμοκρασίας, της ταχύτητας του ανέμου και της κατανομής συχνοτήτων της ολικής ακτινοβολίας. Για τα συστήματα αποθήκευσης ηλιακής ενέργειας απαιτούνται πληροφορίες για τη χρονική διάρκεια παραμονής της ηλιακής ακτινοβολίας πάνω από μια ορισμένη τιμή κατωφλιού.

Τα δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας μπορεί να τα πληροφορηθεί κανείς και από μετεωρολογικούς χάρτες. Παγκόσμιοι χάρτες ολικής ηλιακής ακτινοβολίας δημοσιεύθηκαν αρχικά από τους Lof et al. και ξανατυπώθηκαν από τον Jong [14]. Οι χάρτες μεγάλης κλίμακας όμως, πρέπει να χρησιμοποιούνται με προσοχή, επειδή δεν δείχνουν τις τοπικές, φυσικές ή κλιματολογικές συνθήκες, που μπορούν να επηρεάσουν πολύ την τοπική διαθέσιμη ηλιακή ενέργεια. Μπορούν όμως να χρησιμοποιηθούν, για πληροφορίες σχετικά με τις μεταβολές από τόπο σε τόπο τωνχρονικών μέσων τιμών της ηλιακής ακτινοβολίας, όταν δεν υπάρχουν διαθέσιμα τοπικά

δεδομένα. Ειδικά για το κομμάτι της αίθριας ακτινοβολίας ιδιαίτερης χρήσης είναι τα λεγόμενα ατμοσφαιρικά μοντέλα.

Τα ατμοσφαιρικά μοντέλα πρόβλεψης της ηλιακής ακτινοβολίας στηρίζονται στον υπολογισμό της απορρόφησης και σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας από τα ατμοσφαιρικά συστατικά. Απαραίτητα, δεδομένα για ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο είναι τιμές διαφόρων ατμοσφαιρικών παραμέτρων όπως υγρασίας, νέφωσης, ηλιοφάνειας, θερμοκρασίας, πίεσης, ατμοσφαιρικού όζοντος κ.ά. Ένα ατμοσφαιρικό μοντέλο μπορεί να προβλέψει τιμές άμεσης και διάχυτης ακτινοβολίας για μικρά χρονικά διαστήματα.

Έχουν προταθεί διάφορα ατμοσφαιρικά μοντέλα που μπορούν να εφαρμοσθούν σε κάθε τόπο, αν είναι διαθέσιμα τα απαραίτητα δεδομένα. Μερικά από τα πιο αξιόπιστα μοντέλα που προτάθηκαν και εφαρμόσθηκαν σε διάφορους τόπους αναφέρονται σε διάφορες εργασίες μετεωρολόγων και μηχανικών. Τα περισσότερα ατμοσφαιρικά μοντέλα [17] στηρίζονται στη γενική μορφή, που δίνεται από τη σχέση:

$$I = \frac{I_{sc} \cos\theta_c T_G T_R T_w T_p T_c f}{1 - r_a r_s} \qquad (4.1.27)$$

όπου

I, είναι η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στο έδαφος ανά μονάδα ,επιφάνειας και χρόνου,

I_{sc} η. ηλιακή σταθερά,

θ_Z η ζενίθια γωνία,

T_o η διαπερατότητα της ατμόσφαιρας λόγω της απορρόφησης της ακτινοβολίας από τα αέρια της ατμόσφαιρας, όπως το όζον και το οξυγόνο,

T_R η διαπερατότητα λόγω της σκέδασης Rayleigh,

T_w η διαπερατότητα λόγω της απορρόφησης από τους υδρατμούς,

T_ρ η διαπερατότητα λόγω της απορρόφησης και ανάκλασης στο αεροζόλ, (δηλαδή σε στερεά ή υγρά αιωρήματα που υπάρχουν μέσα στην ατμόσφαιρα),

T_c η διαπερατότητα λόγω της απορρόφησης και ανάκλασης στα σύννεφα,

f η σχετική απόσταση της γης από τον ήλιο, r_a η ατμοσφαιρική ανακλαστικότητα και

r_s η ανακλαστικότητα της επιφάνειας.

Πολλοί ερευνητές προτείνουν διάφορες συναρτήσεις για τον υπολογισμό των διαπερατοτήτων από τις τιμές των ατμοσφαιρικών παραμέτρων. Τα ατμοσφαιρικά μοντέλα διακρίνονται σε μοντέλα υπολογισμού της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε συνθήκες καθαρού ουρανού (απουσία νέφωσης) ή σε συνθήκες νεφελώδους ουρανού. Οι συναρτήσεις διαπερατότητας είναι συχνά πολύπλοκες και επομένως απαιτείται η χρήση υπολογιστού μεγάλης μνήμης. Επίσης, οι τιμές των ατμοσφαιρικών δεδομένων για την εφαρμογή ενός ατμοσφαιρικού μοντέλου μετρούνται; από λίγους μετεωρολογικούς σταθμούς και το γεγονός αυτό, κάνει δύσκολη ή αδύνατη την πρόβλεψη της ηλιακής ακτινοβολίας, για κάποιο συγκεκριμένο τόπο.

Φυσικά άξιας αναφοράς έστω και σύντομα είναι τα στοχαστικά μοντέλα που αναφέρονται στην αβεβαιότητα χωρίς να γνωρίζουμε παρελθοντικά στοιχεία και κερδίζουν συνεχώς έδαφος και στον τομέα της ηλιακής ενέργειας ειδικά στην εποχή μας που αρχίζουν να επενδύονται πολύ μεγάλα ποσά. Τα στοχαστικά μοντέλα πρόβλεψης της ηλιακής ακτινοβολίας στηρίζονται στη στατιστική επεξεργασία δεδομένων ηλιακής ακτινοβολίας, χωρίς να απαιτούνται άλλα μετεωρολογικά δεδομένα.

Για να είναι αξιόπιστο ένα στοχαστικό μοντέλο απαιτούνται μετρήσεις πολλών χρόνων. Επειδή συστηματικές μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας είναι διαθέσιμες για λίγα χρόνια και για μικρό αριθμό μετεωρολογικών σταθμών, η ανάπτυξη των μοντέλων αυτών δεν ήταν δυνατή τα πρώτα χρόνια έρευνας (δεκαετία 1970-80), σχετικά με τη διαθέσιμη ηλιακή ενέργεια. Την δεκαετία (1980-90) πολλοί ερευνητές προσανατολίσθηκαν στην κατεύθυνση αξιοποίησης των διαθέσιμων μετεωρολογικών δεδομένων και με τη χρήση υπολογιστού μεγάλης μνήμης προσπαθούν να προβλέψουν,

με στοχαστικές διαδικασίες, διάφορα χαρακτηριστικά της ηλιακής ακτινοβολίας.

Η βάσική παραδοχή στις στοχαστικές διαδικασίες είναι ότι η ηλιακή ακτινοβολία είναι μια στοχαστική μεταβλητή, που εξαρτάται από το χρόνο. Διάφοροι ερευνητές προτείνουν μοντέλα πρόβλεψης της ηλιακής ακτινοβολίας με διαδικασίες Markov ή μοντέλα αυτοσυσχέτιοης. Το πρόβλημα για ένα στοχαστικό μοντέλο είναι, πόσο αξιόπιστα μπορεί να αναπαραγάγει ακολουθίες δεδομένων ηλιακής ακτινοβολίας, ημερήσιων ή ωριαίων, που να έχουν την ίδια στατιστική κατανομή όπως τα πραγματικά. Ενώ τέλος με αυτά που θα ασχοληθούμε και εμείς και έχουμε ήδη αναφέρει τα λεγόμενα εμπειρικά μοντέλα για τα οποία θα γίνει μία σύντομη παρουσίαση. Τα εμπειρικά μοντέλα προϋποθέτουν την ανεύρεση κάποιας εμπειρικής σχέσης ανάμεσα σε διάφορες μετεωρολογικές παραμέτρους.

Τα περισσότερα εμπειρικά μοντέλα προβλέπουν την ολική ηλιακή ακτινοβολία, συσχετίζοντας τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας με τιμές ηλιοφάνειας ή νέφωσης. Οι εμπειρικές παράμετροι των συναρτήσεων σοσχέτισης του μοντέλου έχουν τοπική ισχύ και πρέπει να αναπροσαρμόζονται για κάθε περιοχή. Τα μετεωρολογικά δεδομένα, που απαιτούνται για ένα εμπειρικό μοντέλο, μετρούνται σχεδόν από όλους τους μετεωρολογικούς σταθμούς και είναι δυνατή η ανάπτυξή τους και η χρήση τους στις ηλιακές εφαρμογές. Τα δεδομένα ηλιοφάνειας, όπως αναφέρθηκε και σε προηγούμενη παράγραφο, μετρούνται με τα όργανά Campbell-Stolces, ενώ οι τιμές νέφωσης εκτιμούνται με οπτικές παρατηρήσεις και γι αυτό τα μοντέλα, που στηρίζονται στη συσχέτίση ηλιακής ακτινοβολίας και ηλιοφάνεις, είναι πιο αξιόπιστα από τα μοντέλα που στηρίζονται στο βαθμό νέφωσης. Τα κυριότερα εμπειρικά μοντέλα εκτίμησης της ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος, που χρησιμοποιούνται στις ηλιακές εφαρμογές, είναι τα παρακάτω.

Η ASHRAE 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:

$$G_c = G_{cb} + G_{cd} \tag{4.1.28}$$

$$G_{cb} = G_{cbn} \cos\theta_z \tag{4.1.29}$$

Όπου με G_{cb} αναφερόμαστε στν άμεση ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας ενώ G_{cbn} είναι η άμεση ακτινοβολία αίθριας ατμόσφαιρας καθέτου επιπέδου στη διεύθυνση των ηλιακών ακτίνων και θ_z η γνωστία γωνία ζενίθ για τα οποία ισχύουν.

$$G_{cbn} = Ae^{(-\frac{B}{\cos\theta_Z})} \tag{4.1.30}$$

$$G_{cd} = CG_{cbn} \tag{4.1.31}$$

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:

Πίνακας 4.1.3 Συντελεστών A-B-C. [14]

	$A(W/m^2)$	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 Sinagra πρότειναν και αυτοί το δικό τους μοντέλο [14]. Η εξασθένηση της στιγμιαίας άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας αίθριας ατμόσφαιρας μπορεί να περιγραφεί από τον εξής εκθετικό νόμο :

$$G_{cb} = Ae^{-Bm} \tag{4.1.32}$$

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 [15] πρότεινε μια σχέση που αποφεύγει τους υπολογισμούς αυτούς :

$$\frac{G_{cb}}{G_b} = e^{[a_1 + b_1 l - a_3(d-400)] - [a_2 + b_2 l + b_3(d-400)m]} \tag{4.1.33}$$

όπου ο G η στιγμιαία ηλιακή ακτινοβολία εκτός ατμοσφαίρας και l το καθιζήσιμο βάθος νερού για υποτιθέμενη περιεκτικότητα σε σκόνη d=400 [particles/cm^3].

Θεωρώντας ότι η αέριος μάζα κυμαίνεται από 1 έως 5, οι συντελεστές $\alpha_1 - \alpha_2 - \alpha_3 - b_1 - b_2 - b_3$

λαμβάνονται :

$$a_1 = -0.13491$$
$$a_2 = 0.13708$$
$$a_3 = 0.368 \cdot 10^{-4}$$
$$b_1 = -0.00428$$
$$b_2 = 0.00261$$
$$b_3 = 1.131 \cdot 10^{-4}$$

Ο δε υπολογισμός του l απαιτεί η γνώση της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε υδρατμούς και δίνεται από τη σχέση.

$$\delta(h) = \delta_o e^{(-\frac{h}{H} - Bh^2)} \tag{4.1.34}$$

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 = 2km και B = 0 . Από την ολοκλήρωση της τελευταίας σχέσης προκύπτει ότι :

$$l = \int_h^{\infty} \delta(y)dy = 2\delta(h) \tag{4.1.35}$$

Στο δε επίπεδο της θάλασσας όπου h = 0 ισχύει.

$$l = 2\delta_o \tag{4.1.36}$$

Και το δ_o δίνεται από τη σχέση.

$$\delta_o = m^* \varphi \tag{4.1.37}$$

Και φ εδώ για να μην υπάρξει σύγχυση είναι η γνωστή σχετική υγρασία [%] ενώ m^* η πυκνότητα των κορεσμένων υδρατμών.

4.2 Δείτκης Αιθριότητας Πειραματικά μοντέλα

Για τη μέση μηνιαίως ημερήσια διάχυτη ακτινοβολία, έχουμε τη σχέση των Collares-Pereira, Rabl [17]:

$$\frac{\overline{\mathrm{H}}_d}{\overline{\mathrm{H}}} = 0.775 + 0.00606(\omega_s - 90) - [0.505 + 0.00455(\omega_s - 90)]\cos(115\overline{K}_T - 103) \tag{4.2.1}$$

Ομοίως, για τη διάχυτη συνιστώσα της ημερήσιας ακτινοβολίας προτείνονται οι σχέσεις των Collares-Pereira και Rabl [17]:

$$\frac{H_d}{H} = \left\{ \begin{matrix} 0.99, K_T \le 0.17 \\ 1.188 - 2.272K_T + 9.473K_T^{\ 2} - 21.865K_T^{\ 3} + 14.648K_T^{\ 4}, 0.17 \le K_T \le 0.75 \\ -0.54K_T + 0.632, 0.75 \le K_T \le 0.80 \\ 0.2, K_T \ge 0.8 \end{matrix} \right\} \tag{4.2.2}$$

Τέλος, για τον υπολογισμό των συνιστωσών της ωριαίας ακτινοβολίας, έχουν προταθεί διάφορες μέθοδοι, η πιο απλή και ακριβής από τις οποίες προτείνει τις σχέσεις των Orgill και Hollands [17]:

$$\frac{I_d}{I} = \begin{cases} 1-0.09k_T, k_T \le 0.22 \\ \{0.9511-0.1604k_T+4.388k_T^{\ 2}-16.638k_T^{\ 3}+12.336k_T^{\ 4}, 0.22 < k_T \le 0.80\} \\ 0.165, k_T > 0.80 \end{cases} \quad (4.2.3)$$

Σε αρκετές περιπτώσεις, είναι επιθυμητός ο υπολογισμός ωριαίων τιμών της ηλιακής ακτινοβολίας, ενώ υπάρχουν ημερήσια δεδομένα. Έτσι, εισάγεται ο συντελεστής r_t, ο οποίος εκφράζει το πηλίκο της ωριαίας ακτινοβολίας προς την ημερήσια και δίνεται από τη σχέση [1]:

$$r_t = \frac{I}{H} = \frac{\pi}{24}(a + b\cos\omega)\frac{\cos\omega - \cos\omega_s}{\sin\omega_s - \frac{\pi\omega_s\cos\omega_s}{180}} \quad (4.2.4)$$

Ας περάσουμε τώρα σε πιο πειραματικές προσεγγίσεις για την ακτινοβολία αιθρίας ατμόσφαιρας δηλαδή τη μέγιστη δυνατή γνωστή και ως ΑΑΑ η CSI στην αγγλική βιβλιογραφία από το clear-sky irradiance [20].

Η μοντελοποίηση σχέσεων ΑΑΑ αποτελεί όπως είπαμε ουσιαστικό συστατικό της εκτίμησης της ηλιακής πηγής σε κάθε σημείο που μας ενδιαφέρει και φυσικά στην εφαρμογή των φωτοβολταικών και ηλιακών πύργων. Ειδικότερα στις ηλιακές εγκαταστάσεις, τα πιο κοινά ΑΑΑ μοντέλα παρέχουν ευρείας χρήσεως προβλέψεις ακτινοβολίας βασιζόμενα σε απλοποιήσεις και παραδοχές και φυσικά σε εμπειρικά συστατικά μέρη σε σχέση με τα πιο ανθεκτικά στο χρόνο μέχρι στιγμή ατμοσφαιρικά μοντέλα που ήδη έχουμε δεί και παρουσιάσει αναλυτικά.

Για το λόγο αυτό αυτά τα κοινά μοντέλα ΑΑΑ πρέπει να υπόκεινται σε σε συνεχείς ποιοτικούς ελέγχους και εκτιμήσεις για να εξακριβώσουμε ποιες απλοποιήσεις μπορούν να συνεχίσουν να εφαρμόζονται και ποιες πρέπει να αφαιρεθούν και να προστεθούν νέες. Παραδοσιακά αυτές οι εκτιμήσεις αποτελούσαν τις άμεσες συγκρίσεις απέναντι στις υψίστης ποιότητας παρατηρήσεις εδάφους. Έτσι ενδεικτικά θα αναφερθούν κάποια μοντέλα για διαφορετικές κλιματικές περιοχές και με βάση το ημι-ξηρό μεσογειακό κλίμα

της Αθήνας θα επιλεγεί η καταλληλότερη. Γενικά η ηλιακή ενέργεια και οι εφαρμογές της απαιτούν λογικές και ακριβείς εκτιμήσεις της πηγής δηλαδής της ηλιακής ακτινοβολίας. Παρόλαυτα, εξαρτόμενοι από τον τύπο εφαρμογής, το μέγεθος και το κόστος πρέπει να γίνουμε περισσότερο η λιγότερο αυστηροί σε αυτές τις εκτιμήσεις. Για παράδειγμα σε μεγάλα έργα όπως τις λεγόμενες φάρμες ηλιακών, η απόδοση σε οικονομικούς όρους πρέπει οπωσδήποτε να επισημανθεί το οποίο σημαίνει ότι δεν υπάρχει η παραμικρή ανοχή για σφάλματα. Για τέτοια μεγάλα έργα, τα δεδομένα μια εικοασαετία τώρα παρέχονται από ατμοσφαιρικά όργανα υποβοηθούμενα από δορυφόρους παρέχοντας χρονοσειρές με πολύ μικρό χρονικό βήμα ακριβώς πάνω στην υπό έρευνα τοποθεσία.

Όμως τον τελευταίο καιρό η αξιοπιστία αυτής της μεθόδου των χρονοσειρών έχει αρχίσει να αμφισβητείτε ειδικά για το λόγο της εξαρτησής τους σε εν δυνάμει πιθανά παραπλανητικά δεδομένα αίθριας ατμόσφαιρας. Βέβαια οι συνθήκες αίθριας ατμόσφαιρας που φυσικά αποτελούν τις ονομαστικές βέλτιστες συνθήκες λειτουργίας είναι και το επιθυμητό. Έτσι ενώ μέχρι στιγμής η συλλογή δεδομένων με δορυφόρους αποτελεί την πιο σημαντική εφαρμογή εκτίμησης ακτινοβολίας αίθριας ατμόσφαιρας έχουν διερευνηθεί και άλλες μέθοδοι. Κοινό τους στοιχείο είναι η εκτίμηση της απόδοσης των ηλιακών συλλεκτών, της πρόβλεψης μελλοντικής αίθριας ατμόσφαιρας, την ακτινοβολία από αεροζόλ δηλαδή φθοριούχα και αρκετοί άλλοι παράγοντες.

Οι χρονοσειρές από δορυφόρους συνήθως κατασκευάζονται συνδυάζονται στοιχεία αίθριας με ένα υπολογιστικό μοντέλο που συνδυάζει όλες τις επιδράσεις των χρονικών στιγμών με νέφωση και φυσικά την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας στο έδαφος από άλλα υλικά (ένα γυμνό βουνό από λεία ορυκτά η λίθου). Αυτό το επιτυγχάνουν οι αισθητήρες των δορυφόρων από τις ανακλάσεις που δέχονται. Ο συνδυασμός των δύο στοιχειωδώς ανεξάρτητων διεργασιών (αίθριας και νεφώδους) ακολουθεί έναν πολλαπλασιαστικό κανόνα αξιοπιστίας έτσι ώστε να ανάγεται μία εξάρτηση για όλες τις συνθήκες στην ιδανική της μηδενικής νέφωσης.

Εδώ να επισημανθούν τα σφάλματα τα οποία έχουν να κάνουν με ακτινοβολίες από φθοριούχα στοιχεία στην ατμόσφαιρα και το ρίσκο είναι πολύ μεγαλύτερο για την άμεση ακτινοβολία από τη συνολικά στη γη με παράγοντα 3 προς 4. Έτσι όλες οι προσεγγίσεις επικεντρώθηκαν σε δύο παρόμοιες μεθόδους, τη σύγκριση μοντελοποιημένων προβλέψεων διενεργηθέντων στο συγκεκριμένο τοπίο όπως την Αθήνα και στη μέθοδο των πλεγμάτων η κελιών, όπου όλες οι μέθοδοι περιέχουν το στοιχείο της πειραματικής συλλογής στοιχείων.

Ας περάσουμε λοιπόν στα προτεινόμενα μοντέλα [20].

Μοντέλο του Tracy και συνεργατών με χρονικό βήμα τα 30 λεπτά και περιοχή έρευνας τις ΗΠΑ.

Βασίζεται στην εξής παραδοχή. Όλοι οι οργανισμοί ανταλλάσσουν ενέργεια με το περιβάλλον τους όπως αναφέρει ο Gates. Έτσι μία από τις σημαντικότερες πηγές αυτές είναι ο ήλιος. Έτσι έχουμε τη γνωστή εκπομπή-απορρόφηση-ανάκλαση. Το ποσό απορρόφησης στους οργανισμούς-περιβάλλον μπορεί να μετρηθεί άρα τα μοντέλα ακτινοβολίας πρέπει να λάβουν υπόψιν την ελάττωση ενέργειας της ατμόσφαιρας ως συνάρτηση των διαφορετικών μηκών πορείας της ηλιακής ακτίνας σε διαφορετικά υψόμετρα, πλάτη, μήκη και φυσικά χρονικές στιγμές και έτη όπως και την απορρόφηση ατμόσφαιρας (πχ όζον) και της ανάκλασης από παγιδευμένα φθοριούχα αέρια και σωματίδια εκπομπών. Έτσι τρία υπομοντέλα προτάθηκαν από τους Gates, McCullough-Porter και Campbell [20]. Κάθε μοντέλο από αυτά διαφέρει ακριβώς σε αυτή την εκτίμηση της διαφοράς απορρόφησης η απώλειας ενέργειας στην ατμόσφαιρα πάντα για αίθριες συνθήκες. Οι McCullough και Porter το 1971 [20] πρότειναν για τη γωνία απόκλισης.

$$\delta = \arcsin(0.39784993 \sin \xi) \qquad (4.2.5)$$

Όπου το ξ δεν είναι άλλο από το n που έχουμε ήδη δεί παλιότερα και υπολογίζεται σε συνάρτηση της ημέρας του έτους και δίνεται από τη σχέση.

$$\xi = \frac{2\pi}{365}(d-80) + 2\varepsilon(\sin(\frac{2\pi}{365})d - \sin(\frac{2\pi}{365})80) \qquad (4.2.6)$$

Με το ε να είναι η γνωστή εκκεντρότητα της τροχιάς της γης (0.01675), και το d είναι η ημερομηνία Ιουλιανού ημερολογία.

Ο Campbell έξι χρόνια μετά για αίθριες συνθήκες οριζόντιας επιφανείας έκανε κάποιες τροποποιήσεις στον List. Εδώ η άμεση ακτινοβολία, G_b περιγράφεται από μία συνάρτηση της μάζας του αέρα που διαπερνά η ηλιακή ακτίνα δια μέσου της ατμόσφαιρας (m), της διαπερατότητας (α), του φ και της εξωγήινης ηλιακής πυκνότητας ροής (S_{po}) και δίνεται από τη σχέση.

$$G_b = a^m S_{po} \sin\varphi \tag{4.2.7}$$

Η δε μάζα αέρα μπορεί να υπολογισθεί από τιη τοπική ατμοσφαιρική πίεση συναρτήση πάλι του φ και της ατμοσφαιρικής πίεσης σε επίπεδο θαλάσσης και δίνεται από τη σχέση.

$$m = \frac{p}{p_o} \sin\varphi \tag{4.2.8}$$

Το δε φ δίνεται από τη σχέση.

$$\sin\varphi = \sin\lambda \sin\delta + \cos\lambda \cos\delta \cos(0.2618(t - t_o)) \tag{4.2.9}$$

Όπου to είναι ο τοπικός χρόνος για ηλιακό μεσημέρι γνωστό και ως και λ το γεωγραφικό πλάτος.

Ο Gates [20] με τη σειρά του το 1962 πρότεινε ένα διαφορετικό μοντέλο που λαμβάνει υπόψη την ακτίνα της γης (r) ως προς την απόσταση από την ήλιο και τον άξονα περιστροφής της γης, το ποσοστό υδρατμών w, και τη συγκέντρωση σωματιδίων/σκόνης d, οπότε μας δίνει.

$$Q_o = \frac{S_{po}}{r^2} \sin\varphi e^{\{-0.089[p(m/101.3)]^{0.75} - 0.174[w/(m/20)]^{0.6} - 0.083[d(m)]^{0.9}\}} \tag{4.2.10}$$

Αυτό που προφανώς το καθιστά διαφορετικό από τα προηγούμενα μοντέλα είναι η επίδραση της υγρασίας. Συνεχίζοντας οι McCullough και Porter μας έδωσαν ένα πιο σύνθετο μοντέλο για το I_λ ως εξής.

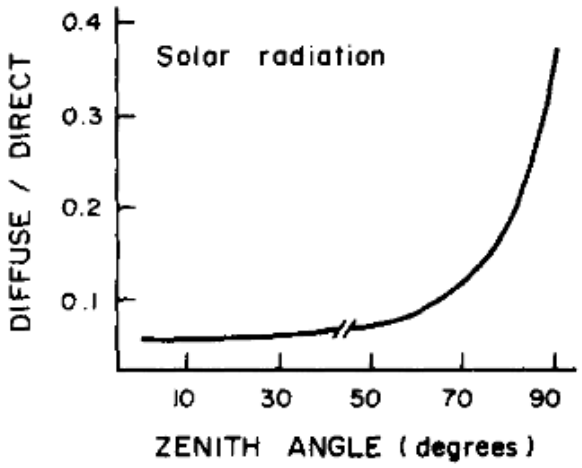
$$\mathrm{I}_\lambda = \frac{S_\lambda}{r^2} \sin\varphi e^j \tag{4.2.11}$$

$$j = -m(\varphi)\{\lambda\tau_R(p/p_o)[A_1(h)] + \lambda\tau_A(25/v_o)[A_2(h)] + \lambda\tau_o(x/0.34)[A_3(h) + \lambda\tau_w\{w[m(\varphi)][\mathrm{A}(h)]\}^{1/2} \tag{4.2.12}$$

Όπου υπάρχει η εξής διάκρης για το m.

$$m(\varphi) = \{ \begin{matrix} \sec(\varphi), \varphi \le 80^o \\ \cos\varphi + 0.25e^{-11\cos\varphi} - 1, 80^o \le \varphi \le 90^o \end{matrix} \qquad (4.2.13)$$

Και $\lambda_{\tau R}$ είναι ο συντελεστή διάχυσης φωτονίων Rayleigh ενώ τα A1 και A2 είναι συντελεστές διόρθωσης ύψους και σωματιδίων αν υπάρχουν. Παρακάτω φαίνονται τα αποτελέσματα στα οποία καταλήξανε συναρτήση της γωνίας ζενίθ.



Σχήμα 4.2.1 άμεση ακτινοβολία/γωνία ζενίθ [21]

Ενώ για τους συντελεστές v, w, d και a πρότειναν τις εξής εκτιμήσεις [21].

Πίνακας 4.2.1 Παράμετροι Porter και McCullough

Symbol	Parameter (units)	Models	Estimate (SD)	Coefficient of variation (%)
w	Precipitable water (mm)	Gates (1962), McCullough and Porter (1971)	6.93 (3.03)	38
d	Haze/dust concentration (particles cm^{-3})	Gates (1967)	0.896 (0.298)	29
v	Visibility (km)	McCullough and Porter (1971)	70.0 (40.0)	58
a	Atmospheric transmission coefficient (dimensionless, between 0 and 1)	Campbell (1977)	0.83 (0.04)	4.2

Ας εστιάσουμε τώρα σε κάποια βασικά σημεία των τριών μοντέλων. Καταρχάς όπως έχουμε ήδη αναφέρει είναι εργαλεία εκτίμησης και απουσίας πειραματικών δεδομένων για τον χρήστη. Έγινε η υπόθεση ομοιόμορφης ηλιακής ροής και βρέθηκε πως δεν υπήρχε κάποια αξιόλογη διαφοροποίηση των εισερχόμενων παραμέτρων υπόθεσης με τη συνάρτηση της ημέρας.

- Louche και συνεργάτες, περιοχή εκτίμησης Γαλλία

Πρότεινε την εξής σχέση προς χρήση:

$$I_n = E_o \sum_{\lambda=0}^{\infty} I_{onk} \tau_\lambda \Delta\lambda \tag{4.2.14}$$

Η οποία είναι η άμεση ακτινοβολία και αποτελεί μία κουραστική μέθοδο υπολογισμού, όπου αναλύονται διεξοδικά οι εξής παράμετροι.

$$I_{n\lambda} = \mathrm{E}_o \mathrm{I}_{on\lambda} \tau_\lambda \tag{4.2.15}$$

$$\tau_\lambda = \tau_{r\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{w\lambda} \tau_{\alpha\lambda} \tag{4.2.16}$$

$$\tau_\lambda = e^{-k_\lambda m} \tag{4.2.17}$$

$$k_{\alpha\lambda} = \beta_\lambda^{-\alpha} \tag{4.2.18}$$

Επίσης για να αποφύγουμε τους επαναληπτικούς υπολογισμούς και το κόστος χρόνου πρότεινε την εξής εκτίμηση.

$$I_n = E_o I_{sc} \tau \tag{4.2.19}$$

Όπου για το τ έδωσε την εξής σχέση.

$$\tau = \tau_r \tau_o \tau_g \tau_w \tau_\alpha \tag{4.2.20}$$

Και για το τ_o.

$$\tau_o = \frac{\sum_{\lambda=0}^{\infty} I_{on\lambda} e^{-\beta\lambda^{-o} m_o} \Delta\lambda}{\mathrm{I}_{sc}} \tag{4.2.21}$$

Ενώ εισήγαγε και τις παραμέτρους σφάλματος MBE και RMSE.

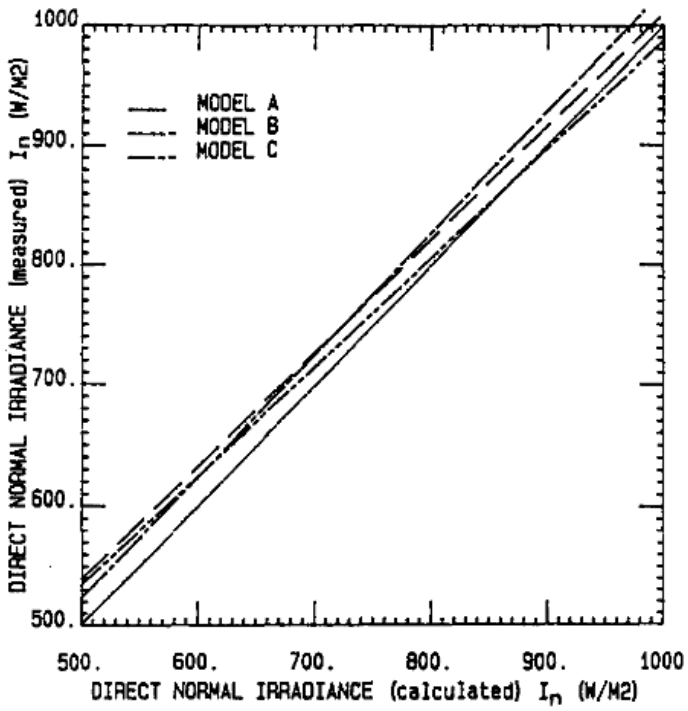
Στην ουσία πρότεινε τρείς διαφορετικές παραλλαγές του μοντέλου ως εξής για την ημερήσια ακτινοβολία.

$$I_n = 0.9418 I_{n,calc} + 68.545, (A) \tag{4.2.22}$$

$$I_n = 1.0129 I_{n,calc} + 16.934, (B) \tag{4.2.23}$$

$$I_n = 0.9058 I_n + 81.779, (C) \tag{4.2.24}$$

Για τις οποίες παραλλαγές κατέληξε ότι η C είναι η πιο ακριβής για τον προσδιορισμό της άμεσης ακτινοβολίας, η B για τη διάχυτη και την G ενώ η A υστερεί των δύο προηγούμενων σε όλα.



Σχήμα 4.2.2 Άμεση ακτινοβολία-μετρημένη με εκτιμητέα [17]

- Gueymard – Βέλγιο, Καναδάς, Γαλλία, Ινδία, Ελβετία και ΗΠΑ

Αυτός πρότεινε το μοντέλο MAC το οποίο προέκυψε από τις συνεχείς προσπάθειες του πανεπιστημίου McMaster βασίζεται και αυτό στην απορρόφηση και στην κάθε φάση απορρόφησης στην ατμόσφαιρα.

Υπολογίζει την διαχυτέα ακτινοβολία ως [5].

$$E_d = E_{on}[0.5T_oT_{Ao}T_{As}(1-T_R) + B_A(T_oT_RT_{Aa} - a_w)(1-\mathrm{T}_{As})] \quad (4.2.25)$$

$$E_{bn} = E_{on}(T_oT_RT_{Aa}T_{As} - a_w) \quad (4.2.26)$$

$$T_o = 0.95545 \quad (4.2.27)$$

$$T_{As} = 1 - w_A(1-T_A) \quad (4.2.28)$$

$$T_R = 1/[1+\exp(-2.12182 + 0.791532\ln m_R - 0.024761\ln^2 m_R)] \quad (4.2.29)$$

$$B_A = 0.93 - 0.21\ln m_R \quad (4.2.30)$$

$$B'_A = 0.8236 \quad (4.2.31)$$

$$T'_A = k^{1.66} \quad (4.2.32)$$

$$\rho_s = 0.0685 + w_A(1-\mathrm{T}'_A)(1-\mathrm{B}'_A) \quad (4.2.33)$$

Κατόπιν συνέστησε το μοντέλο CPCR2 το οποίο βασίζεται σε μία πιο ανθεκτική προσέγγιση από το προηγούμενο μοντέλο καθώς διαχωρίζει το ηλιακό φάσμα

ακτινοβολίας σε δύο εύρη. Ενώ ακολουθεί το μοντέλο Iqbal το οποίο χρησιμοποίησε πειραματικά στοιχεία από την Ελλάδα και δίνει [28].

$$\tau_A = (0.12445a - 0.0162) + (1.003 - 0.125a)\exp[-m_R\beta(1.089a + 0.5123)] \quad (4.2.34)$$

- Badescu – Ρουμανία

Αυτό το μοντέλο βασίστηκε στους εξής δείκτες:

$$MBE = \frac{\sum_{i=1}^{n}(G_{i,comp} - G_{i,meas})}{\sum_{i=1}^{n} G_{i,meas}} \quad (4.2.35)$$

$$MAE = \frac{\sum_{i=1}^{n}| G_{i,comp} - G_{i,meas} |}{\sum_{i=1}^{n} G_{i,meas}} \quad (4.2.36)$$

$$RMSE = \frac{[\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n}(G_{i,comp} - G_{i,meas})^2]^{1/2}}{\frac{1}{n}\sum_{i=1}^{n} G_{i,meas}} \quad (4.2.37)$$

Όπου έχουμε τη σύγκριση πειραματικής με υπολογιστικής τιμής μοντέλου.

- Battles και συνεργάτες για την Ισπανία
- Rigollier και Wald για το Βέλγιο και Γερμανία

Καθώς και άλλα μοντέλα που το καθένα βασίζεται στο γνωστό μοτίβο της απορρόφησης και διάθλασης. Ενδιαφέρον παρουσιάζει ένα καινούριο μοντέλο των Khorasanizadeh, Mohammadi και Goudarzi και βασίζεται στο συντελεστή K_T. Ο συντελεστής αυτός γνωστός και ως ημερήσιος δείκτης αιθριότητας συνδέεται στενά με την ακτινοβολία διάχυσης και γιαυτό έχει θεωρηθεί ως καθοριστικό στοιχείο της εκτίμησης της ακτινοβολίας διάχυσης δηλαδή το H_d.

Η ημερήσια ολική ακτινοβολία έχει ήδη δοθεί ως σχέση των:

$$G_{sc} - n - \varphi - \delta - \omega_s \tag{4.2.38}$$

Θεωρούμε επίσης το κλάσμα διάχυσης η

$$K_{df} = \frac{H_d}{H} \tag{4.2.39}$$

Προτείνονται για το παραπάνω κλάσμα τα εξής 10 μοντέλα :

1. Από τους Page, Iqbal, Barbaro, Lewis, Khogal, Hawas, Muneer, Vingola, McDaniels, Lalas, και αρκετούς άλλους [13].

$$\frac{H_d}{H} = a + b\frac{H}{H_o} \tag{4.2.40}$$

2. Από τους Jain και Tiris.

$$\frac{H_d}{H} = a + b\frac{H_o}{H} \tag{4.2.41}$$

3. Από τον Tiris και συνεργάτες.

$$\frac{H_d}{H} = a + b\exp(H_o / H) \tag{4.2.42}$$

4. Από τους Lealea και Tchinda.

$$\frac{H_d}{H} = a + \exp(bH / H_o) \tag{4.2.43}$$

5. Από τον Boukelia και συνεργάτες.

$$\frac{H_d}{H} = a\exp(bH / H_o) \tag{4.2.44}$$

6. Από τους Lealea και Tchinda ξανά.

$$\frac{H_d}{H} = \ln(a + b\frac{H}{H_o}) \qquad (4.2.45)$$

7. Από τους Boukelia και συνεργάτες ξανά.

$$\frac{H_d}{H} = a + b\log\frac{H}{H_o} \qquad (4.2.46)$$

8. Από τους Barbaro, Lalas, Martinez-Lozano, Said, Trabea, Paliatsos, Tarhan, Sari, Aras, Mubiru, Banda, Jiang, Klein και αρκετούς άλλους [9].

$$\frac{H_d}{H} = a + b\frac{H}{H_o} + c(\frac{H}{H_o})^2$$

(4.2.47)

9. Από τους Klein, Barbaro, Erbs, Vignola, McDaniels, Ibrahim, Tiris, Martinez, Bashabu, Tarhan, Sari, Ulgen, Hepbasli, Li, Bortolini και άλλους [9].

$$\frac{\mathrm{H}_d}{H} = a + b\frac{H}{H_o} + c(\frac{H}{H_o})^2 + d(\frac{H}{H_o})^3 \qquad (4.2.48)$$

10. Από τους Tasdemiroglu, Sever, Martinez, Oliveira και λοιπούς.

$$\frac{H_d}{H} = a + b\frac{H}{H_o} + c(\frac{H}{H_o})^2 + d(\frac{H}{H_o})^3 + e(\frac{H}{H_o})^4 \qquad (4.2.49)$$

Ενώ παρακάτω φαίνονται οι παράγοντες σφάλματος για τα 10 μοντέλα σε σχέση με την ξηρή και ερημική περιοχή Κερμάν του Ιράν.

Πίνακας 4.2.2 Παράμετροι σφάλματος για τα 10 μοντέλα [9].

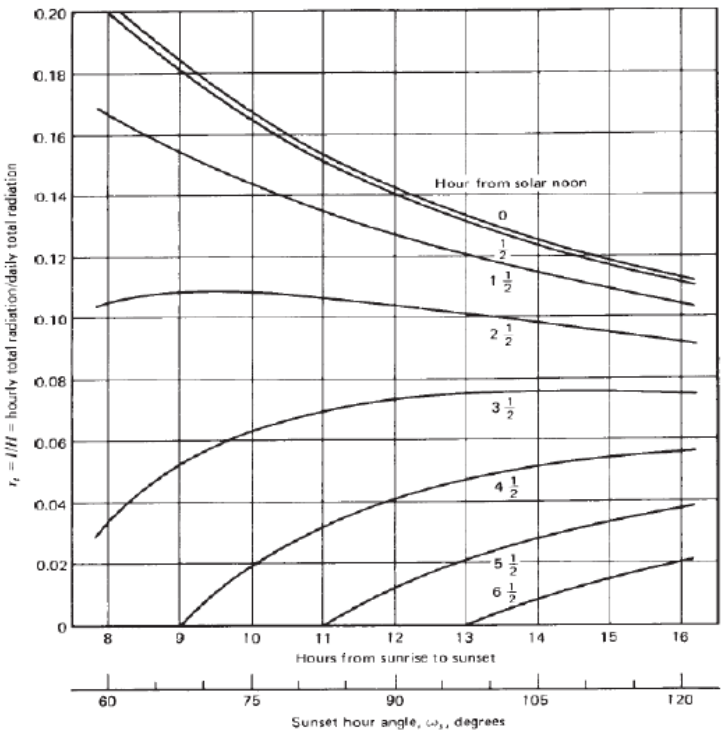
Category	Model	MAPE	MABE	RMSE	RSE	R
1	1	24.5757	0.9743	1.3081	0.3882	0.8767
	2	32.0029	1.2776	1.5453	0.5144	0.7378
	3	54.3727	1.9694	2.4579	0.8719	0.4206
	4	38.2043	1.4611	1.7061	0.5799	0.7099
	5	31.9480	1.2680	1.5218	0.4772	0.7990
	6	25.9339	0.9984	1.3853	0.4081	0.8545
	7	40.0135	2.4766	2.9433	0.4908	0.7858
	8	24.7247	0.9806	1.3114	0.3935	0.8715
	9	23.6562	0.9715	1.3245	0.3707	0.8693
	10	23.2394	0.9631	1.3204	0.3645	0.8699
2	11	29.3614	1.1746	1.5556	0.4498	0.7795
	12	24.9057	0.9908	1.3226	0.3998	0.8737
	13	24.0182	0.9846	1.3475	0.3740	0.8661

Όταν πρόκειται να γίνουν υπολογισμοί της ωριαίας απόδοσης για ένα σύστημα, είναι ίσως απαραίτητο να ξεκινήσουμε από τα ημερήσια δεδομένα και να εκτιμήσουμε τις ωριαίες τιμές από τους αριθμούς των ημερησίων. Όπως και η εκτίμηση της διάχυσης από τη συνολική ακτινοβολία, δεν είναι ακριβής. Για παράδειγμα, οι τιμές της συνολικής ημερήσιας ακτινοβολίας στο μέσο εύρος ανάμεσα στις τιμές μιας καθαρής ημέρας και μια πλήρως συννεφιασμένης μπορούν να προκύψουν από διάφορες περιστάσεις, όπως διακεκομμένη «βαριά» συννεφιά, συνεχή ελαφρά σύννεφα, ή και «βαριά» νέφωση για ένα μέρος της ημέρας. Αυτές οι περιστάσεις δεν υπάρχει τρόπος να προσδιοριστούν από τα ημερήσια σύνολα.

Ωστόσο, οι μέθοδοι που παρουσιάζονται εδώ λειτουργούν καλύτερα για καθαρές ημέρες, και αυτές είναι οι μέρες που οι ηλιακές διεργασίες αποδίδουν καλύτερα. Επίσης, αυτές οι μέθοδοι τείνουν να αποδίδουν συντηρητικές εκτιμήσεις για διεργασίες μακράς περιόδου. Στατιστικές μελέτες της χρονικής κατανομής της συνολικής ακτινοβολίας σε οριζόντιες επιφάνειες κατά τη διάρκεια της ημέρας, χρησιμοποιώντας τα μέσα μηνιαία στοιχεία για έναν αριθμό γεωγραφικών θέσεων, οδήγησαν σε γενικευμένα διαγράμματα του r_t, του λόγου της συνολικής ωριαίας προς την συνολική ημερήσια ακτινοβολία, ως συνάρτηση της διάρκειας της ημέρας και της εν λόγω ώρας. Όπως έχουμε ήδη δεί ισχύει:

$$r_t = \frac{H}{I} \tag{4.2.50}$$

Ένα τέτοιο διάγραμμα είναι αυτό του Σχήματος 4.2.3. Οι ώρες ορίζονται από την στιγμή του μέσου της κάθε ώρας, και οι μέρες υποθέτουμε πως είναι συμμετρικές ως προς την ηλιακή μεσημβρία.



Σχήμα 4.2.3 Κλάσμα ημερήσιας ακτινοβολίας προς απόσταση από το ηλιακό μεσημέρι [1].

Οι καμπύλες αυτές βασίζονται στην υπόθεση πως το κλάσμα I_d / H_d είναι ίδιο με το I_o / H_o και προσεγγίζονται από την εξής εξίσωση.

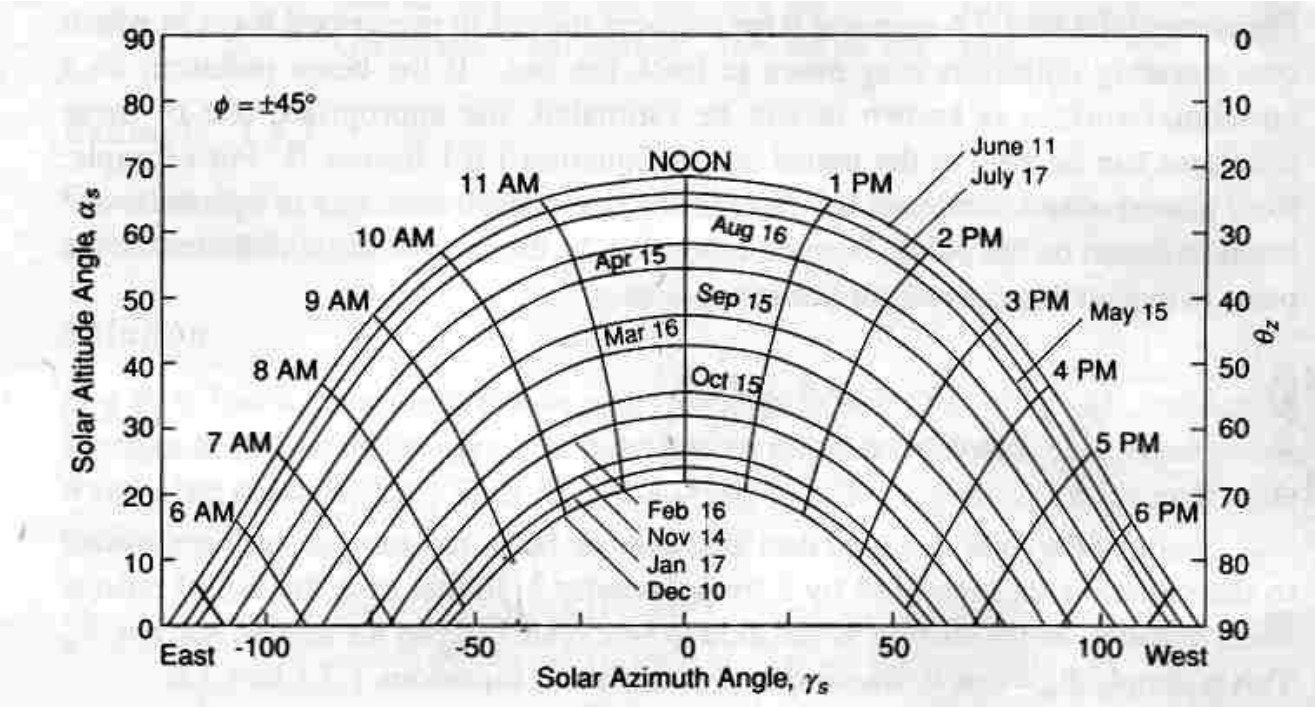
$$r_d = \frac{\pi}{24} \frac{\cos\omega - \cos\omega_s}{\sin\omega_s - \pi\omega_s \cos\omega_s / 180} \tag{4.2.51}$$

4.3 Σκίαση και ένταση ηλιακής ακτινοβολίας

Υπάρχει πέρα από την αιθριότητα και το αντίθετο φαινόμενο που είαι η σκίαση.Συγκεκριμένα τρία προβλήματα σκίασης μπορούν αν εμφανιστούν συχνά και για τα οποία συκγκεκριμένες μέθοδοι έχουν αναπτυχθεί. Το πρώτο αφορά σκίαση του ηλιακού σύλλέκτη η ενός άλλου αντικειμένου όπως από ένα

παράθυρο, πιθανόν δένδρα, κτίρια η άλλες οχλήσεις που μπορούν να προκαλέσουν σκίαση.

Αυτές οι γεωμετρίες μπορεί να είναι ανώμαλες καθιστώντας τους συστηματικούς υπολογισμούς ακόμα πιο δύσκολους. Έτσι καταφεύγουμε σε εμπειρικά διαγράμματα έτσι ώστε να προσεγγίσουμε τη σκίαση από τη θέση του ήλιου στον ουρανό, γραφήματα του δ, του as η της ηλιακής συνιστώσας γs δηλαδή το ηλιακό μεσημέρι όπου διάφορα σχήματα πιθανών οχλήσεων μπορούν να επιβληθούν για να καθορίσουν πότε η ακτινοβολία πραγματικά συναντάει εμπόδια. Ο δεύτερος τύπος αφορά τη σκίαση συλλέκτη μέσα από διαπερατά υλικά η συνεχή εμπόδια, όπως περσίδες σε εν παραλλήλω. Ο τρίτος τύπος αφορά σκίαση από κουρτίνες και λοιπά ημιδιαπερατά υλικά στο φώς. Ένα χαρακτηριστικό νομογράφημα προσδιορισμού του as συναρτήσει της ώρα, ω, του γs και της ημερομηνίας είναι το παρακάτω.



Διάγραμμα 4.3.1 $\gamma_s - \alpha_s$ [1]

Διάφοροι τρόποι υπολογισμού της ακτινοβολίας σε τέτοιες περιπτώσεις είναι συνηθισμένες.Τα χαρακτηριστικά μεγέθη που αναφέρονται στη σκίαση και που κατά σύμβαση χρησιμοποιούνται για να περιγράψουν την επίδραση της είναι:

$$G_o = G_{sc}(1 + 0.033\cos\frac{360n}{365})\cos\theta_z \tag{4.3.1}$$

Όπου,

$$\cos\theta_z = \cos\varphi\cos\delta\cos\omega + \sin\varphi\sin\delta \tag{4.3.2}$$

Συχνά δε είναι απαραίτητο για τον υπολογισμό της καθημερινής ηλιακής ακτινοβολίας να έχουμε το ολοκληρωμένο σύνολο η τιμή πάνω σε μία οριζόντια επιφάνεια της ακτινβολίας αυτής η αλλιώς συμβολιζόμενη όπως έχουμε ήδη δεί ως H_o. Όπου,

$$H_o = \frac{24 \cdot 3600 G_{sc}}{\pi}(1 + 0.033\cos\frac{360n}{365})\cos\theta_z \tag{4.3.3}$$

Επίσης όπως έχουμε ήδη δεί χρησιμοποιούμε την ποσότητα της μέσης ημερήσιας ηλιακής ακτινβολίας η H_o . Για γεωγραφικά πλάτη (φ) της τάξεως των +60 με -60 μοιρών χρησιμοποιείται ιδιαίτερα η παραπάνω σχέση.

Β' ΜΕΡΟΣ

Κεφάλαιο 5

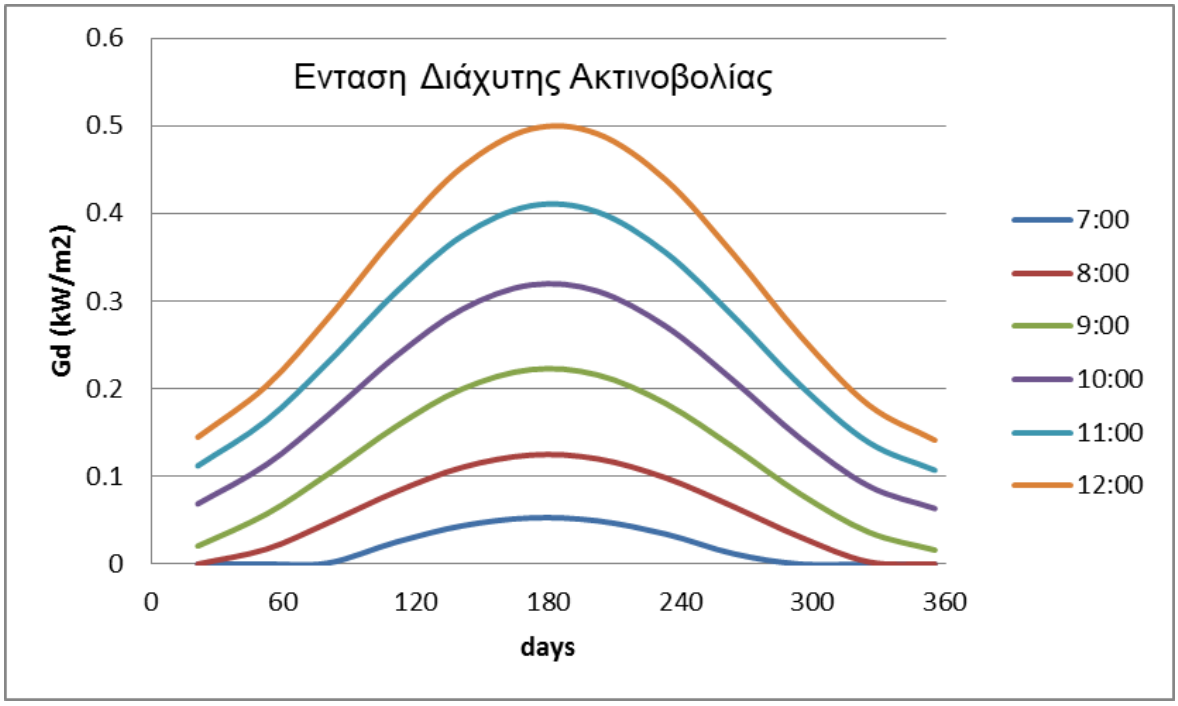
Υπολογιστικό τμήμα και παρουσίαση αποτελεσμάτων

Στο κεφάλαιο αυτό παρατίθονται και αξιολογούνται τα αποτελέσματα που πρόεκυψαν χρησιμοποιώντας τις σχέσεις που αναπτύχθηκαν παραπάνω για το δεδομένα της Αθήνας.

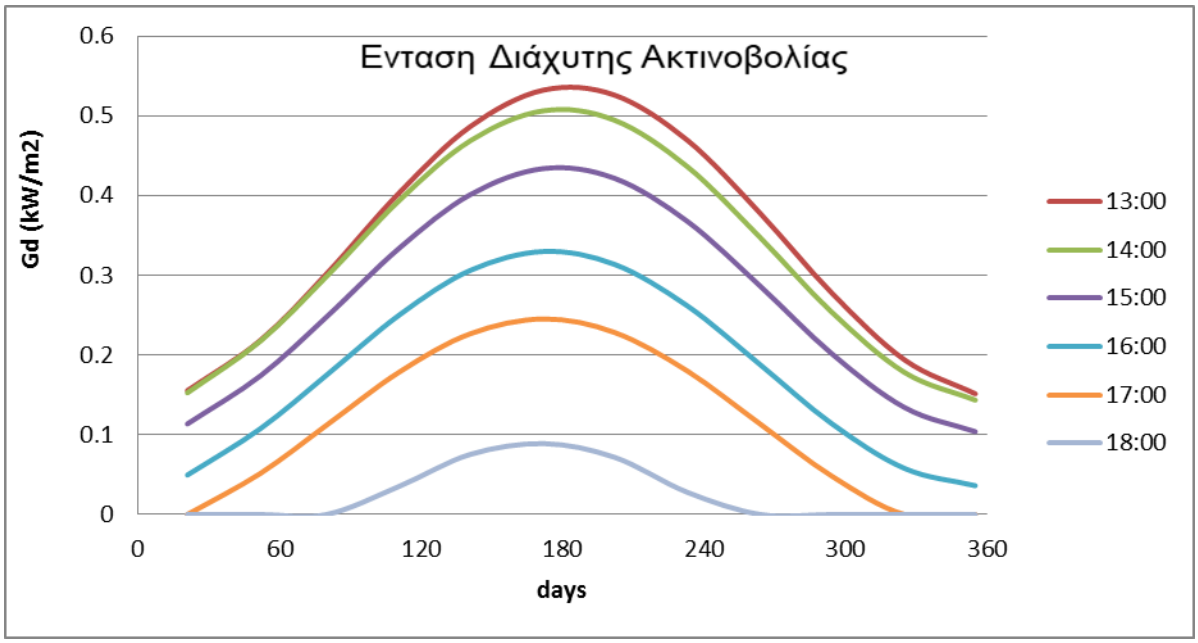
5.1 Διαγράμματα Μεταβολής της Άμεσης, Διάχυτης και της συνολικά προσπίπτουσας ακτινοβολίας οριζόντιου επιπέδου

Στα διαγράμματα που ακολουθούν παρουσιάζονται οι ετήσιες μεταβολές της έντασης, της διάχυτης, της άμεσης και της συνολικής προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο με παράμετρο την ώρα της ημέρας. Η παρουσίαση γίνεται σε δύο διαγράμματα για τις ώρες από 7.00 έως 12.00 και από 13.00 έως 18.00.

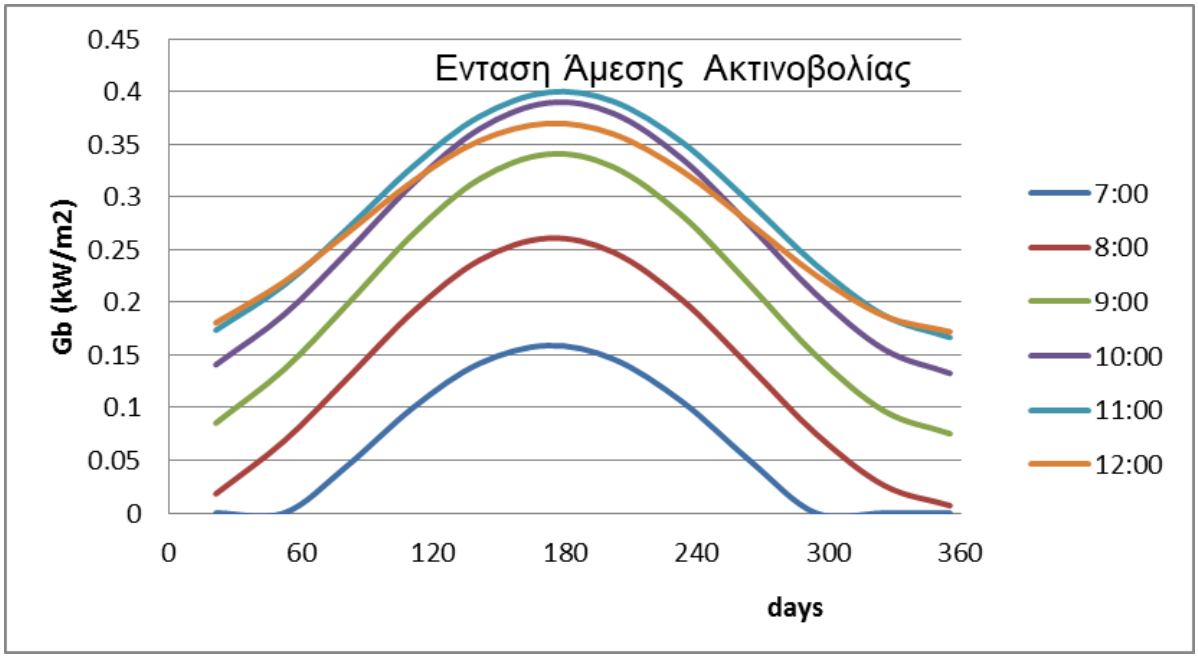
Ο υπολογισμός των τιμών βασίστηκε σε αντίστοιχες αναδρομικές σχέσεις που έχουν προκύψει μετά τη στατιστική επεξεργασία μετρήσεων του αστεροσκοπείου Αθηνών που αφορούν την περιοχή της Αθήνας [1].



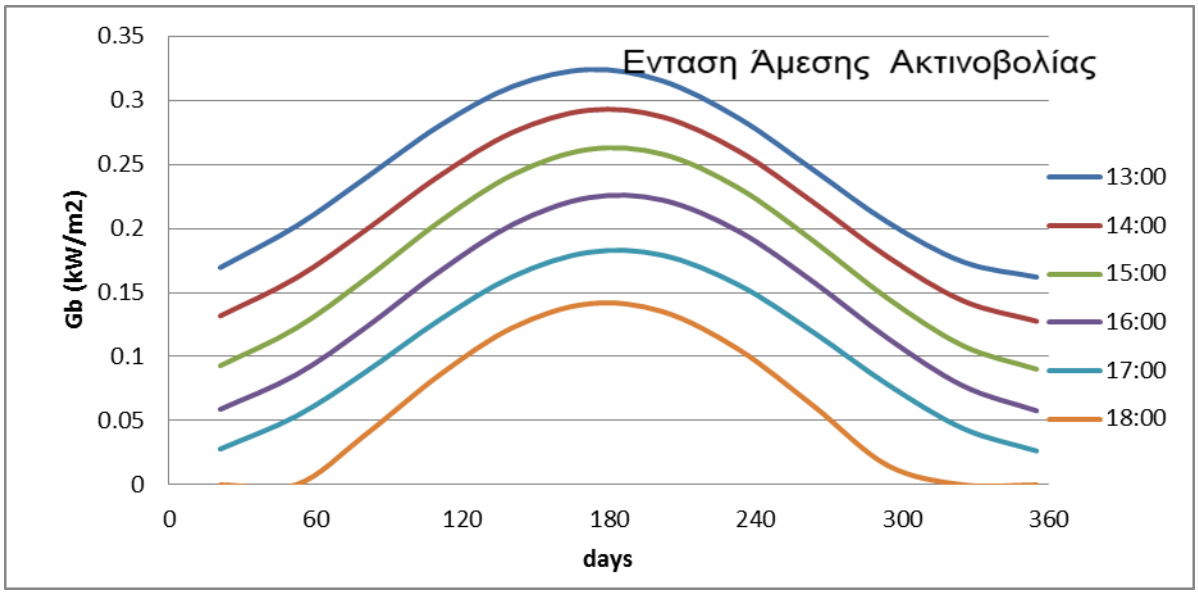
Σχ. 5.1 Διάχυτη ακτινοβολία G_d/days – για διαφορετικές ώρες (07.00-12.00)



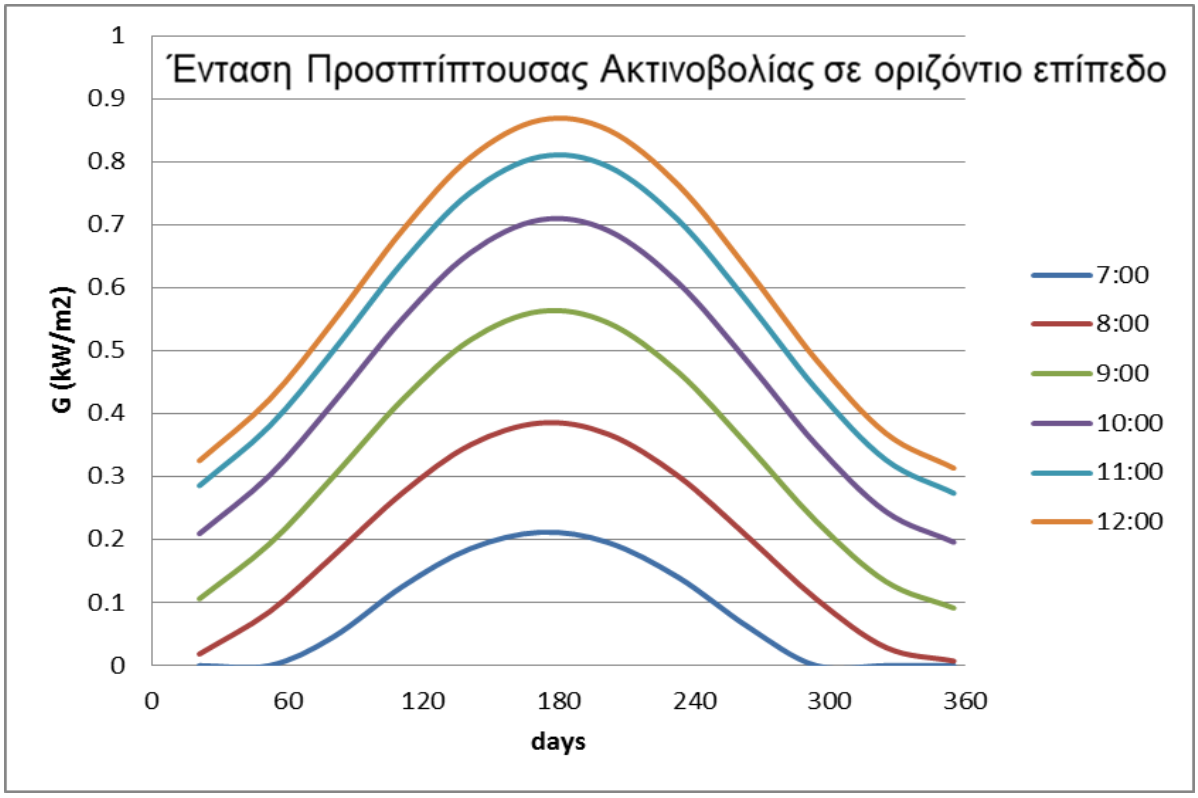
Σχ. 5.2 Διάχυτη ακτινοβολία G_d/days – για διαφορετικές ώρες (13.00 – 16.00)



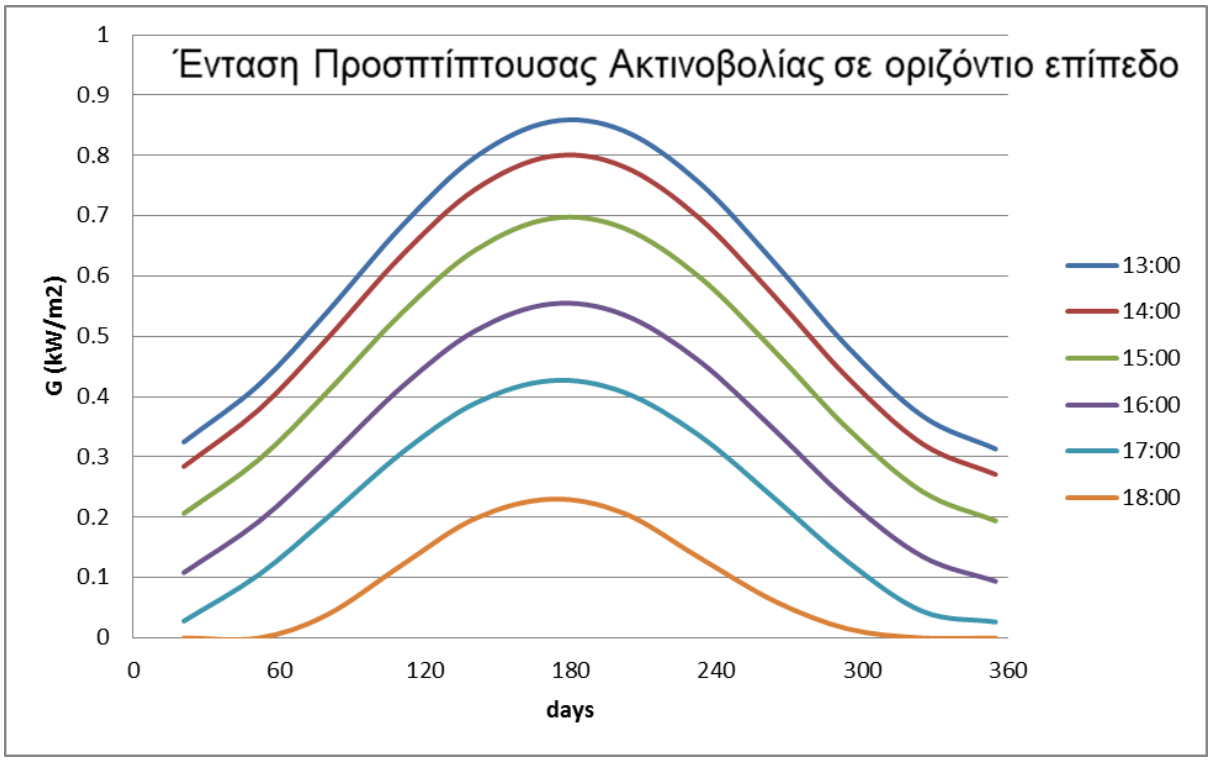
Σχ. 5.3 Αμεση ακτινοβολία G_d/days – για διαφορετικές ώρες (07.00-12.00)



Σχ. 5.4 Άμεση ακτινοβολία G_d/days – για διαφορετικές ώρες (13.00-18.00)



Σχ. 5.5 Προσπίπτουσα ακτινοβολία G/days – για διαφορετικές ώρες (07.00-12.00)



Σχ. 5.6 Προσπίπτουσα ακτινοβολία G/days – για διαφορετικές ώρες (13.00-18.00)

Η μορφή που έχουν τα διαγράμματα που παρουσιάστηκαν παραπάνω είναι η αναμενόμενη από την θεωρία και συμπίπτει με αυτή που παρουσιάστηκε στην αντίστοιχη θεωρία. Μπορεί να παρατηρηθεί ότι τα μέγιστα σε όλα τα διαγράμματα παρουσιάζονται ανάμεσα Ιούνιο και Ιούλιο και εντοπίζονται στο χρονικό διάστημα 12.00 με 13.00.

Η μέγιστη τιμή της συνολικής προσπίπτουσας ακτινοβολίας είναι περίπου 0,86KW/m^2 και συνίσταται από άμεση ακτινοβολία 0,33KW/m^2 (ποσοστό 40% της συνολικής) και διάχυτη ακτινοβολία ίση με 0,53 kW/m^2 (ποσοστό 60% της συνολικής).

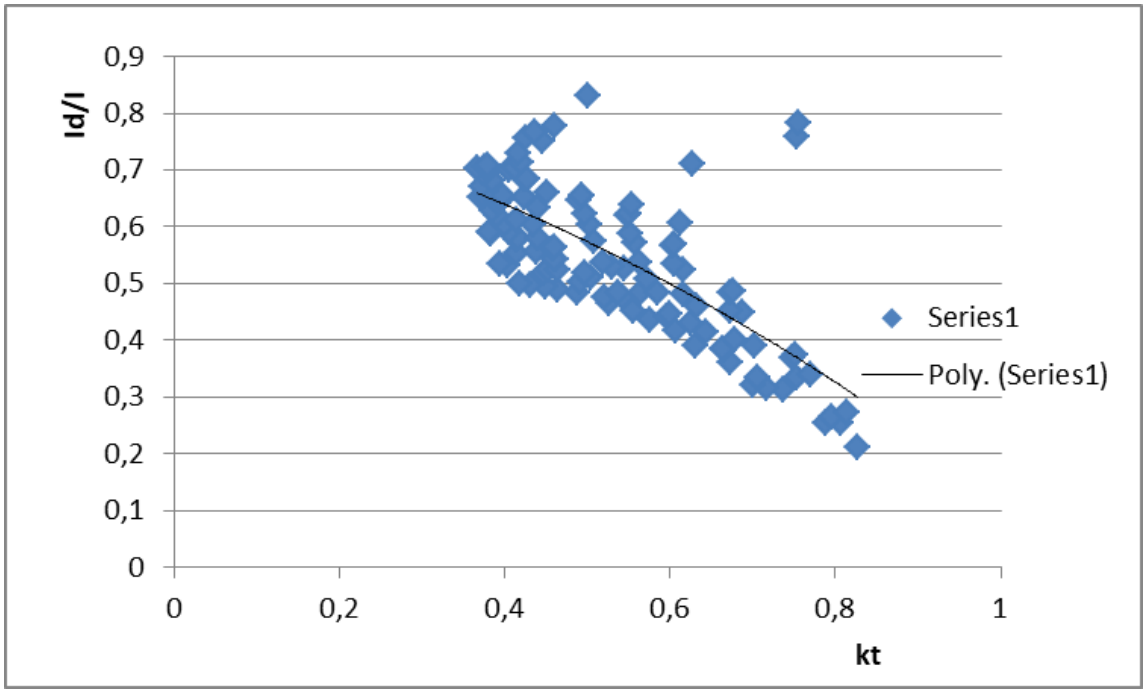
Όσο απομακρυνόμαστε από το μεσημέρι προς την ώρα ανατολής και δύσης το ποσοστό της άμεσης ακτινοβολίας μεγαλώνει έως την τιμή 70% ενώ το αντίστοιχο της διάχυτης μειώνεται φτάνοντας στο 30%.

5.2 Διαγράμματα του λόγου της ωριαίας διάχυτης ακτινοβολίας προς τη συνολική προσπίπτουσα οριζόντιου επιπέδου σε σχέση με τον ωριαιο συντελεστή αιθριότητας

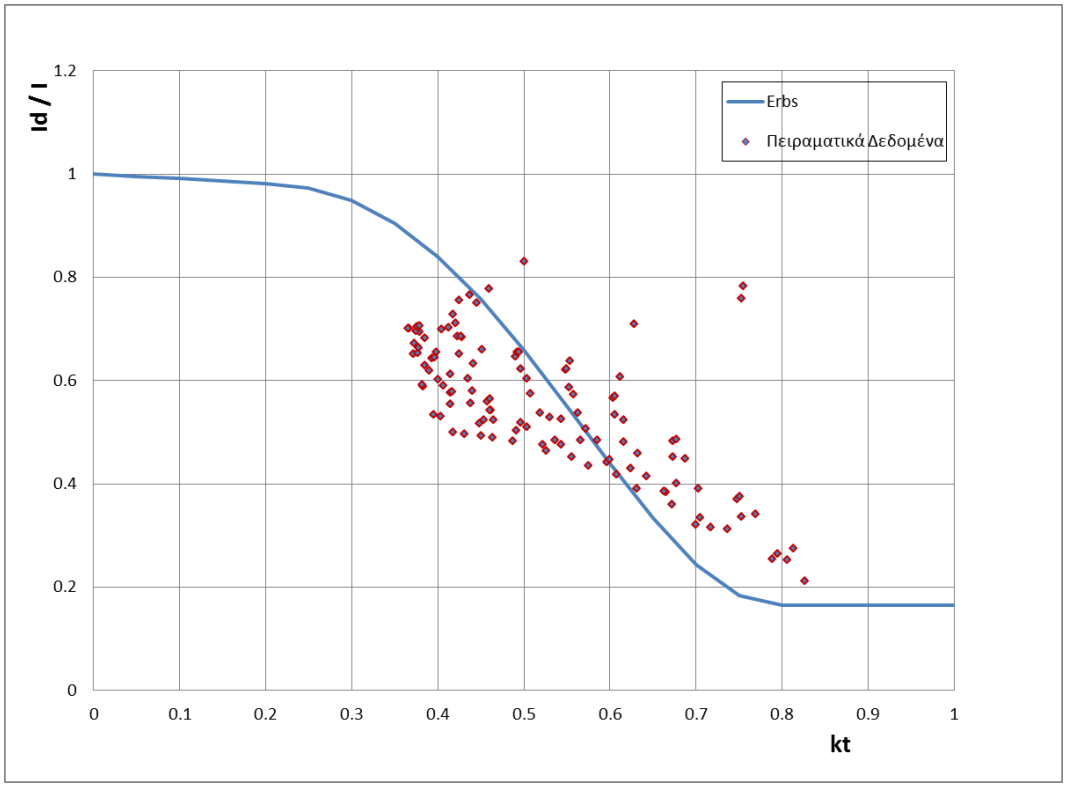
Χρησιμοποιώντας τα δεδομένα για τη στιγμιαίες ακτινοβολίες που παρουσιάστηκαν παραπάνω για την περιοχή της Αθήνας προκύπτουν οι ωριαίες τιμές της έντασης της άμεσης της διάχυτης και της συνολικά προσπίπτουσας ακτινοβολίας.

Στα διαγράμματα που ακολουθούν παρουσιάζεται ο λόγος της διάχυτης ακτινοβολίας I_d προς την ολική ακτινοβολίας I σε σχέση με το δείκτη αιθριότητας K_t όπως αυτός υπολογίζεται για κάθε ώρα από το λόγο της ολικής ωριαίας ακτινοβολίας προς την αντίστοιχη ακτινοβολία εκτός της ατμόσφαιρας.

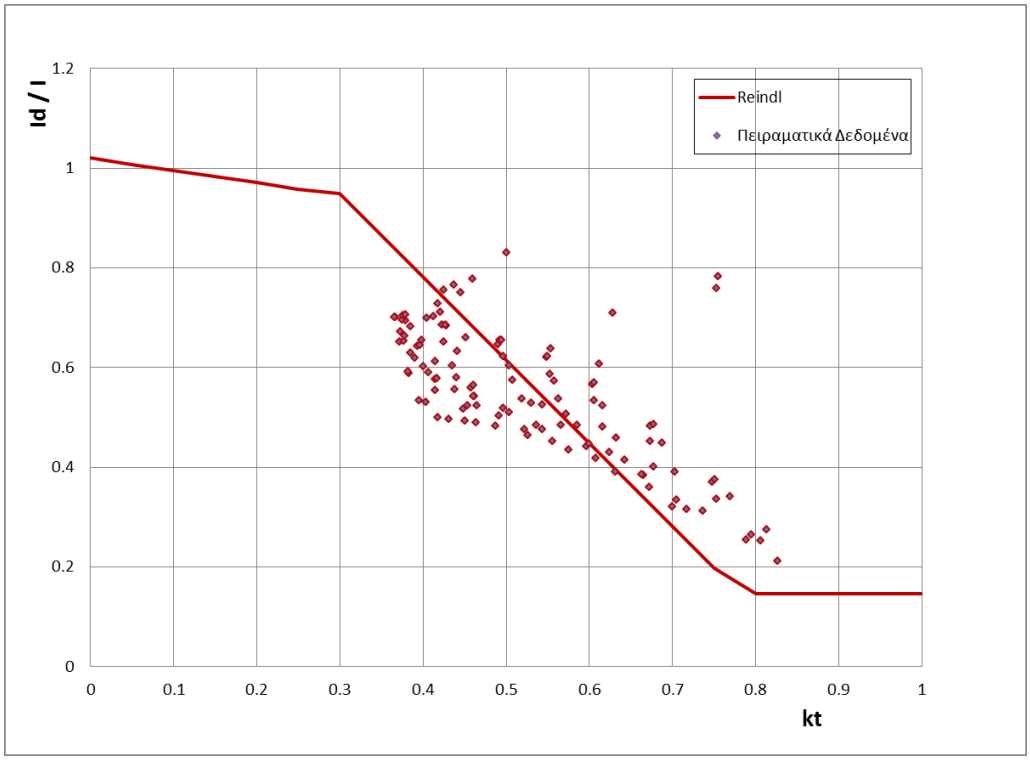
Οι τιμές αυτές παρουσιάζονται σε αντιδιαστολή με τα αντίστοιχα αποτελέσματα που προκύπτουν από τις σχέσεις που προτείνονται από διάφορους ερευνητές για την εκτίμηση της προσπίπτουσας άμεσης διάχυτης και συνολικής ακτινοβολίας και οι οποίες παρατέθηκαν στα αντίστοιχα κεφάλαια της θεωρίας.



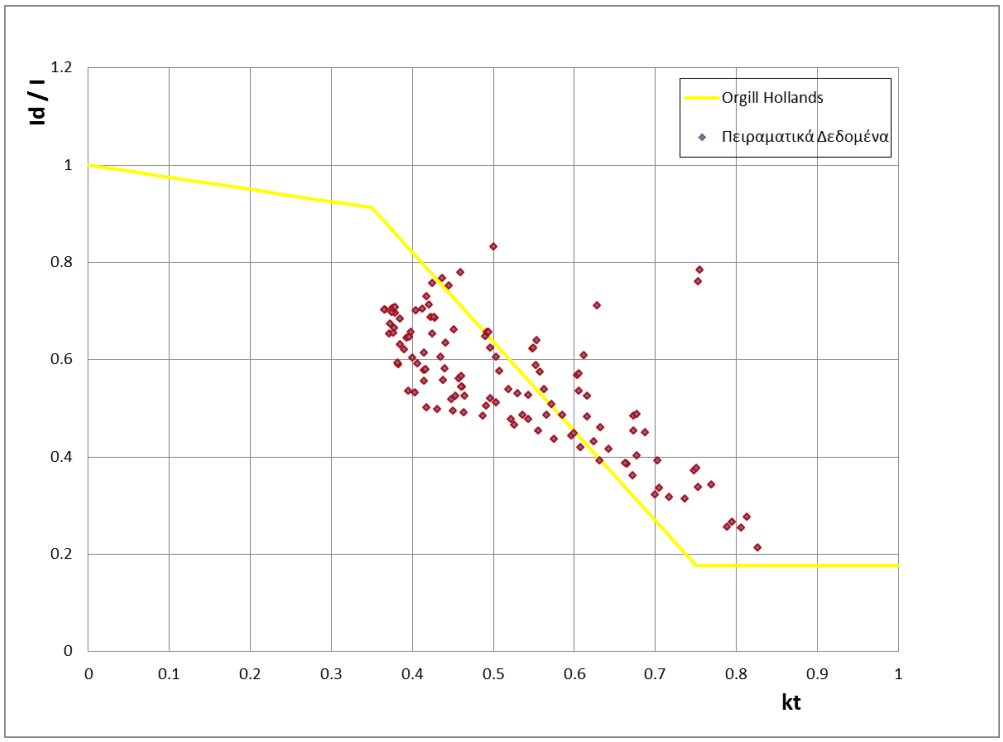
Σχ. 5.7 Μεταβολή του λόγου I_d/I με συντελεστή αιθριότητας Πειραματικά δεδομένα



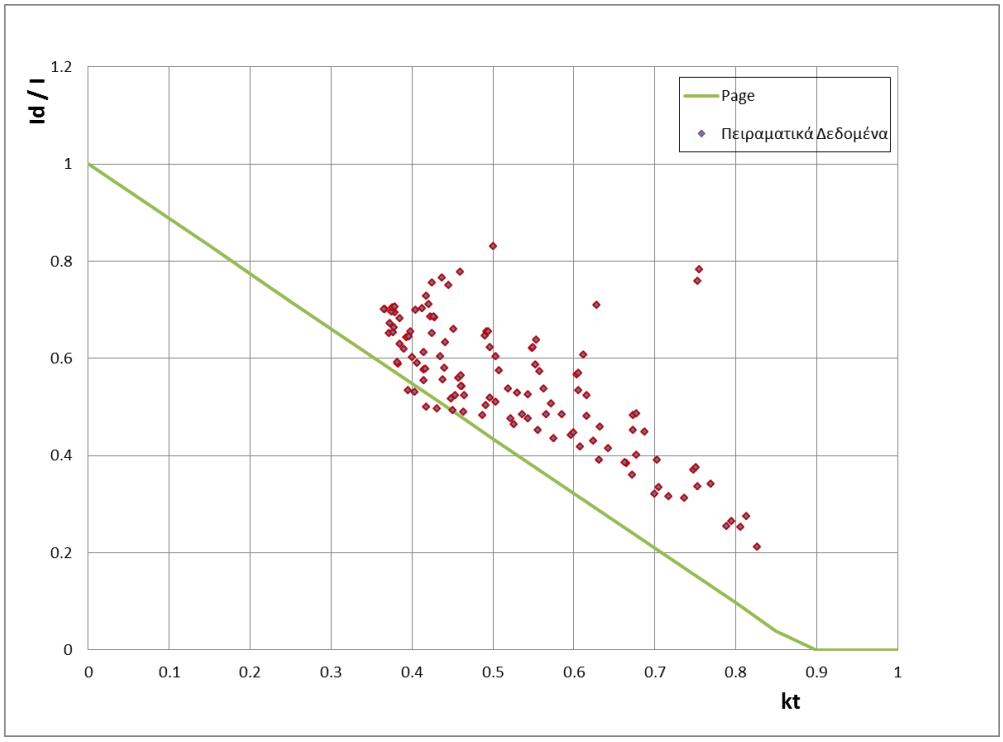
Σχ. 5.8 Μεταβολή του λόγου I_d/I με συντελεστή αιθριότητας σύγκριση με Προσέγγιση κατά Erbs



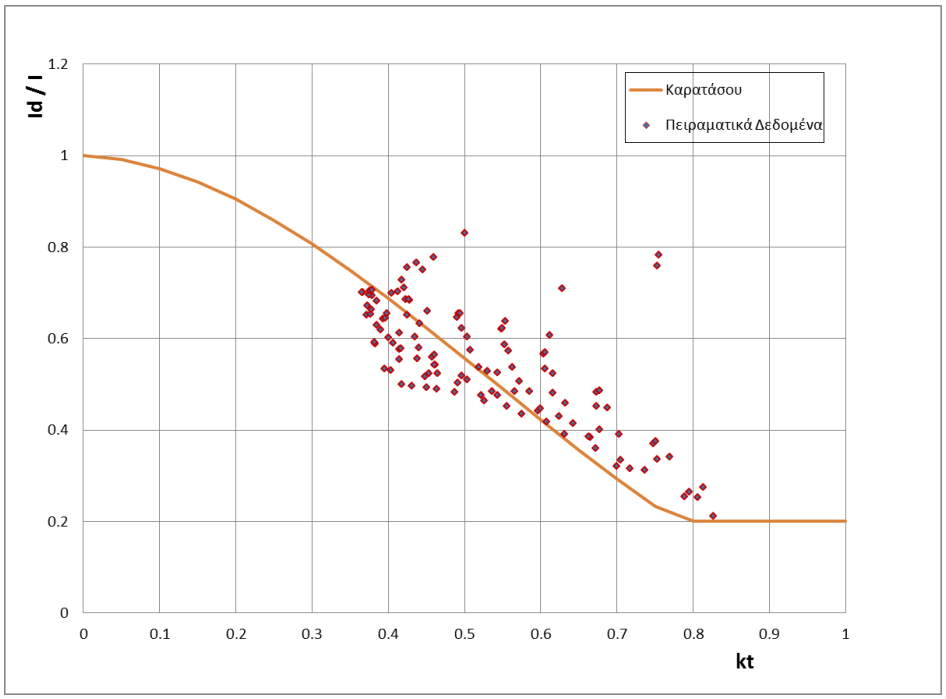
Σχ. 5.9 Μεταβολή του λόγου I_d/I με συντελεστή αιθριότητας σύγκριση με Προσέγγιση κατά Reindl



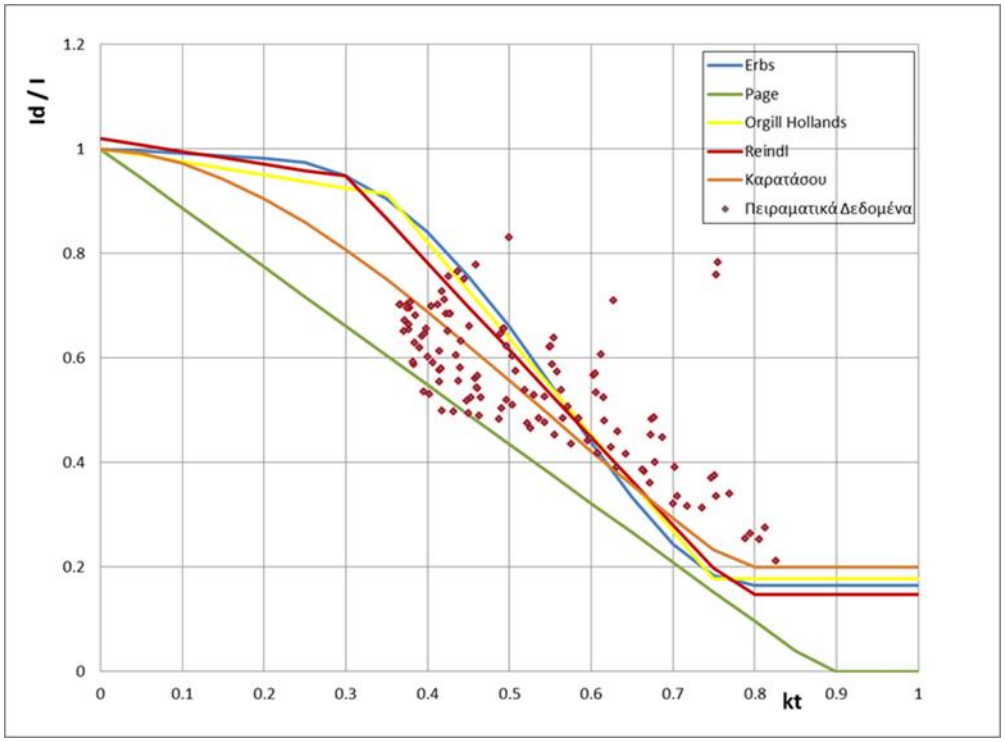
Σχ. 5.10 Μεταβολή του λόγου I_d/I με συντελεστή αιθριότητας σύγκριση με Προσέγγιση κατά Hollands



Σχ. 5.11 Μεταβολή του λόγου I_d/I με συντελεστή αιθριότητας σύγκριση με Προσέγγιση κατά Page



Σχ. 5.12 Μεταβολή του λόγου I_d/I με συντελεστή αιθριότητας σύγκριση με Προσέγγιση Καρατάσου



Σχ. 5.13 Μεταβολή του λόγου I_d/I με συντελεστή αιθριότητας σύγκριση με 5 διαφορετικές προσεγγίσεις/μοντέλα

Παρατηρώντας τα παραπάνω διαγράμματα είναι εύκολο να διαπιστώσει κανείς ότι όλα τα προτεινόμενα μοντέλα με εξαίρεση αυτό του Page μπορούν να περιγράψουν με πολύ καλό βαθμό αξιοπιστίας τα δεδομένα που αφορούν την περιοχή της Αθήνας.

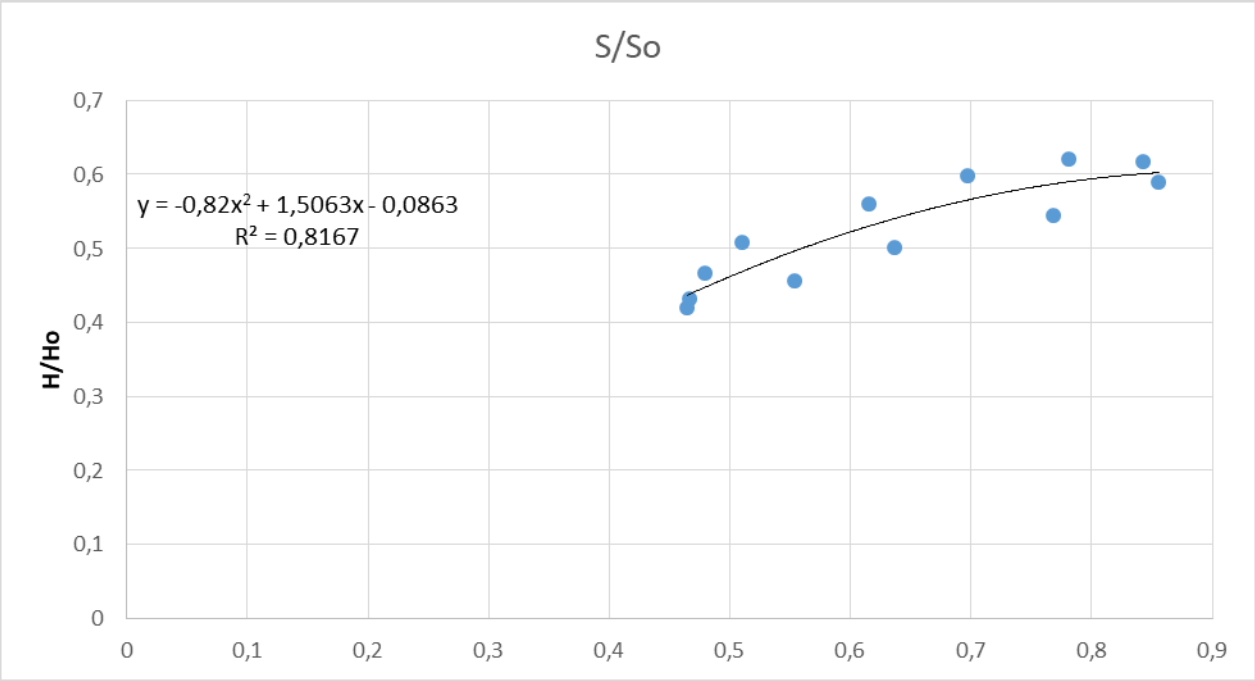
Όπως είναι αναμενόμενο το μοντέλου Καρατάσου επειδή είναι βασισμένο σε μετρήσεις που αφορούν την Αθήνα είναι αυτό το οποίο επιτυγχάνει την καλύτερη προσέγγιση των διαθέσιμων τιμών.

Συγκεκριμένα το μοντέλο της Καρατάσου επιτυγχάνει βαθμό προσέγγισης στα πειραματικά δεδομένα της τάξης του 92% ενώ αντίστοιχα αυτό του Page βαθμό 70% . Για τα υπόλοιπα μοντέλα οι βαθμοί προσαρμογής κυμαίνονται από 80% μέχρι 86%.

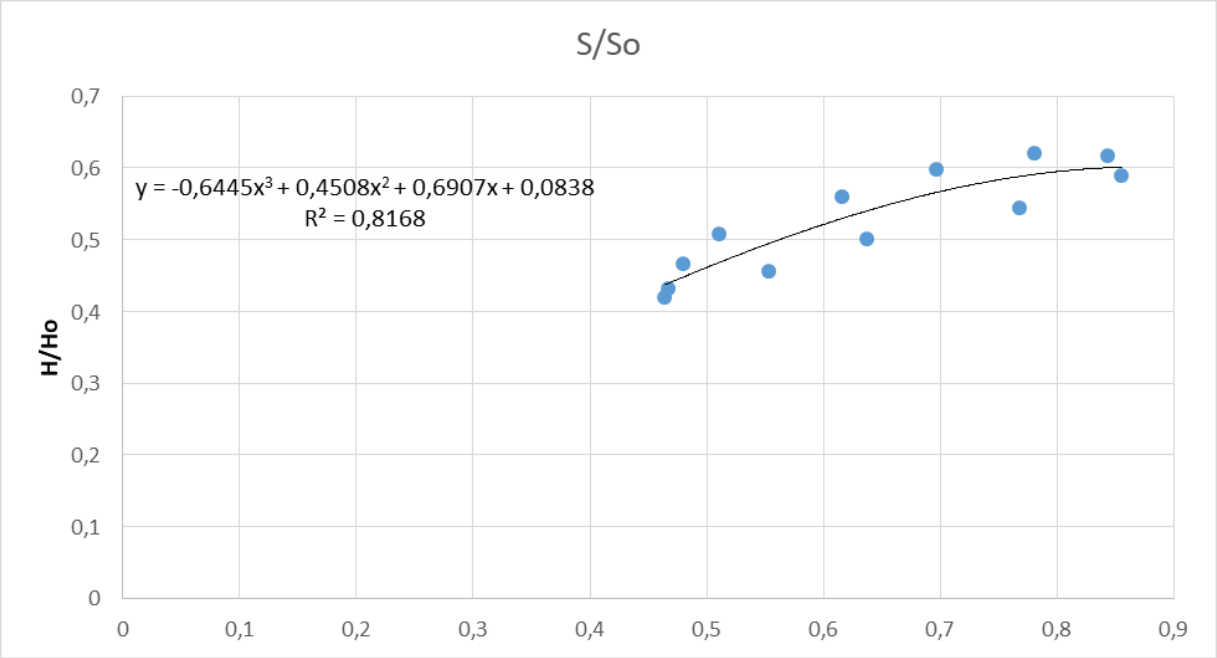
5.3 Μηνιαίως μέσος δείκτης Αιθριοτητας

Στα διαγράμματα που ακολουθούν παρουσιάζονται τα οι τιμές που προέκυψαν από την επεξεργασία των δεδομένων μας για την μηνιαίο μέσο δείκτη αιθριότητας όπως αυτός ορίζεται από το λόγο της μέσης μηναίας τιμής της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο σε σχέση την αντίστοιχη εκτός ατμόσφαιρας τιμή της ακτινοβολίας. Οι μεταβολές αυτές συσχετίζονται με το λόγο του μηνιαίου μέσου πλήθους ωρών της ημέρας πλήρους ηλιοφάνειας ως προς το πλήθος των ωρών της μέσης ημέρας του μήνα.

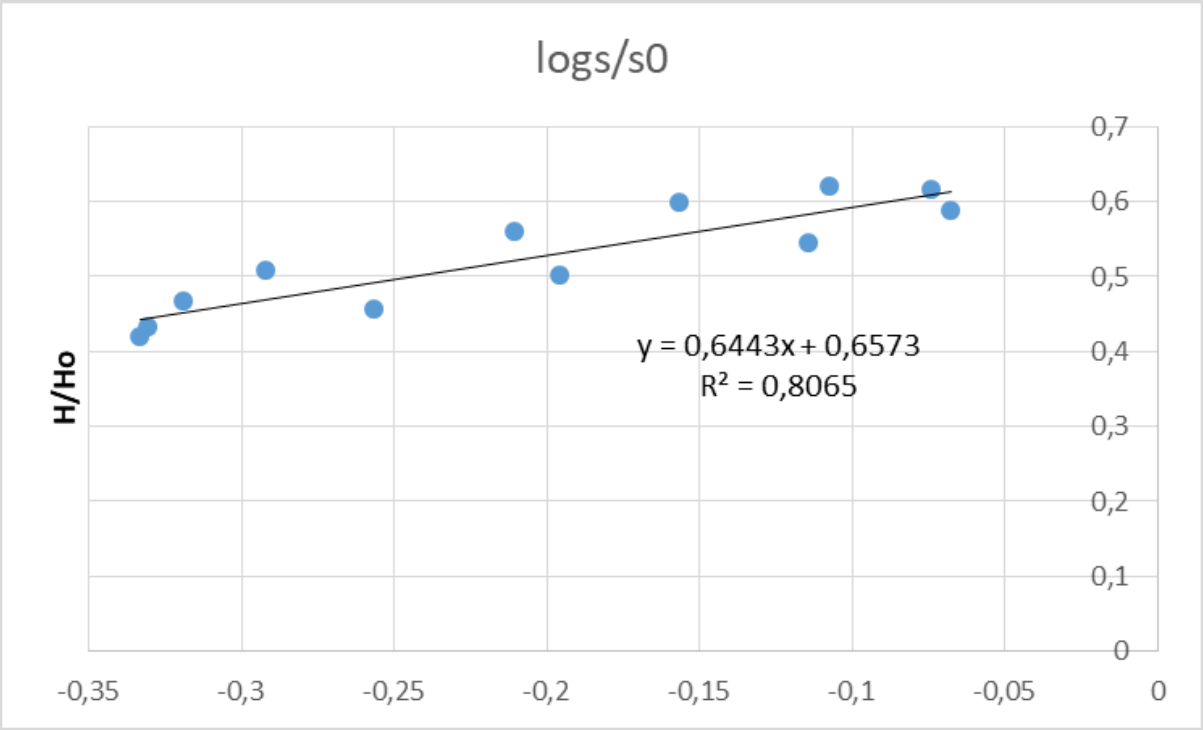
Οι τελευταίες τιμές προέκυψαν από δημοσιευμένα στατιστικά στοιχεία του αστεροσκοπείο Αθηνών για την περιοχή της Αθήνας.



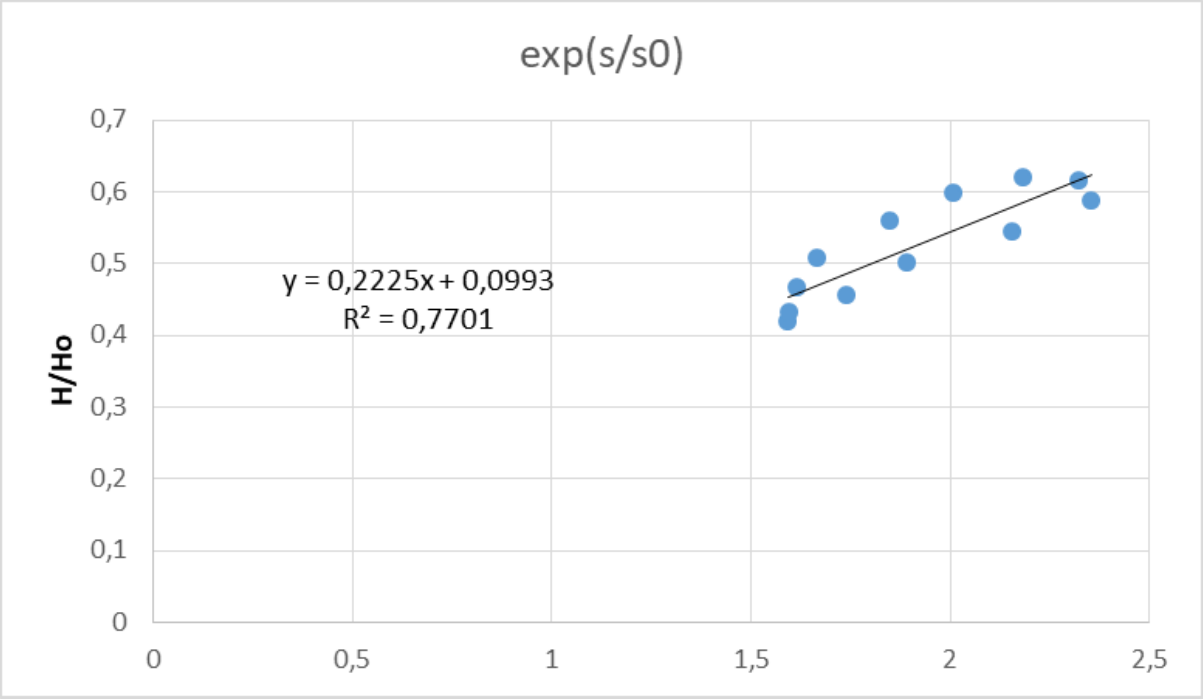
Σχ. 5.14 Προσέγγιση με πολυώνυμο δευτέρου βαθμού



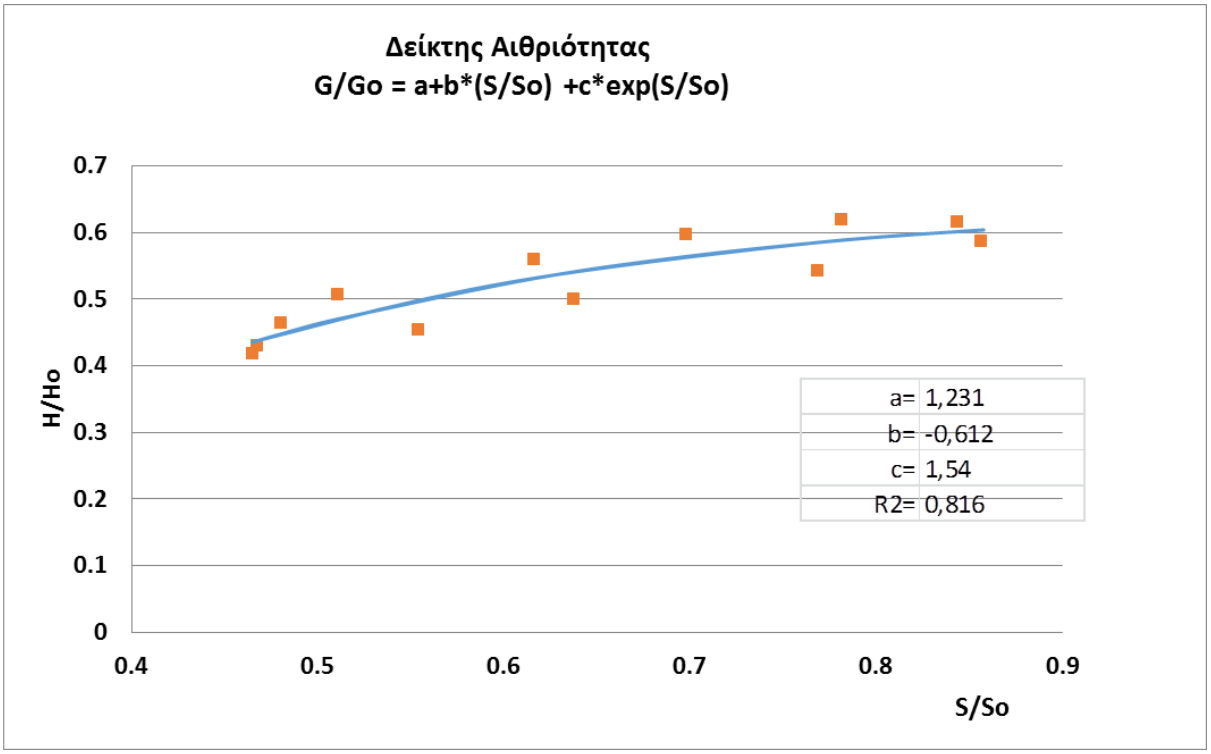
Σχ. 5.15 Προσέγγιση με πολυώνυμο τρίτου βαθμού



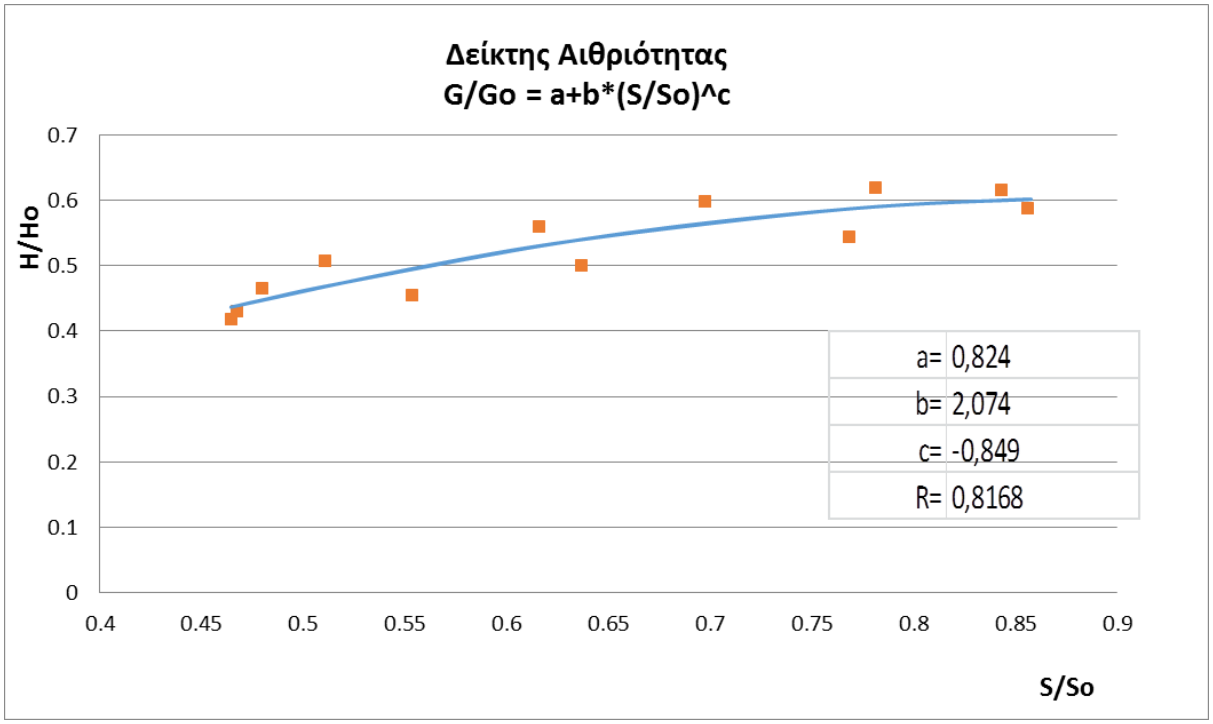
Σχ. 5.16 λογαριθμική προσέγγιση των πειραματικών δεδομένων



Σχ. 5.17 Απλή γραμμική προσέγγιση (πολυώνυμο 1ου βαθμού)



Σχ. 5.18 Δείκτης Αιθριότητας με βάση το εκθετικό μοντέλο



Σχ. 5.19 Δείκτης Αιθριότητας με βάση το απλό εκθετικό μοντέλο

Τα δεδομένα που προκύπτουν χρησιμοποιούνται για να αξιολογηθεί η ακρίβεια των αντίστοιχων αναδρομικών σχέσεων που προτείνονται για τη συγκεκριμένη μεταβολή [23] και έχουν παρουσιαστεί παραπάνω στη αντίστοιχη ενότητα τη θεωρίας.

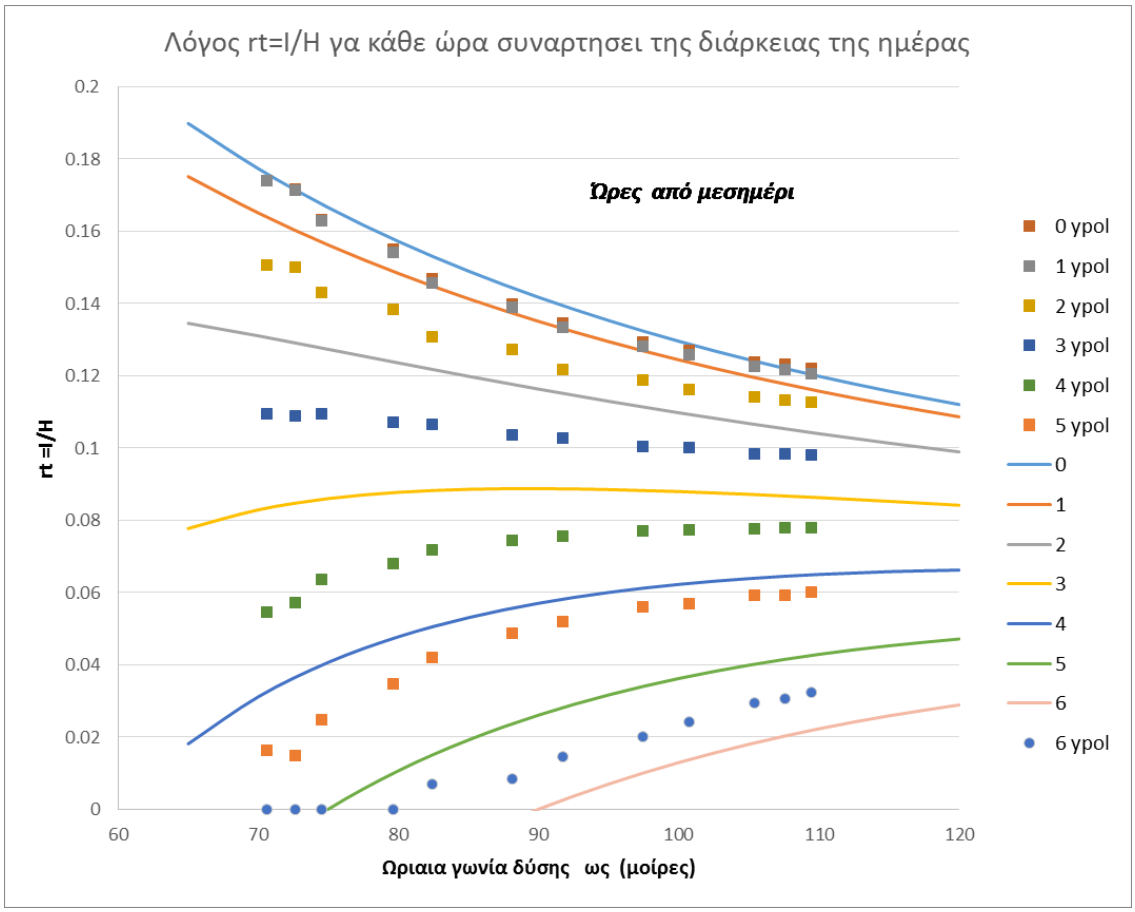
Συγκεκριμένα για κάθε μια προτεινόμενη αναδρομή υπολογίζονται οι σταθερές των αντίστοιχων μοντέλων και ο συντελεστής συσχέτισης τους. Οι υπολογισμόι αυτοί πραγματοποιήθηκαν χρησιμοποιώντας τα στατιστικά εργαλεία του Excel για τις βασικές πολυωνυμικές αναδρομές και έναν υπολογιστικό κώδικα που αναπτύχθηκε στα πλαίσια της εργασίας για το σκοπό αυτό σε γλώσσα Fortran.

Αξιολογώντας τα αποτελέσματα που παρουσιάζονται στα παραπάνω διαγράμματα παρατηρούμε ότι όλες οι συσχετίσεις επιτυγχάνουν σχετικά υψηλούς συντελεστής συσχέτισης με τιμές της τάξης περίπου 82% αλλά καμία από αυτές δεν είναι σε θέση να προβλέψει με ακρίβεια τα δεδομένα που συλλέχθηκαν για την περιοχή της Αθήνας.

5.4 Συσχετίσεις της ωριαίας με την ημερήσια ακτινοβολία

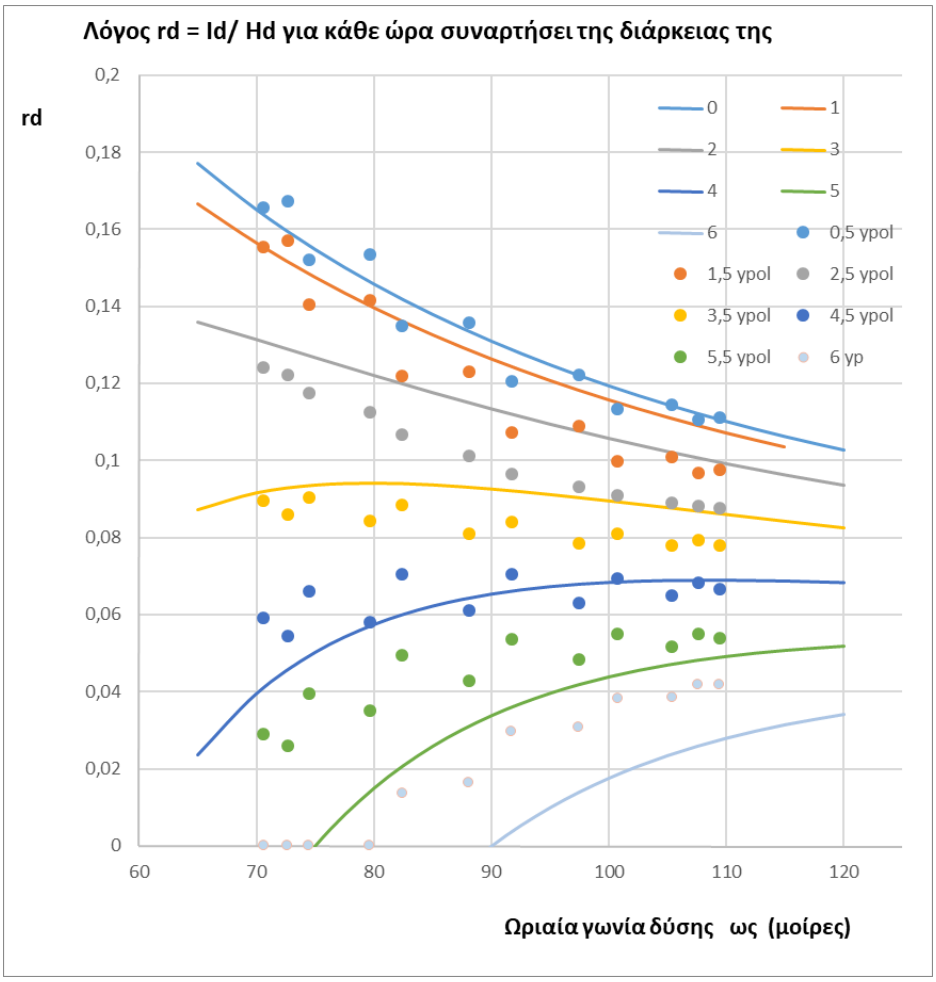
Στα διαγράμματα που ακολουθούν παρουσιάζονται οι μεταβολές του λόγου της ωριαίας ακτινοβολίας προς την αντίστοιχη τιμή της ημερήσιας ακτινοβολία οριζόντιού επιπέδου καθώς και της ωριαίας διάχυτης προς την ημερήσια διάχυτη ακτινοβολία οριζοντίου επιπέδου.

Οι απαιτούμενες τιμές των ωριαίων τιμών προέκυψαν όπως και για τα παραπάνω διαγράμματα από επεξεργασία των αντίστοιχων στιγμιαίων τιμών όπως υπολογίστηκαν αρχικά για την περιοχή της Αθήνας ενώ οι ημερήσιες τιμές βασίζονται σε κατάλληλη πρόσθεση αυτών των ωριαίων τιμών για κάθε μέρα.



Σχ. 5.20 Λόγος r_t/H για κάθε ώρα συναρτήσει της ωριαίας γωνίας δύσης.

Οι τιμές που προκύπτουν με αυτό τον τρόπο παρουσιάζονται σε σύγκριση με τα αποτελέσματα που παρέχουν για τα ίδια δεδομένα οι δημοσιευμένες σχέσεις των Collares-Pereira and Rable [1]



Σχ. 5.21 Λόγος r_d/H για κάθε ώρα συναρτήσει της ωριαίας γωνίας δύσης.

Μελετώντας τις μεταβολές που απεικονίζονται στα παραπάνω διαγράμματα είναι εύκολο κάποιος να καταλήξει σε δύο συμπεράσματα. Καταρχήν τα δεδομένα που προέκυψαν για την περιοχή της Αθήνας περιγράφουν ακριβώς την ίδια τάση στη μεταβολή τους όπως αυτή προκύπτει από τις προτεινόμενες στη βιβλιογραφία σχέσεις και κατά δεύτερον ότι οι προσκόπτουσες για την

Αθήνα τιμές εμφανίζουν στα αποτελέσματά τους μια απόκλιση που κυμαίνεται από 1.5% έως 8% .

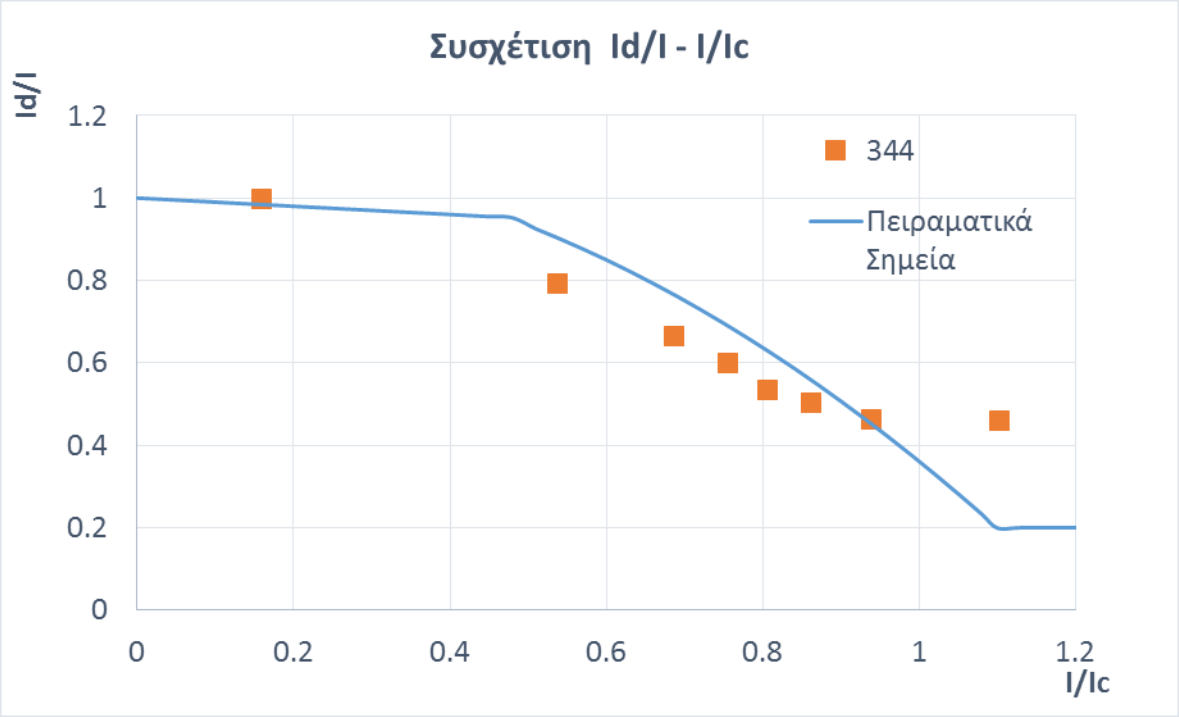
Η απόκλιση αυτή μπορεί να δικαιολογηθεί στο γεγονός ότι οι ωριαίες τιμές κατά συνέπεια και οι ημερήσιες τιμές που χρησιμοποιήθηκαν για την περιοχή της Αθηνάς προέκυψαν με επεξεργασία από τις στιγμιαίες τιμές της προσπίπτουσας ακτινοβολίας κάθε ώρας και όχι από αντίστοιχες ωριαίες μετρήσεις ή συσχετίσεις που αφορούν την ωριαία ακτινοβολία για την περιοχή της Αθήνας.

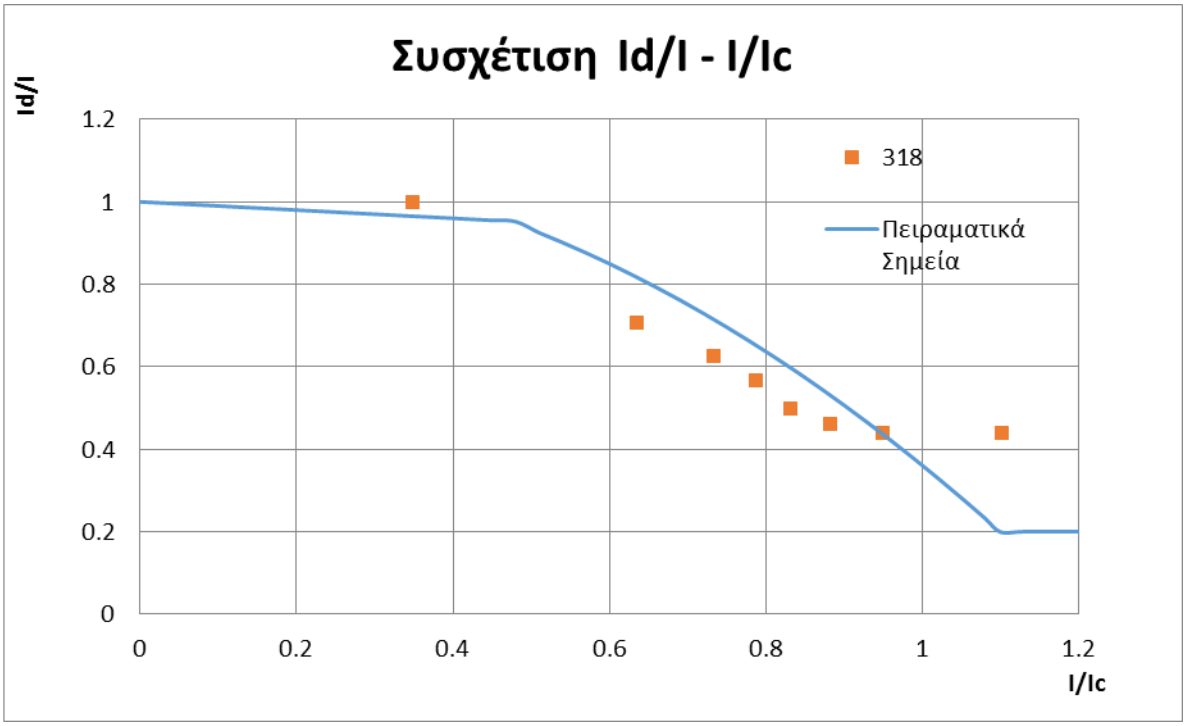
5.5 Μεταβολές των τιμών της ωριαίας τιμής και της ακτινοβολίας

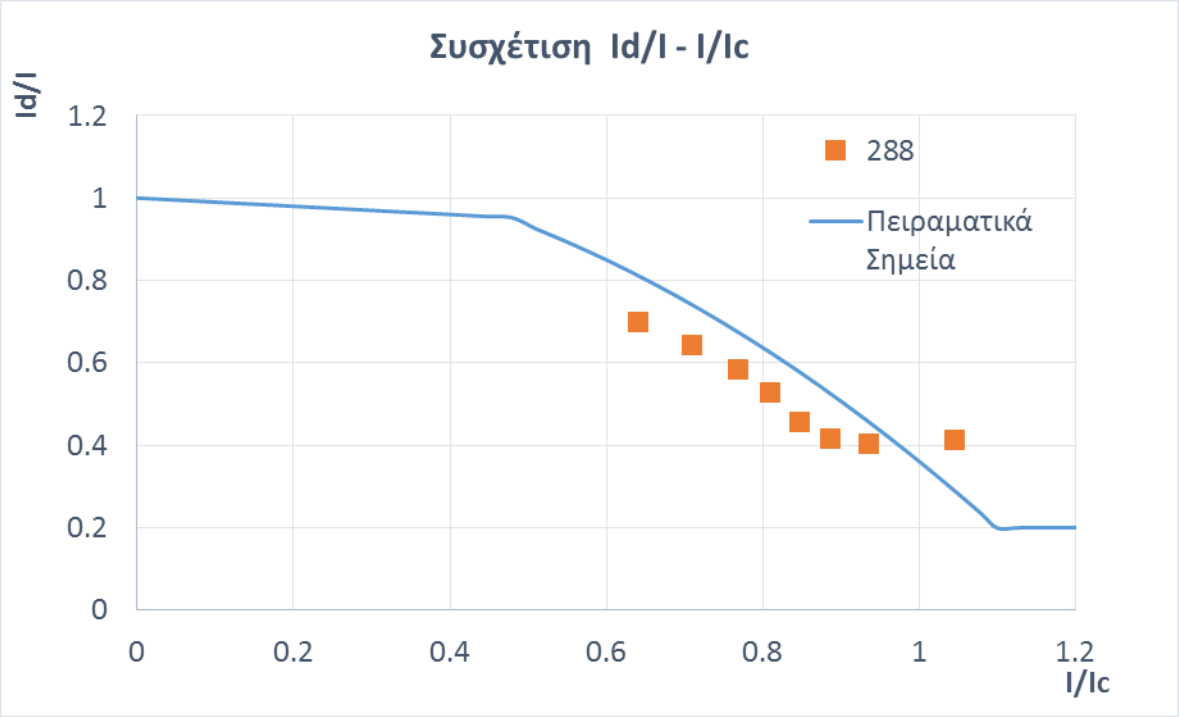
Χρησιμοποιώντας τις ωριαίες τιμές της ολικής ακτινοβολίας τυπικής διαυγούς ατμόσφαιρας I_c για την περιοχή της Αθήνας που προκύπτουν από εφαρμογή για τα δεδομένα της Αθήνας των σχέσεων του Hottel και των Liu- Jordan σε συνδυασμό με τις αντίστοιχες ωριαίες τιμές της συνολικά προσπιπτούσης ακτινοβολίας I σε οριζόντιο επίπεδο προκύπτουν οι μεταβολές του λόγου I_d/I σε σχέση με το λόγο I/I_c .

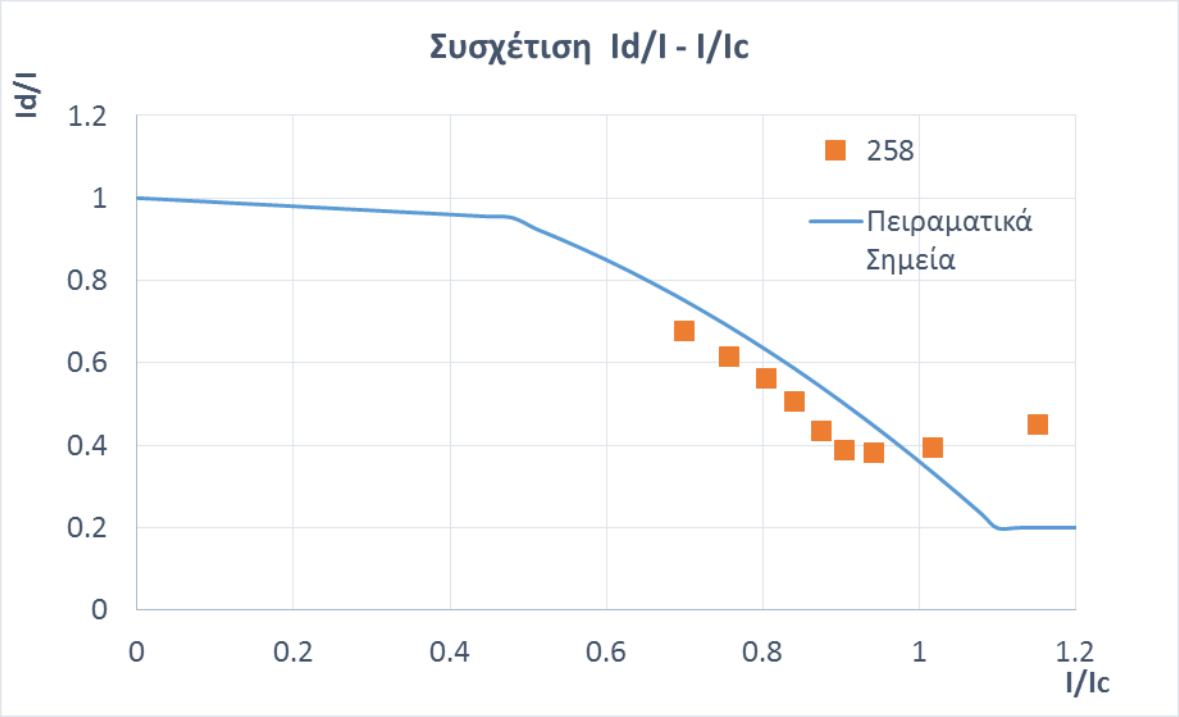
Οι μεταβολές αυτές παρουσιάζονται στα διαγράμματα που ακολουθούν καταρχήν ως ένα σύνολό σημείων που αφορά τα δεδομένα που προέκυψαν για όλους τους μήνες και στη συνέχεια για κάθε μέση μέρα του κάθε μήνα του έτους.

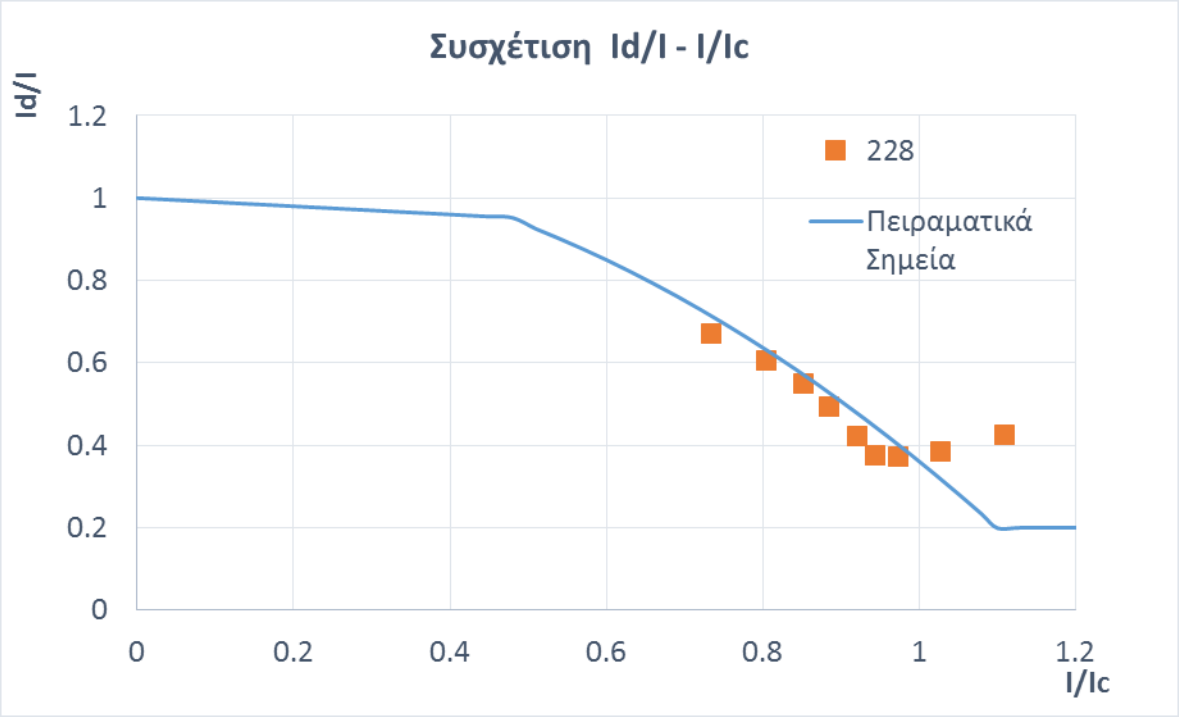
Οι προκύπτουσες τιμές παρουσιάζονται παράλληλα στα διαγράμματα σε σύγκριση με τα αποτελέσματα που προκύπτουν από τη δημοσιευμένη συσχέτιση των Stauter and Klein [1].

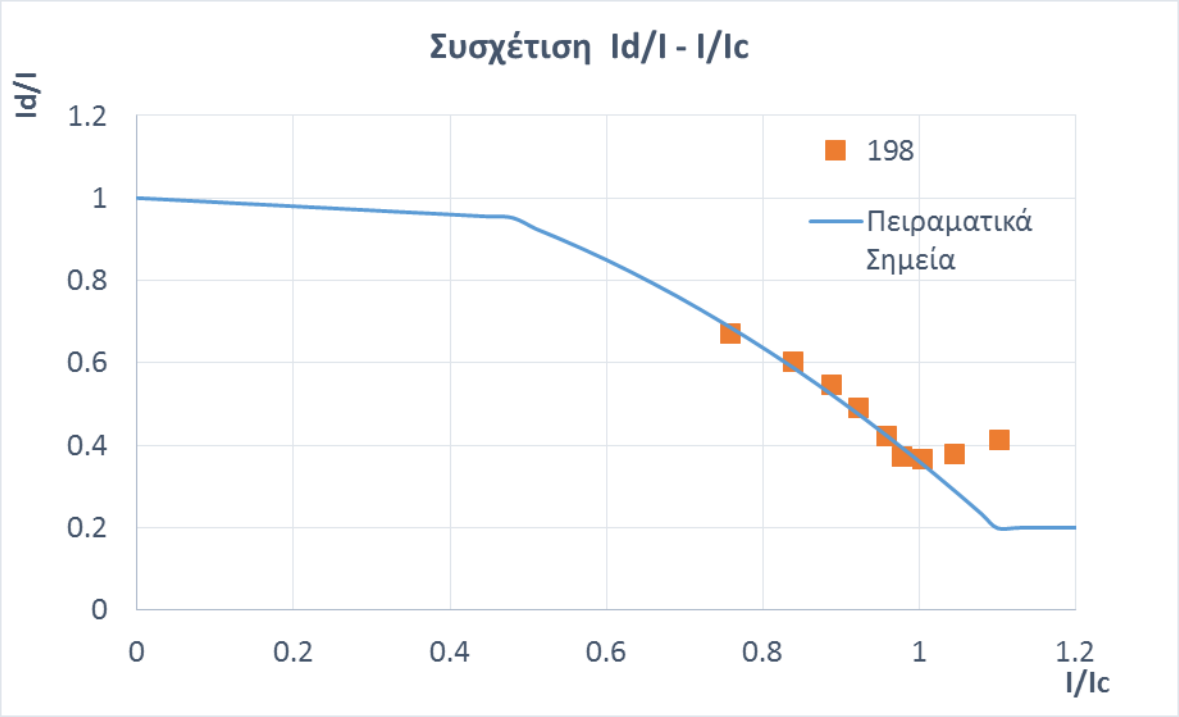

Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
344
Πειραματικά Σημεία

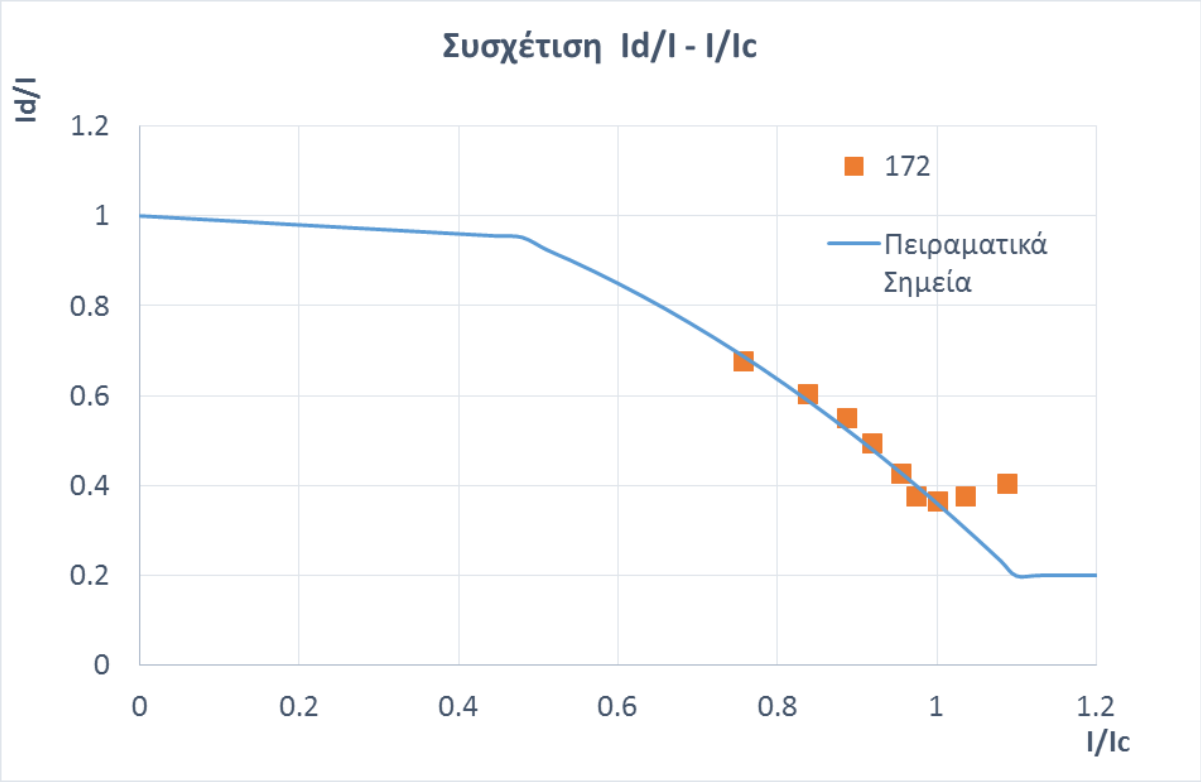

Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
318
Πειραματικά Σημεία

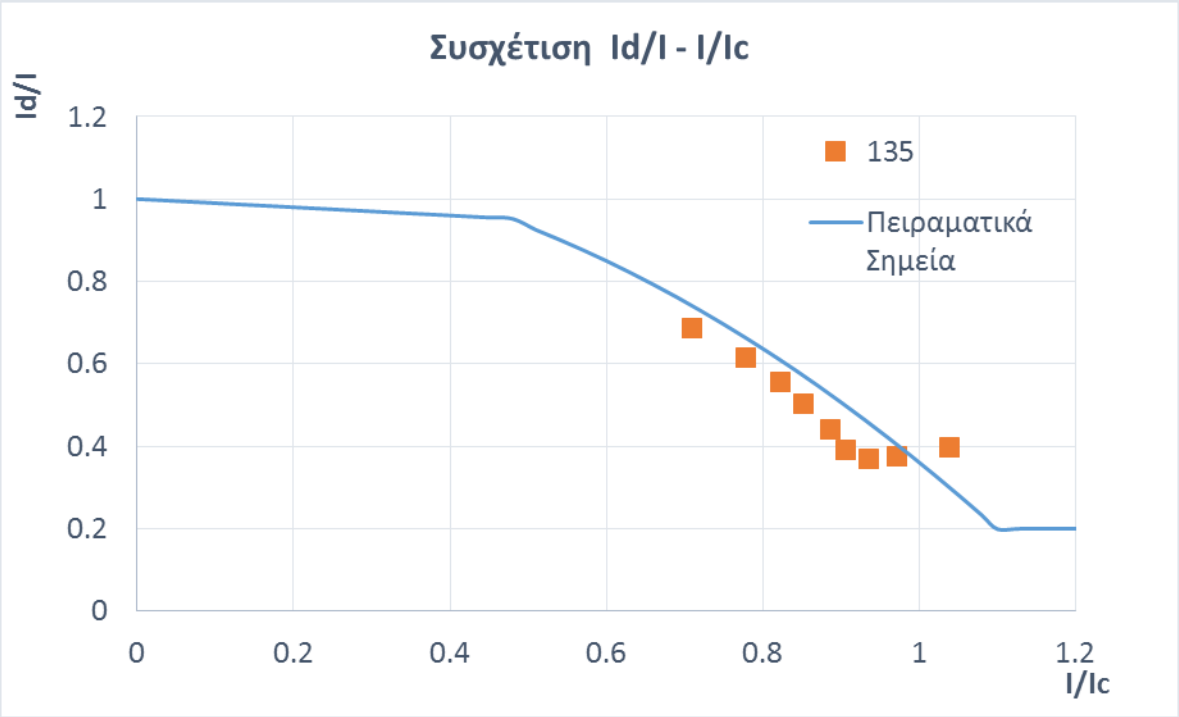

Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
288
Πειραματικά Σημεία

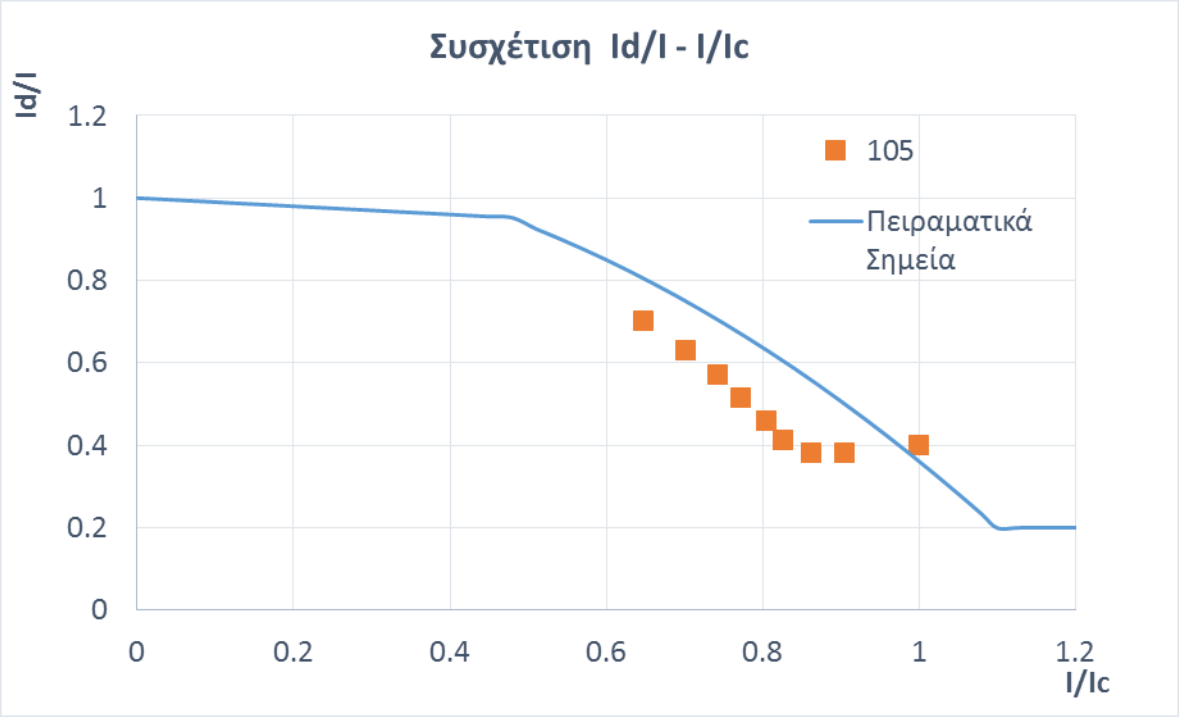

Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
258
Πειραματικά Σημεία

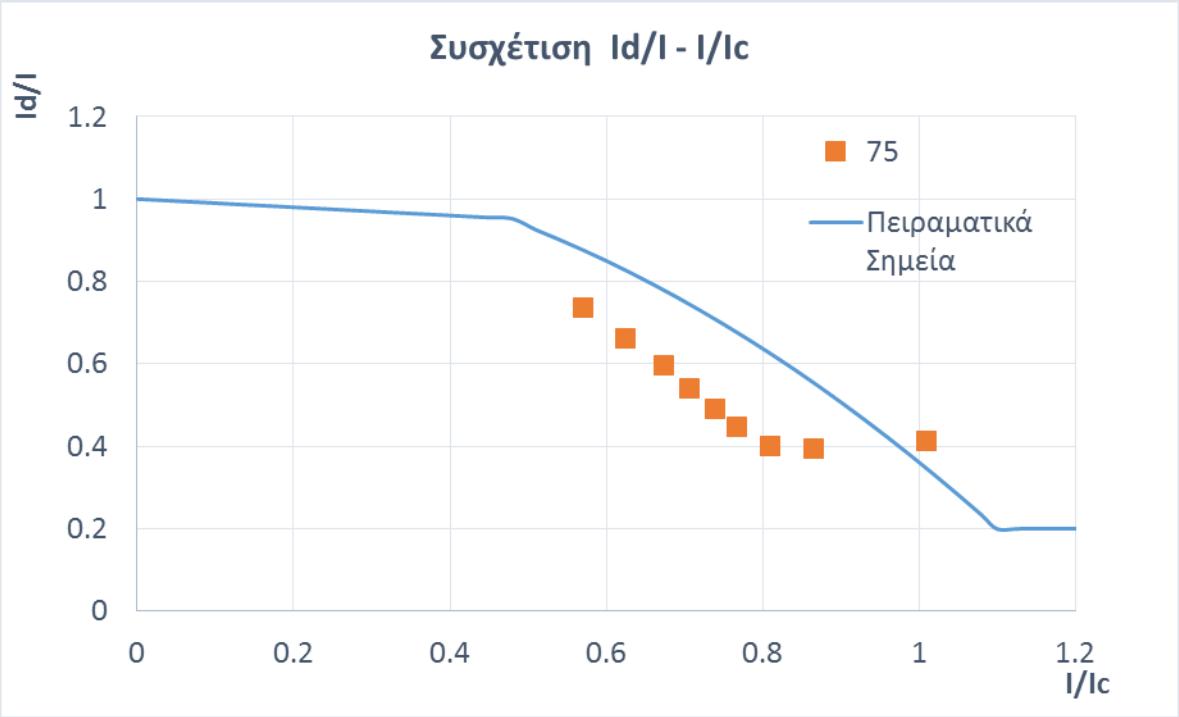

Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
228
Πειραματικά Σημεία

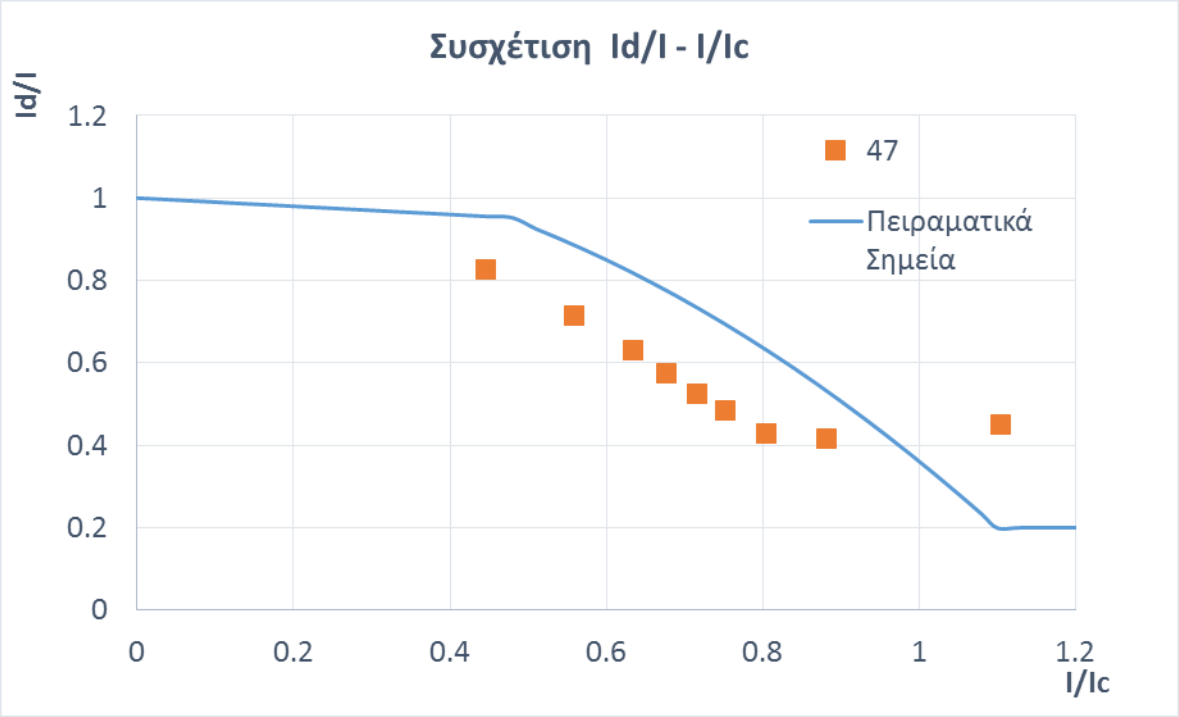

Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
198
Πειραματικά Σημεία

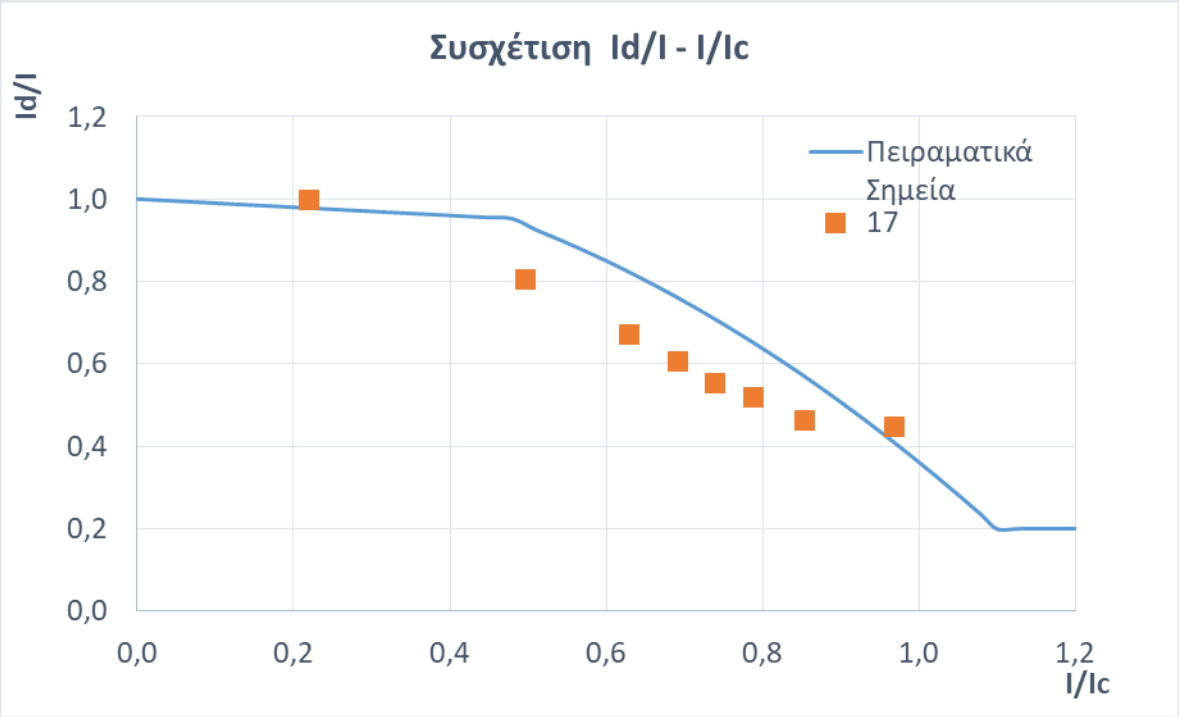

Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
172
Πειραματικά Σημεία

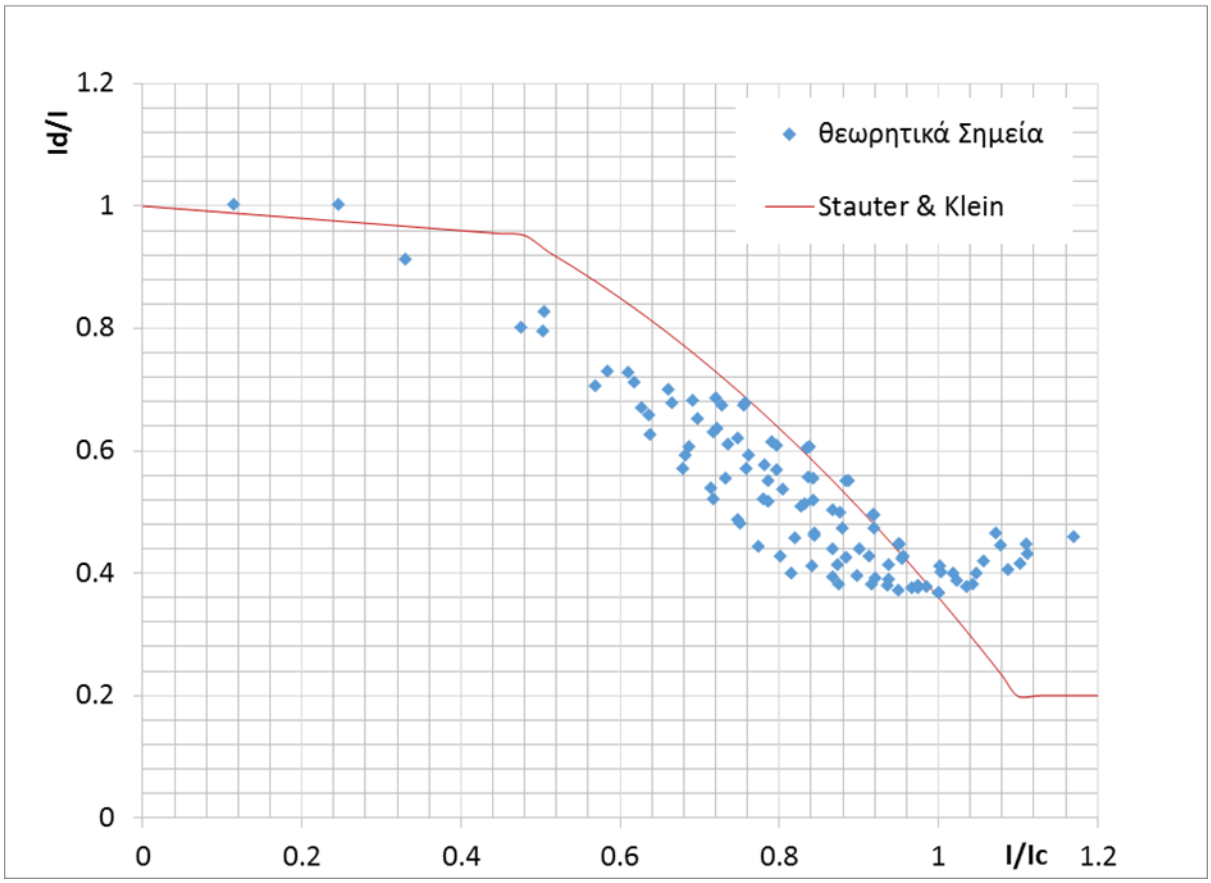

Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
135
Πειραματικά Σημεία


Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
105
Πειραματικά Σημεία


Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
75
Πειραματικά Σημεία


Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1.2
1
0.8
0.6
0.4
0.2
0
0
0.2
0.4
0.6
0.8
1
1.2
I/Ic
47
Πειραματικά Σημεία


Συσχέτιση Id/I - I/Ic
Id/I
1,2
1,0
0,8
0,6
0,4
0,2
0,0
0,0
0,2
0,4
0,6
0,8
1,0
1,2
I/Ic
Πειραματικά Σημεία
17

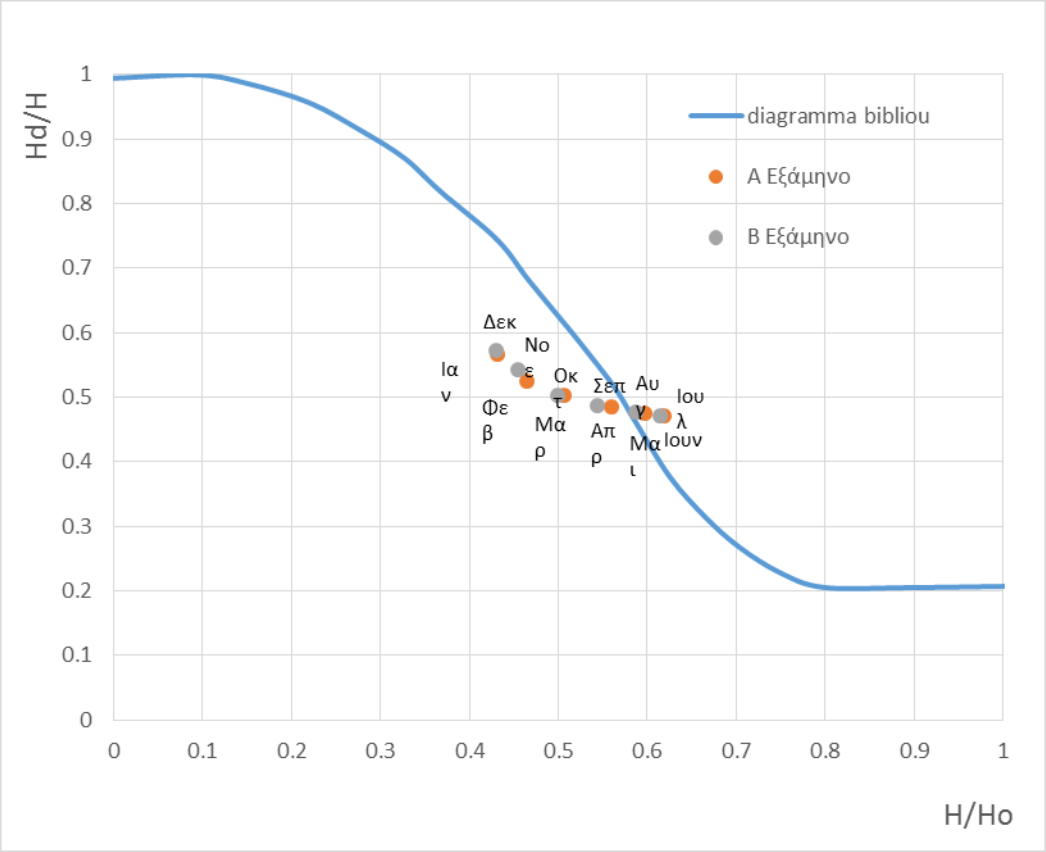


Σχ. 5.23 Μοντέλο Stauter & Klein

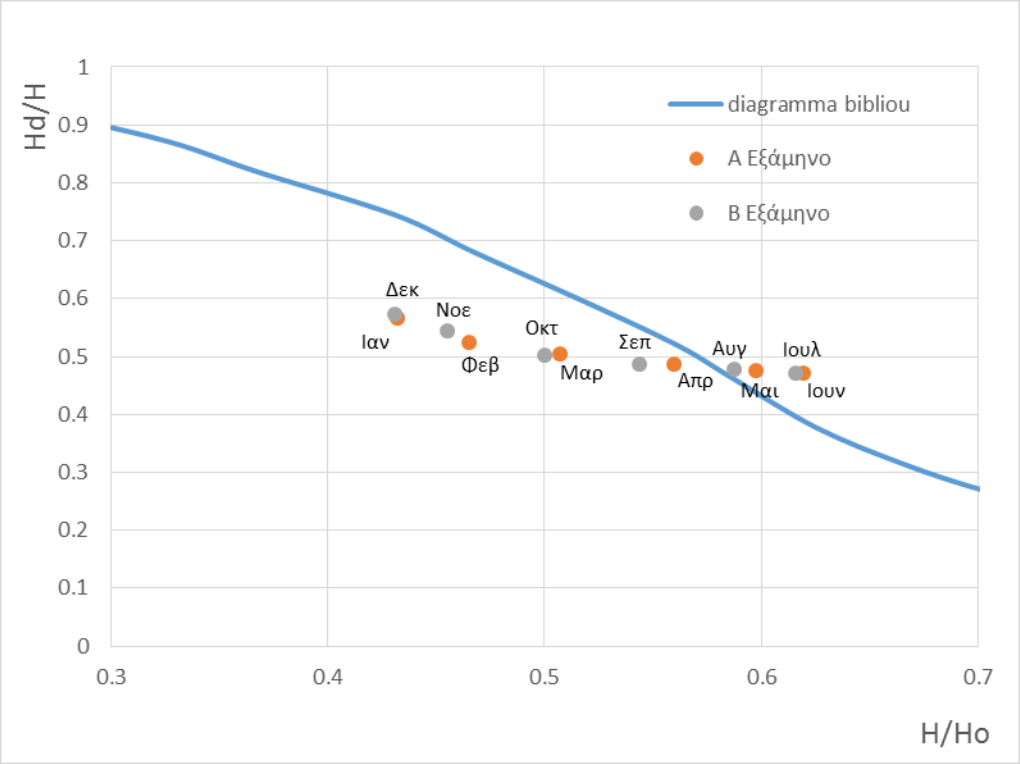
Παρατηρώντας καταρχήν το διάγραμμα που απεικονίζονται συγκεντρωτικά τα δεδομένα για όλους τους μήνες καταλήγουμε στο συμπέρασμα ότι η σχέση των Stauter- Klein μπορεί να προσομοιάσει σε πολύ ικανοποιητικό βαθμό τις υπολογισθείσες τιμές για την περιοχή της Αθήνας ενώ σε συνδυασμό με την προσεχτική μελέτη αι των επιμέρους μεταβολών που αφορούν την περίπτωση μεμονωμένα του κάθε μήνα του έτους μπορούμε να εξάγουμε το συμπέρασμα ότι αισθητές αποκλίσεις εμφανίζονται στους χειμερινούς μήνες Ιανουάριο έως Μάρτιο ενώ για τους υπολοίπους μήνες οι τιμές που προκύπτουν για την Αθήνα βρίσκονται σε υψηλό βαθμό ταύτισης με αυτές της θεωρητικής σχέσης.

5.6 Μεταβολές των τιμών της ημερήσιας ακτινοβολίας

Στο διαγράμματα που ακολουθούν παρουσιάζονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν για την περιοχή της Αθήνας για τη μεταβολή του λόγου της ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας προς την αντίστοιχη ολική ακτινοβολία σε σχέση με τον ημερήσιο δείκτη αιθριότητας. Στο ίδια διάγραμμα εμφανίζεται και η προτεινόμενη συσχέτιση από τους Collares- Pereira [13] για την μεταβολή των δύο παραπάνω μεγεθών



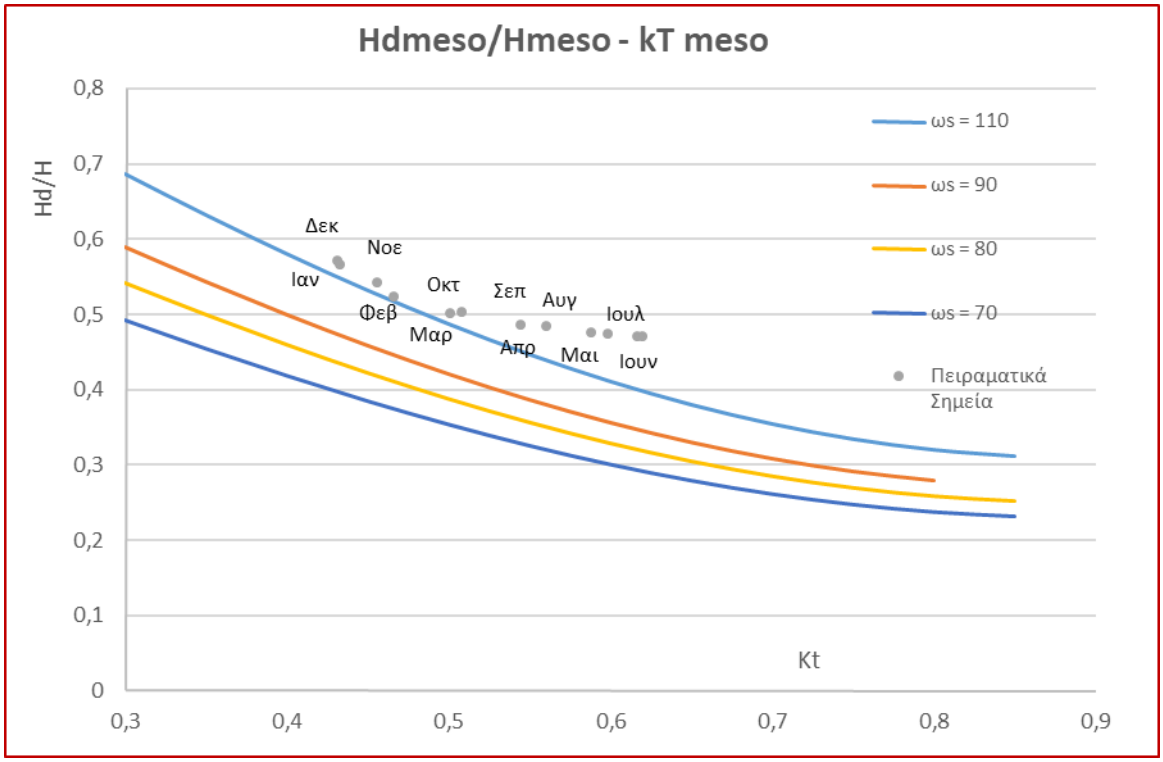
Σχ. 5.24 Σύγκριση Α και Β εξαμήνου για λόγο ημερήσιας.



Σχ. 5.25 ίδια με 5.24 με περισσότερη ευκρίνεια.

Παρατηρώντας τις μεταβολές μπορεί κάποιος να σημειώσει ότι η προτεινόμενη συσχέτιση περιγράφει σε ικανοποιητικό βαθμό τη μεταβολή για την περιοχή της Αθήνας εμφανίζοντας μεγαλύτερες αποκλίσεις κατά τους χειμερινούς μήνες. Το συμπέρασμα αυτό έχει προκύψει και από προηγούμενα διαγράμματα και οφείλεται στον τρόπο με τον οποίο προσεγγίστηκαν οι ημερίσιες τιμές για την περίπτωση της Αθήνας.

Σε αντίστοιχα συμπεράσματα καταλήγουμε και από τα επόμενα διαγράμματα στα οποία παριστάνεται η μεταβολή του λόγου της μηνιαίας μέσης διάχυτης ακτινοβολίας προς την αντίστοιχη ολική ακτινοβολία σε σχέση με τον μηνιαίο μέσο δείκτη διαύγειας με παράμετρο την ωριαία γωνία και η οποία συγκρίνεται με τα αποτελέσματα της συσχέτισης των Collares- Pereira [13].

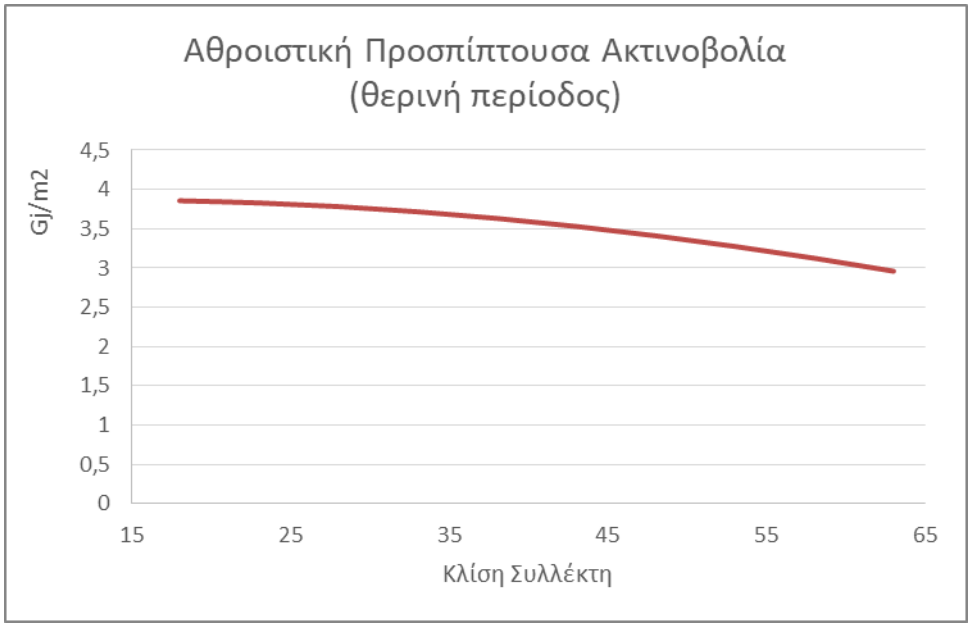


Σχ. 5.26 Συσχέτιση των H_d/H και K_t με παράμετρο το ω_s.

5.7 Μεταβολές των τιμών της Ετήσιας Ενέργειας σε κεκλιμένο επίπεδο

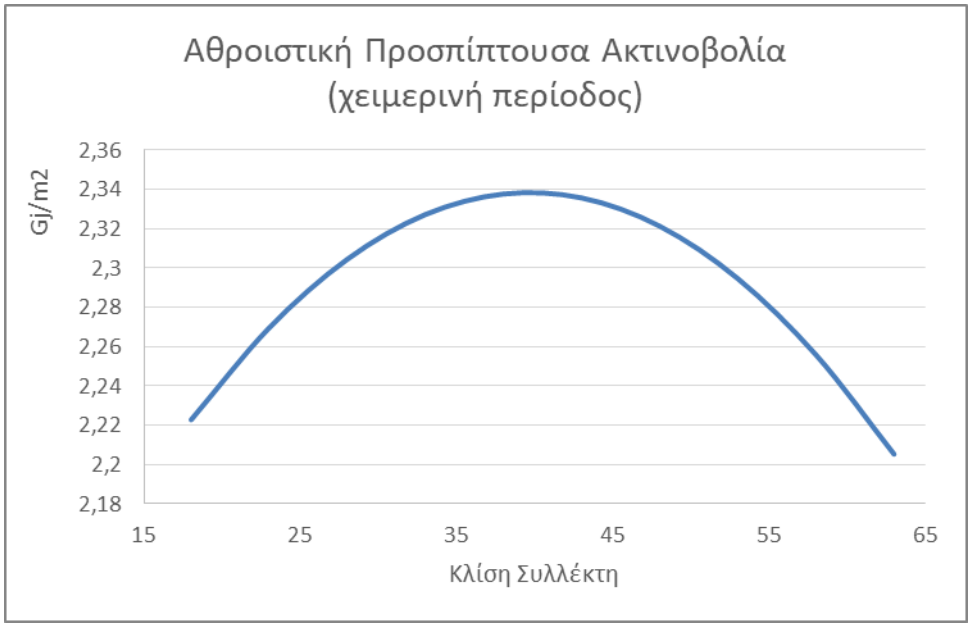
Στα διαγράμματα που ακολουθούν εμφανίζονται τα αποτελέσματα που προκύπτουν για την προσπίπτουσα ακτινοβολία σε κεκλιμένο επίπεδο στην περιοχή της Αθήνας.

Οι τιμές αυτές υπολογίστηκαν από την αντίστοιχη θεωρητική σχέση που τη συνδέει με την ακτινοβολία οριζόντιου επιπέδου με κατάλληλη επεξεργασία των τιμών που είχαν ήδη προκύψει για τις μηνιαίες τιμες της προσπίπτουσας ακτινοβολίας οριζοντίου επιπέδου.

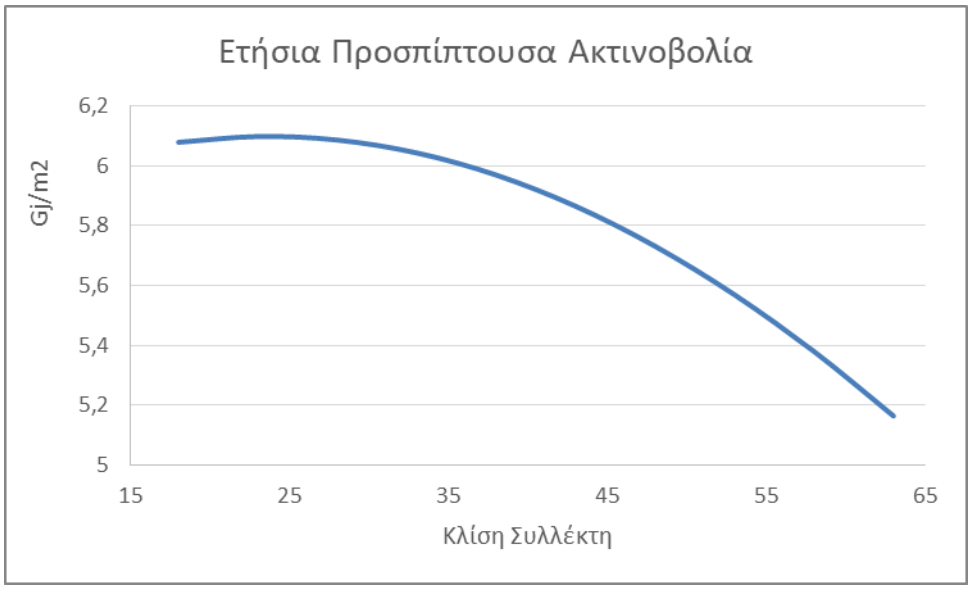


Σχ. 5.27 Συνολικά μεγέθη για θερινή περίοδο.

Συγκεκριμένα παρουσιάζεται η μεταβολή της συνολικά ετήσιας προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε κεκλιμένο επίπεδο με παράμετρο τη γωνία κλίσης του συλλέκτη καθώς και τα αντίστοιχα διαγράμματα για την θερινή περίοδο για την χειμερινή για τα τέσσερα τρίμηνα του έτους καθώς και για τα έξι δίμηνα του έτους.



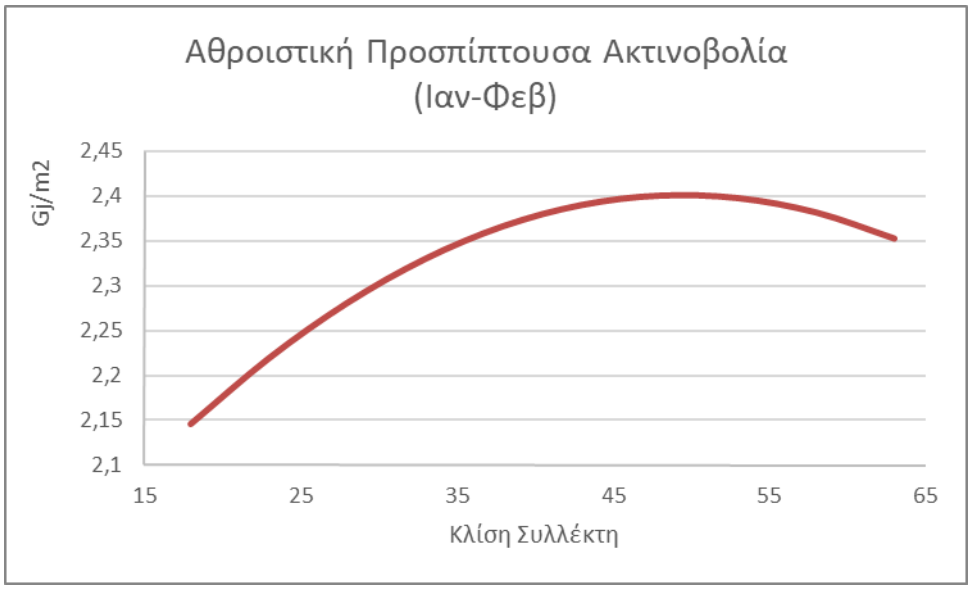
Σχ. 5.28 Συνολικά μεγέθη για χειμερινή περίοδο.

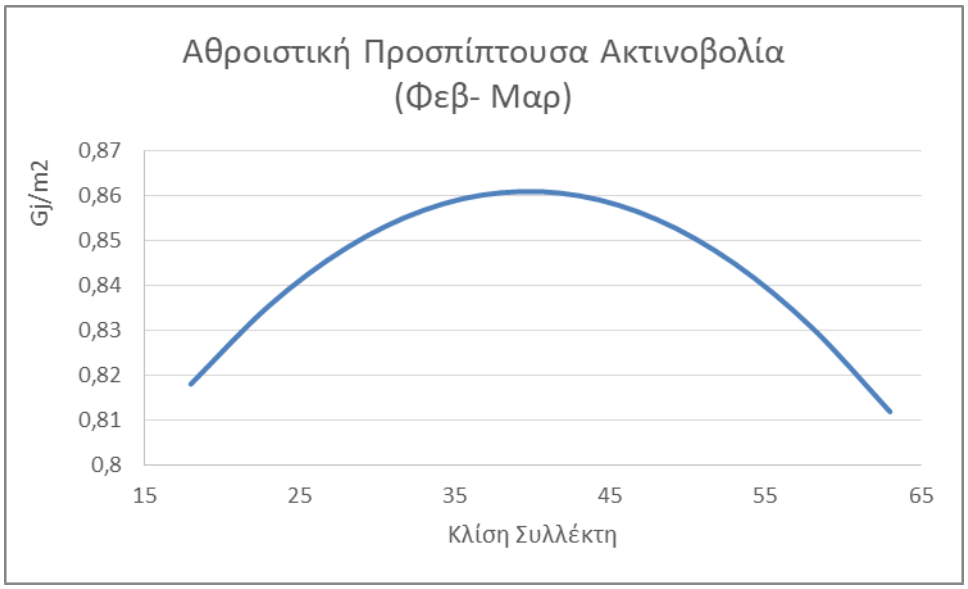


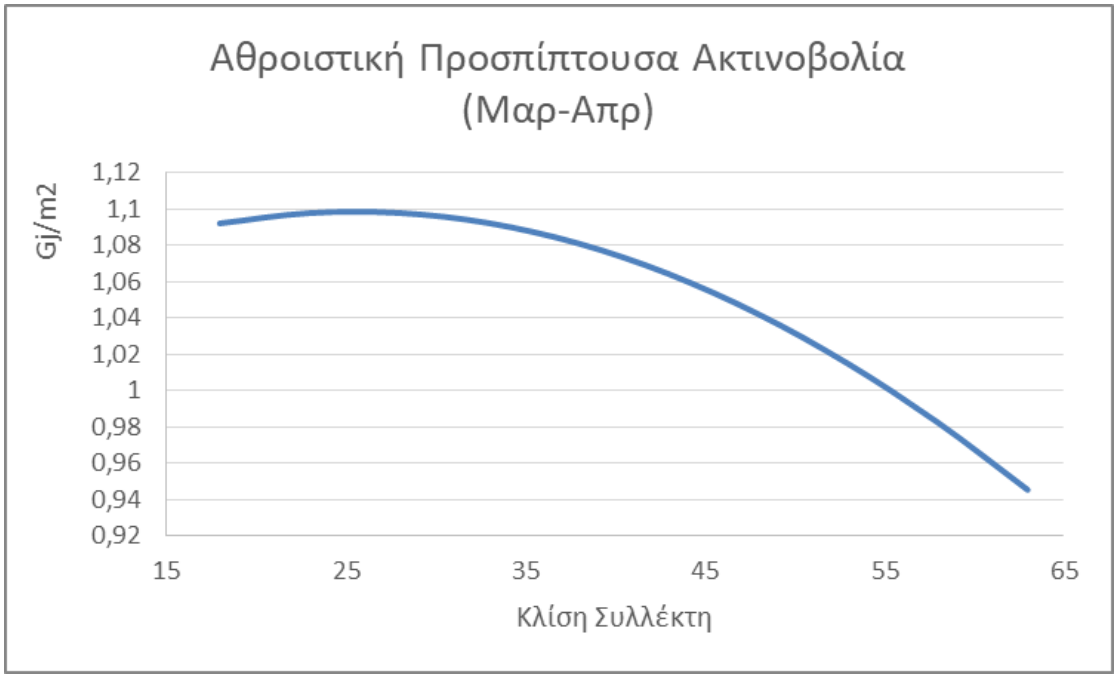
Σχ. 5.29 Συνολικά μεγέθη για χειμερινή-θερινή περίοδο.

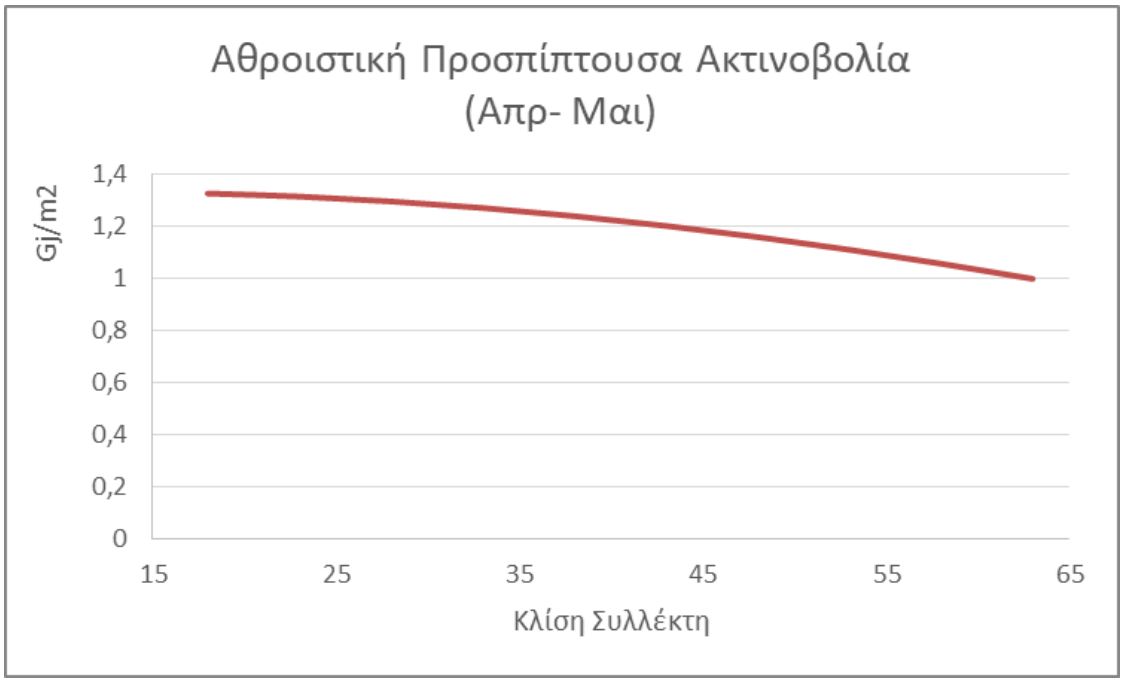
5.8 Μεγιστοποίηση ηλιακής ακτινοβολίας ανά δίμηνο

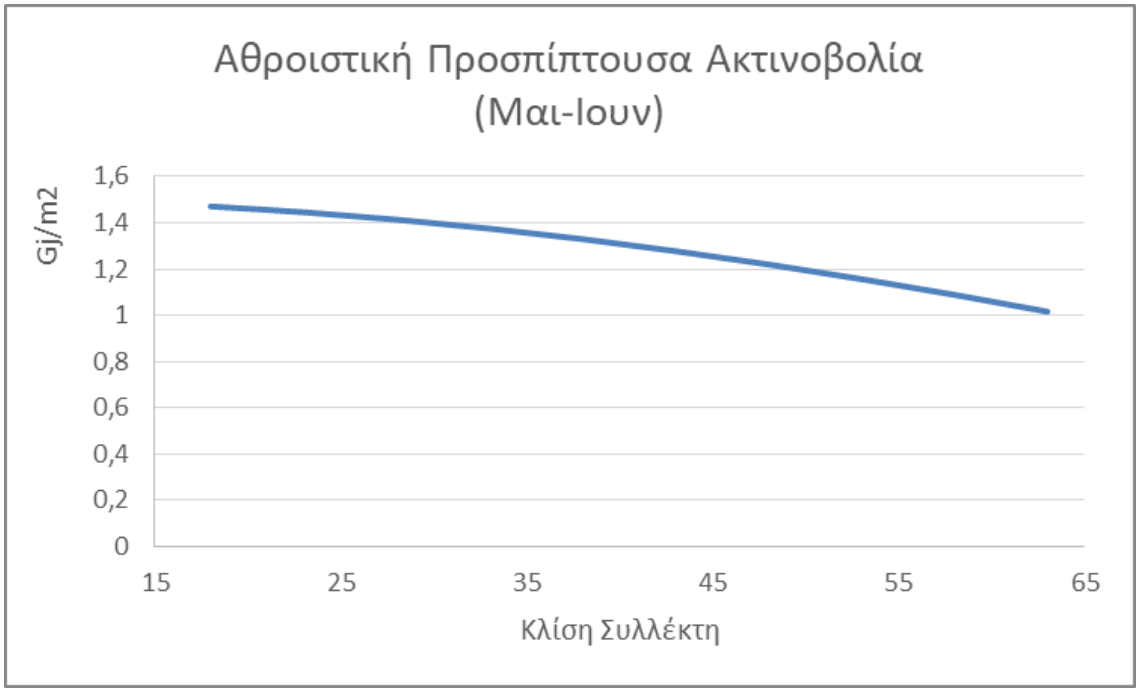
Ακολουθούν τα διαγράμματα που αφορούν την μεγιστοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας ανά δίμηνο. Κατόπιν παραθέτεται συγκεντρωτικός πίνακας με την βέλτιστη κλίση των συλλεκτών ανά δίμηνο.

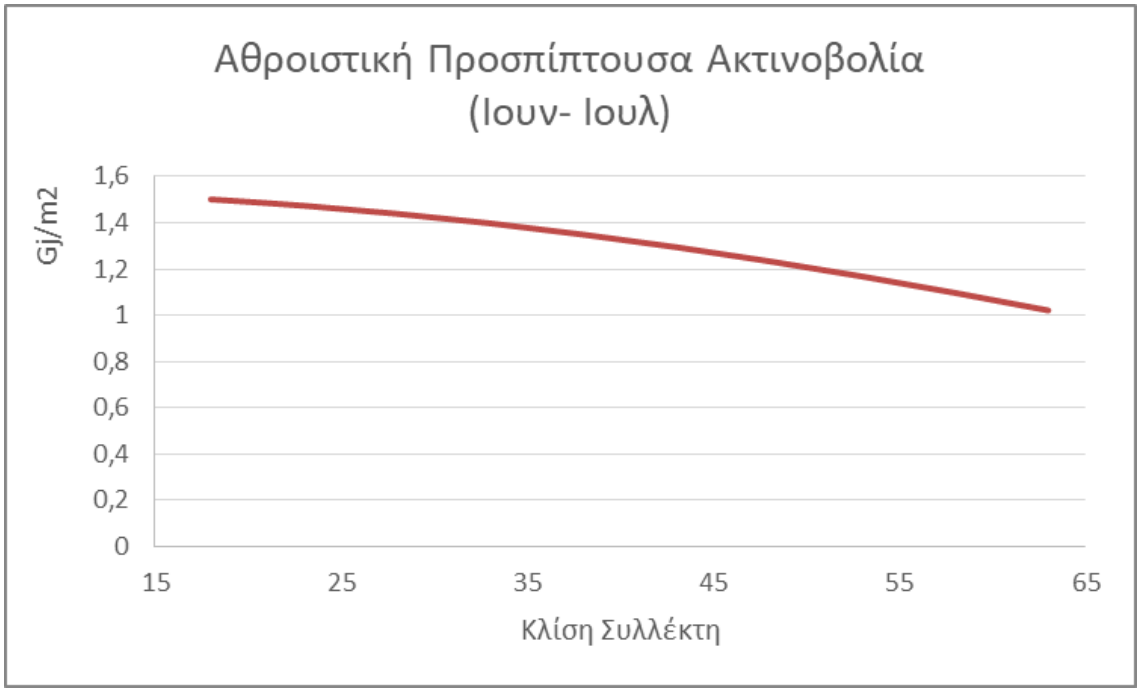


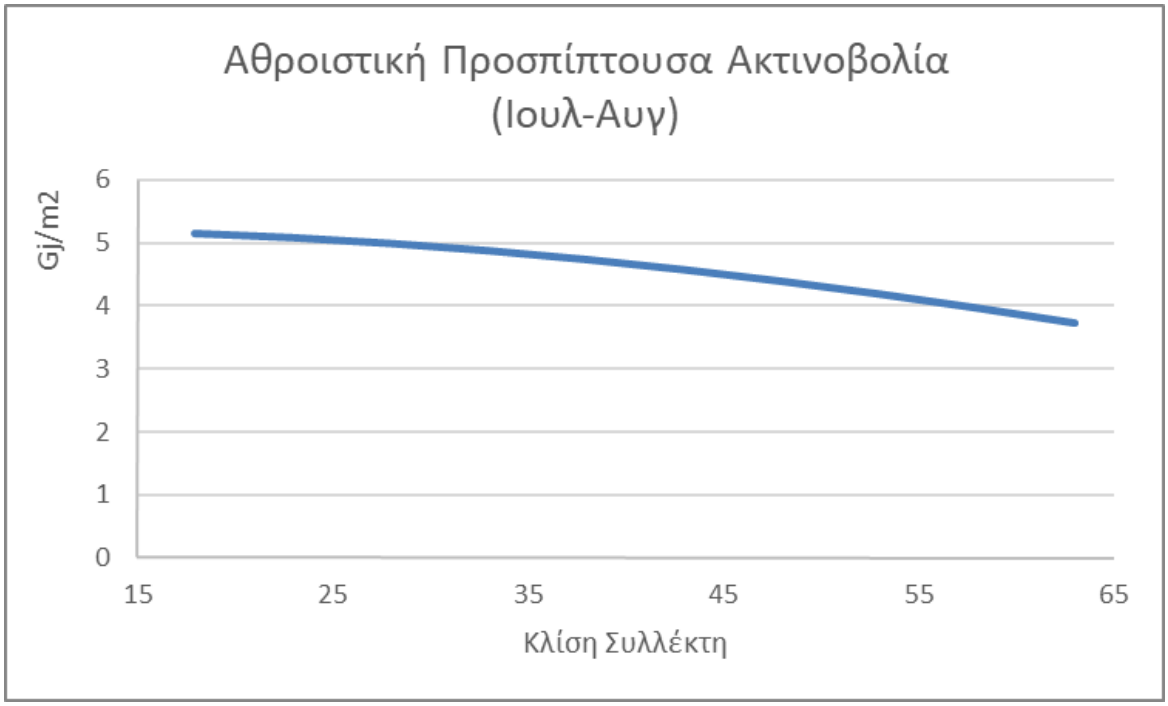


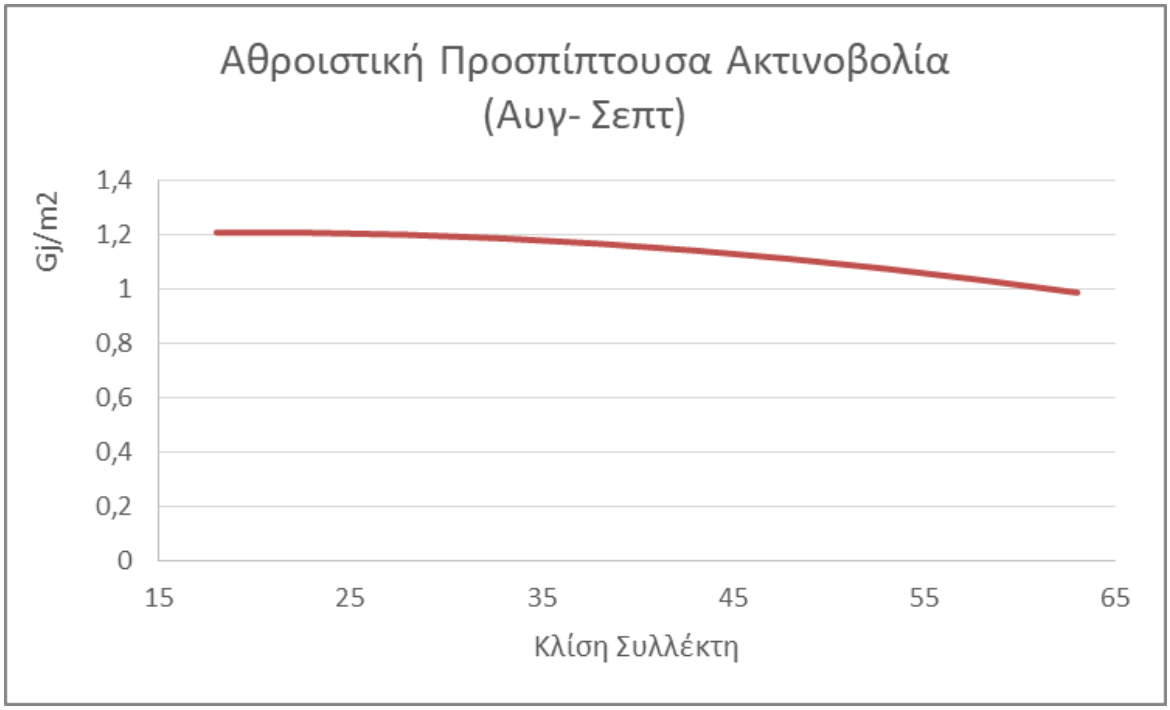

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Μαρ-Απρ)
Gj/m2
1,12
1,1
1,08
1,06
1,04
1,02
1
0,98
0,96
0,94
0,92
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

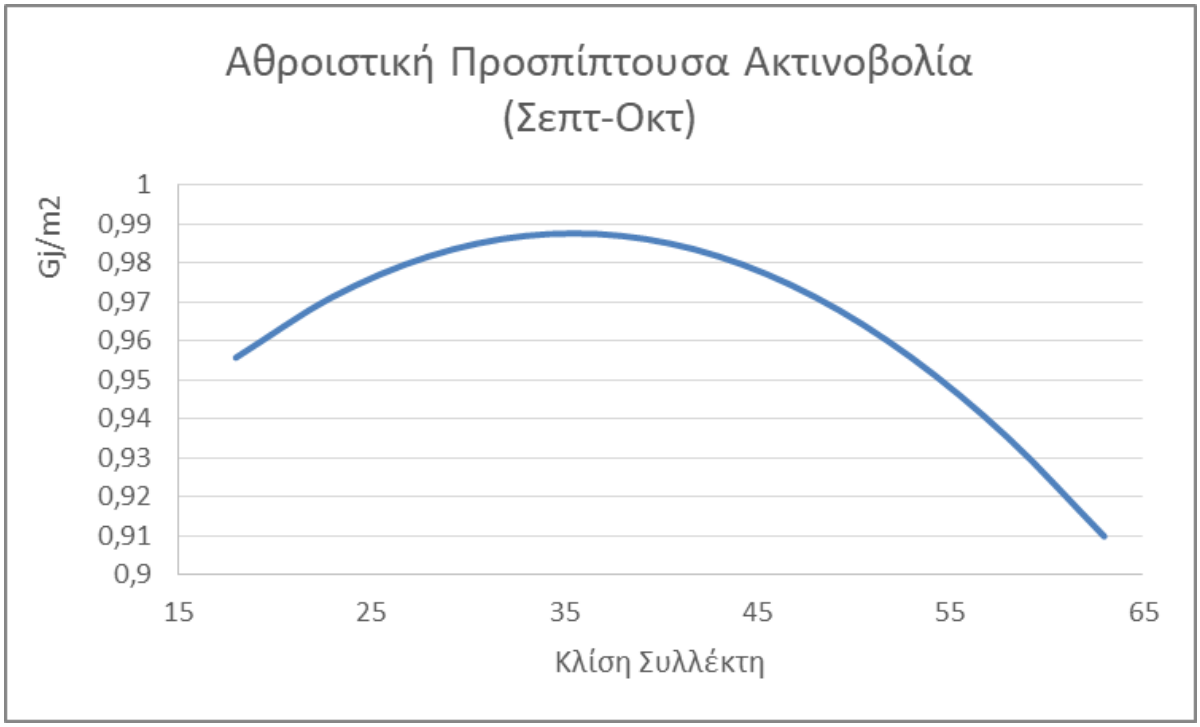

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Απρ- Μαι)
Gj/m2
1,4
1,2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

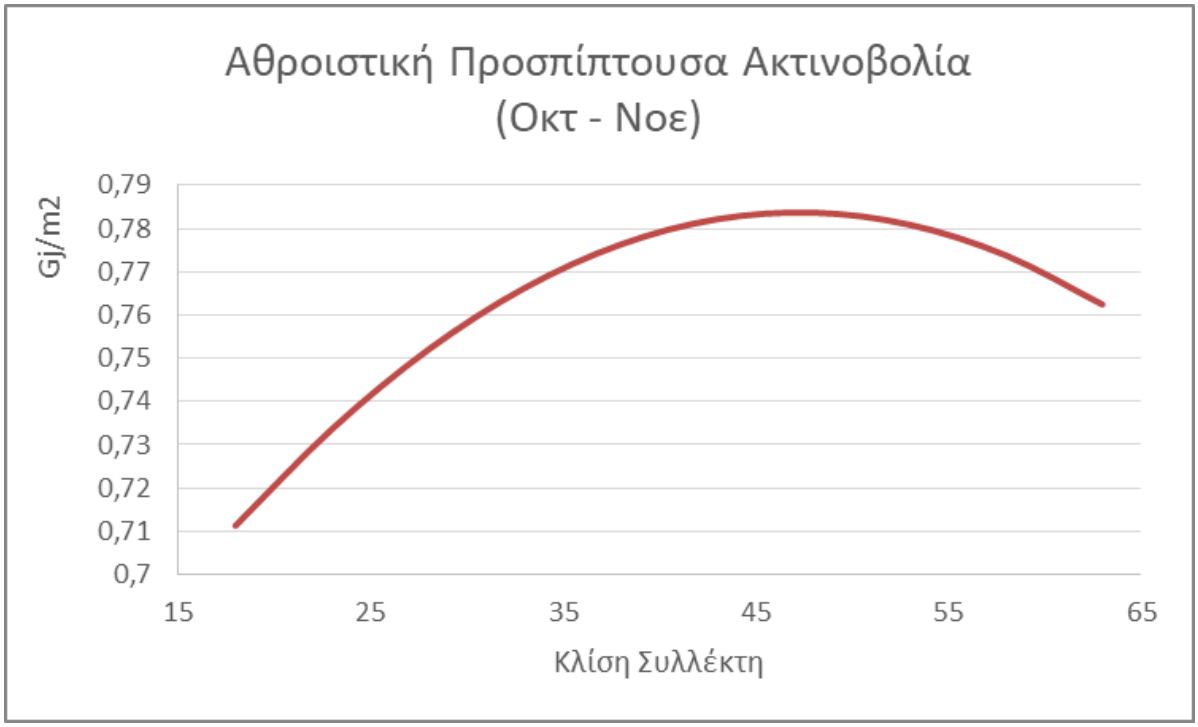

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Μαι-Ιουν)
Gj/m2
1,6
1,4
1,2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

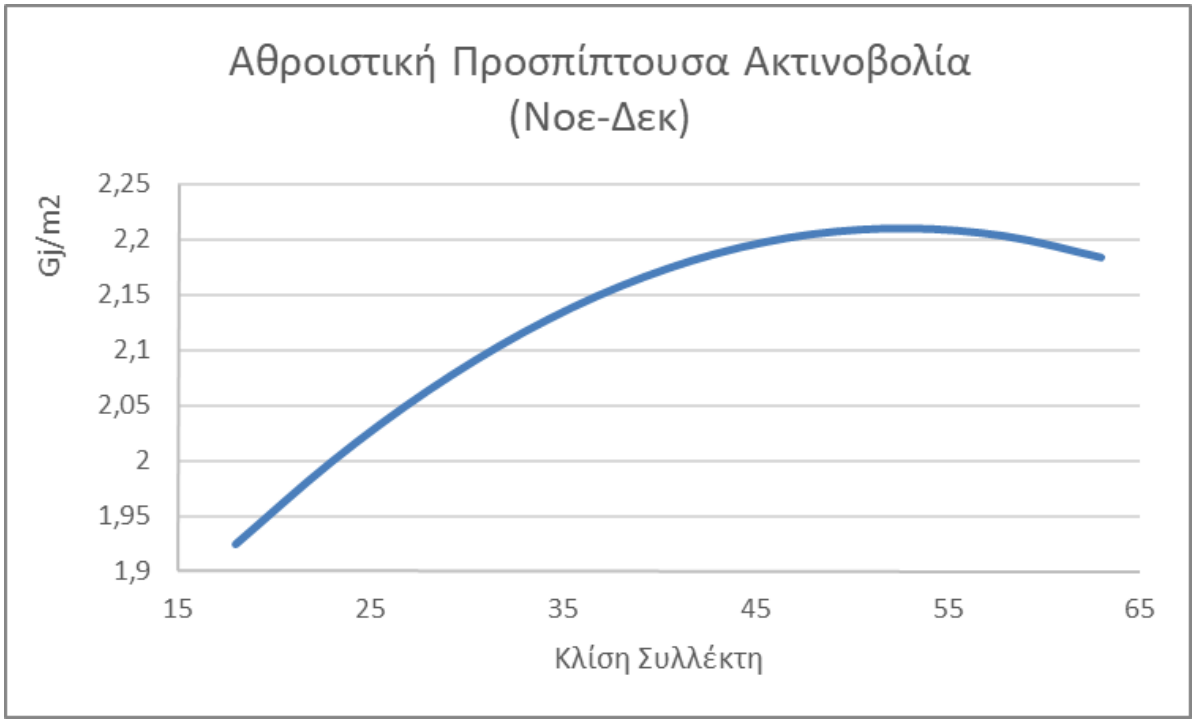

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Ιουν- Ιουλ)
Gj/m2
1,6
1,4
1,2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

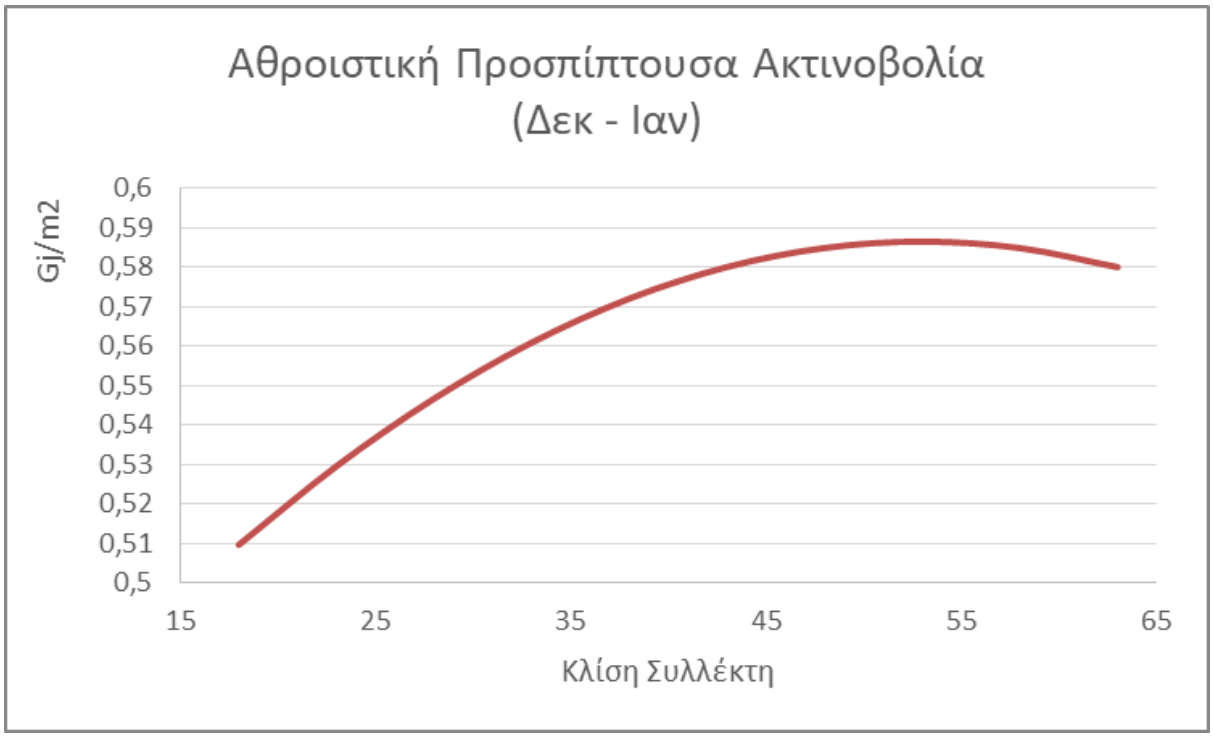

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Ιουλ-Αυγ)
Gj/m2
6
5
4
3
2
1
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Αυγ- Σεπτ)
Gj/m2
1,4
1,2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Σεπτ-Οκτ)
Gj/m2
1
0,99
0,98
0,97
0,96
0,95
0,94
0,93
0,92
0,91
0,9
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Οκτ - Νοε)
Gj/m2
0,79
0,78
0,77
0,76
0,75
0,74
0,73
0,72
0,71
0,7
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

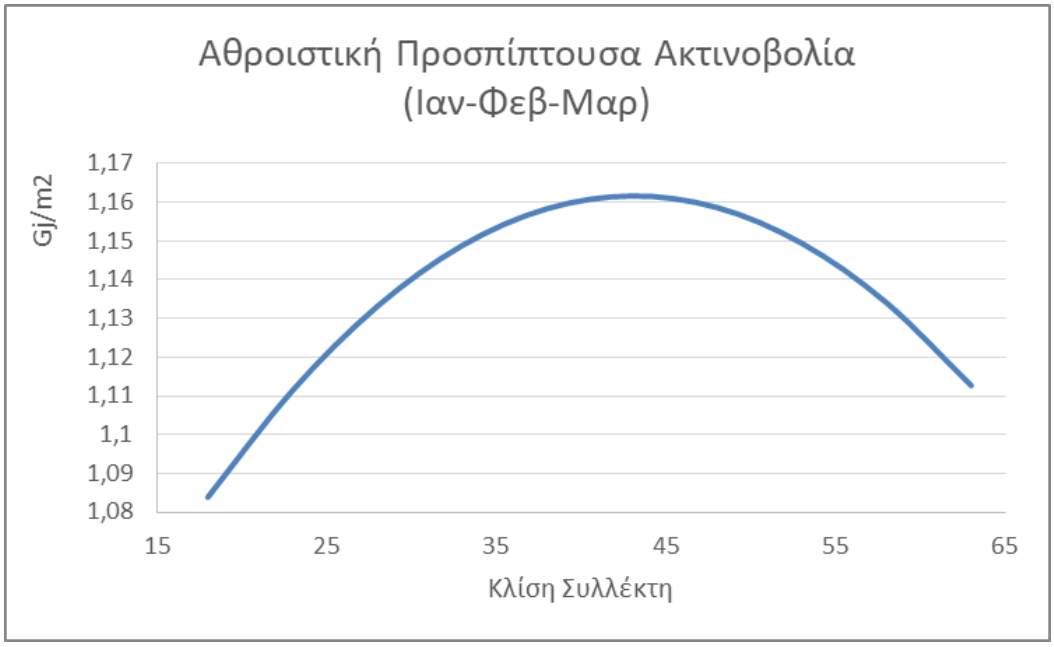

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Νοε-Δεκ)
Gj/m2
2,25
2,2
2,15
2,1
2,05
2
1,95
1,9
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

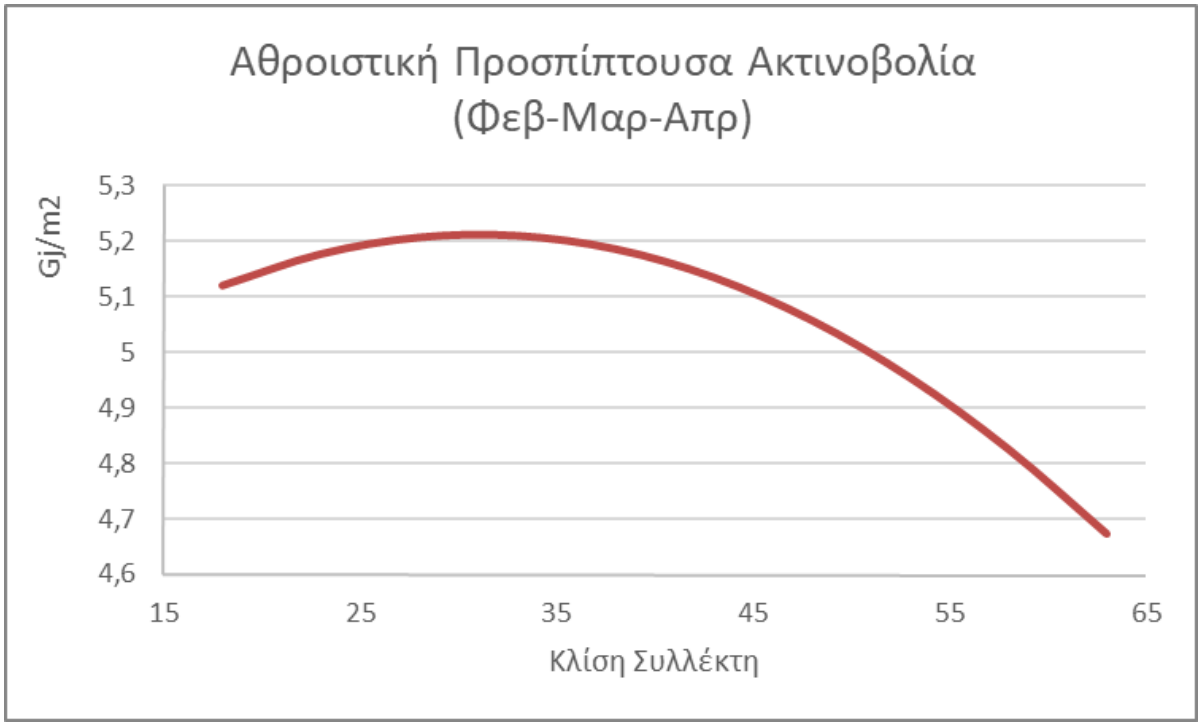

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Δεκ - Ιαν)
Gj/m2
0,6
0,59
0,58
0,57
0,56
0,55
0,54
0,53
0,52
0,51
0,5
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

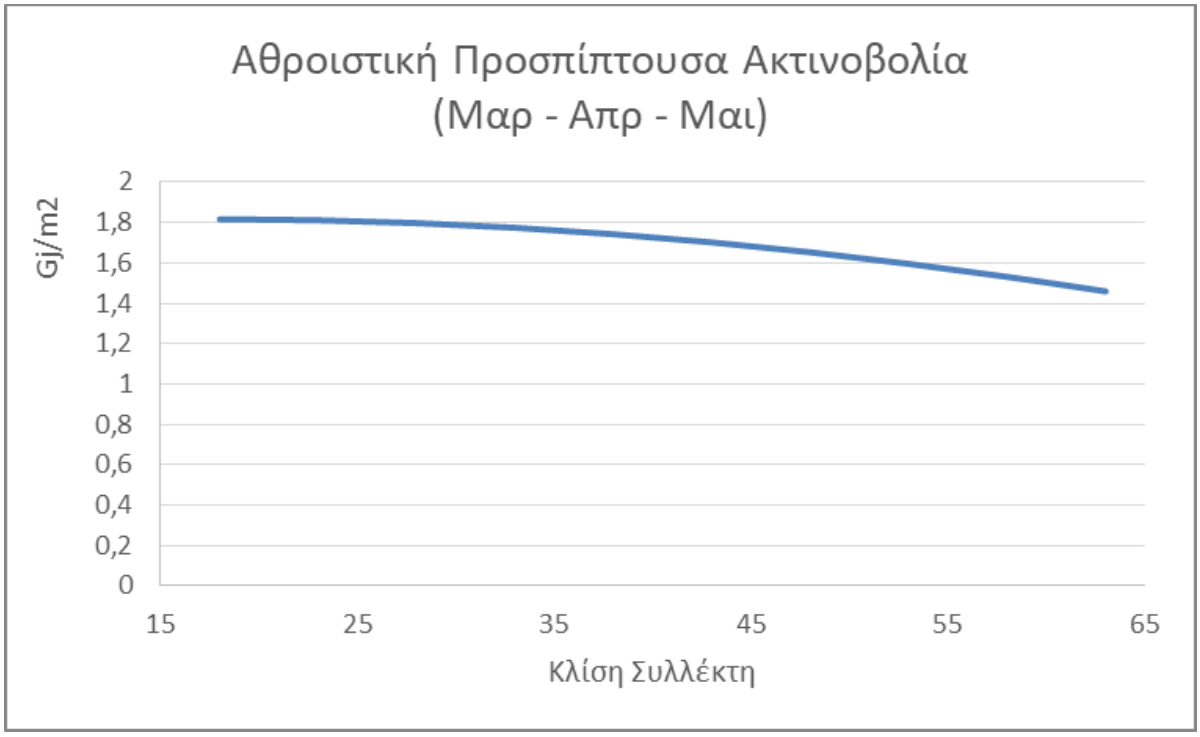
ΔΙΜΗΝΟ	ΚΛΙΣΗ ΣΥΛΛΕΚΤΗ (º)
Ιαν – Φεβ	50
Φεβ – Μαρ	38
Μαρ – Απρ	25
Απρ – Μια	18
Μαι – Ιουν	18
Ιουν – Ιουλ	18
Ιουλ – Αυγ	18
Αυγ – Σεπτ	19
Σεπτ – Οκτ	36
Οκτ – Νοε	48
Νοε – Δεκ	53
Δεκ – Ιαν	53

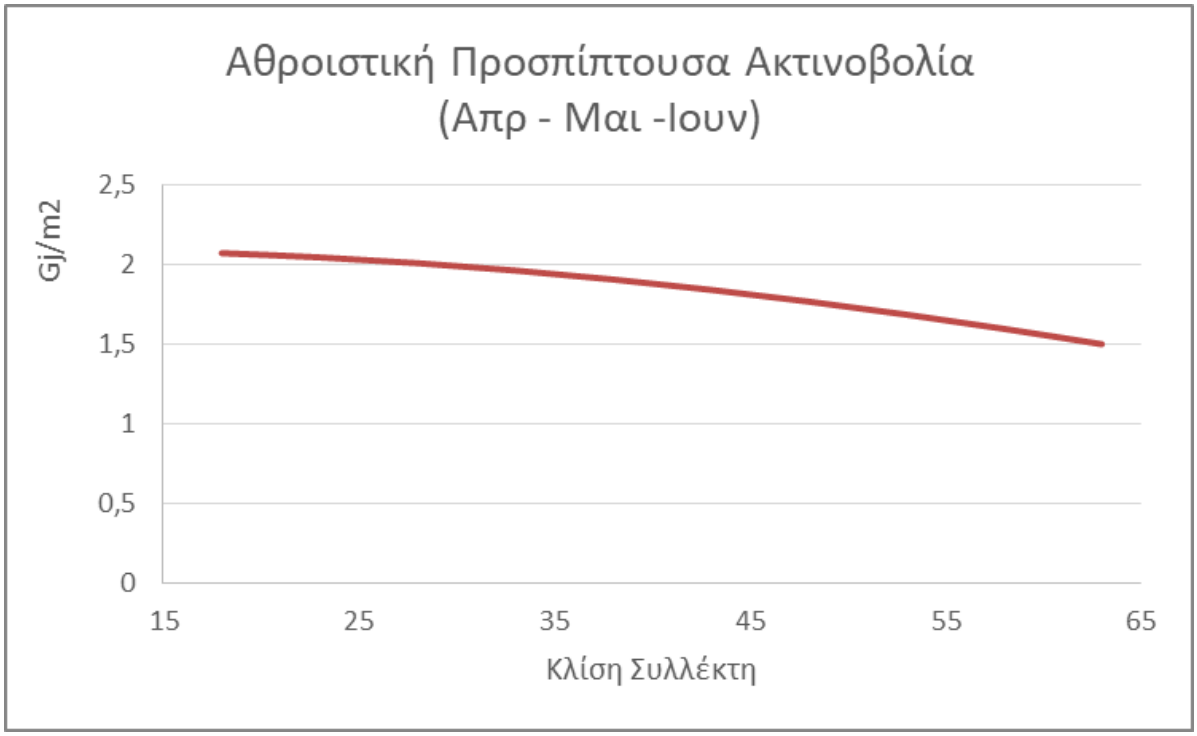
5.9 Μεγιστοποίηση ηλιακής ακτινοβολίας ανά τρίμηνο

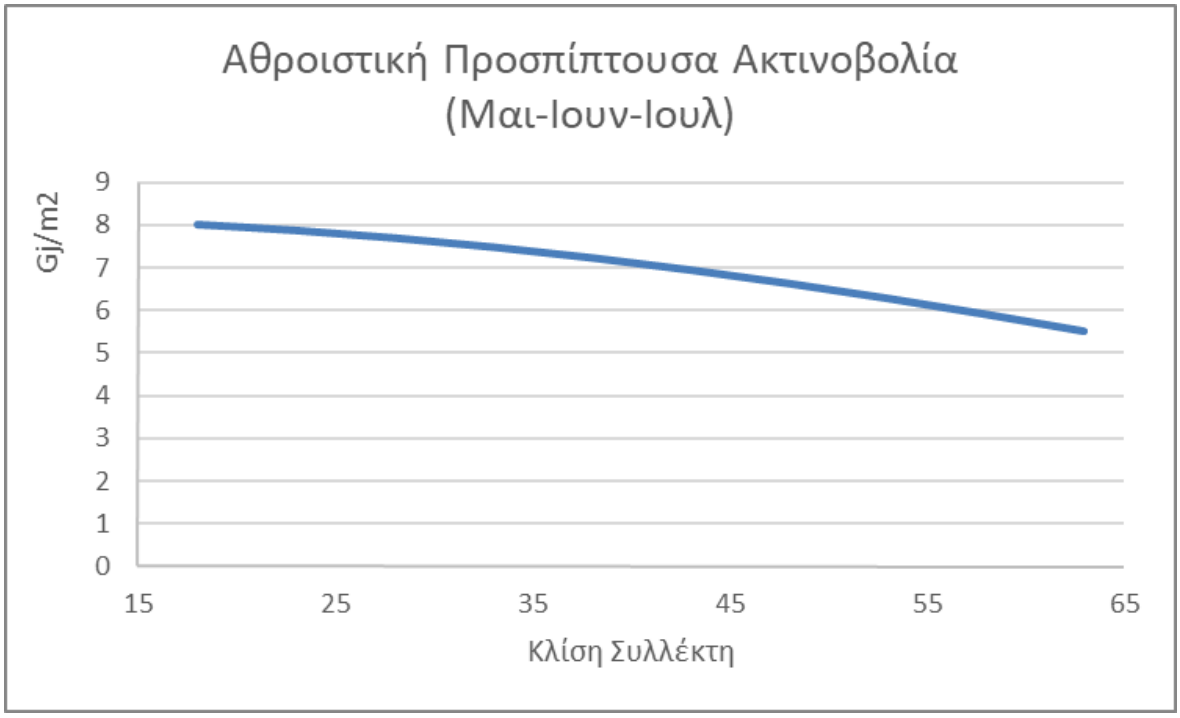
Ακολουθούν τα διαγράμματα που αφορούν την μεγιστοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας ανά τρίμηνο. Κατόπιν παραθέτεται συγκεντρωτικός πίνακας με την βέλτιστη κλίση των συλλεκτών ανά τρίμηνο.

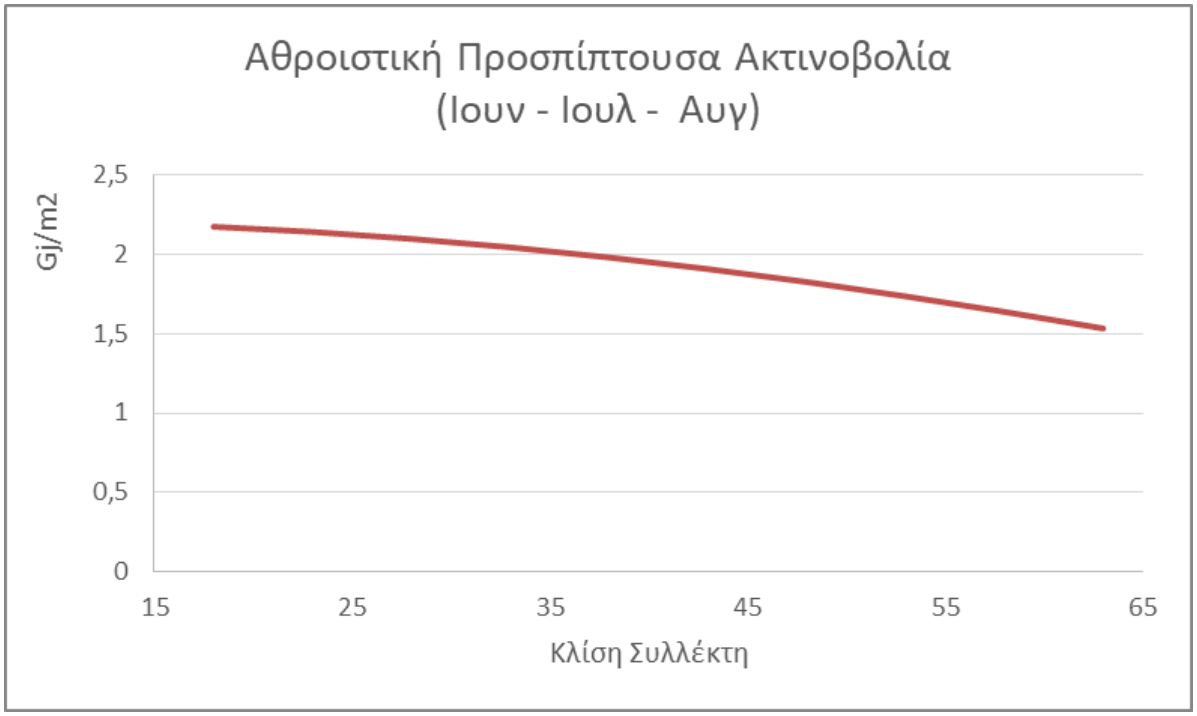


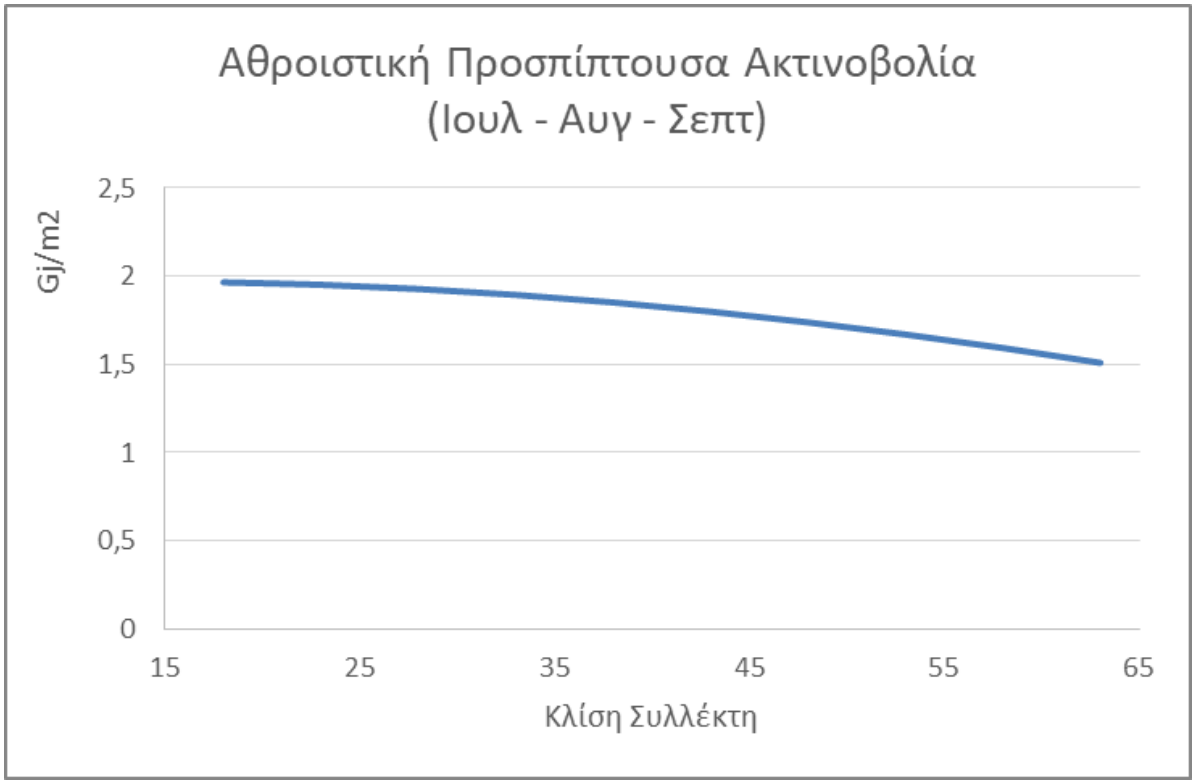

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Φεβ-Μαρ-Απρ)
Gj/m2
5,3
5,2
5,1
5
4,9
4,8
4,7
4,6
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

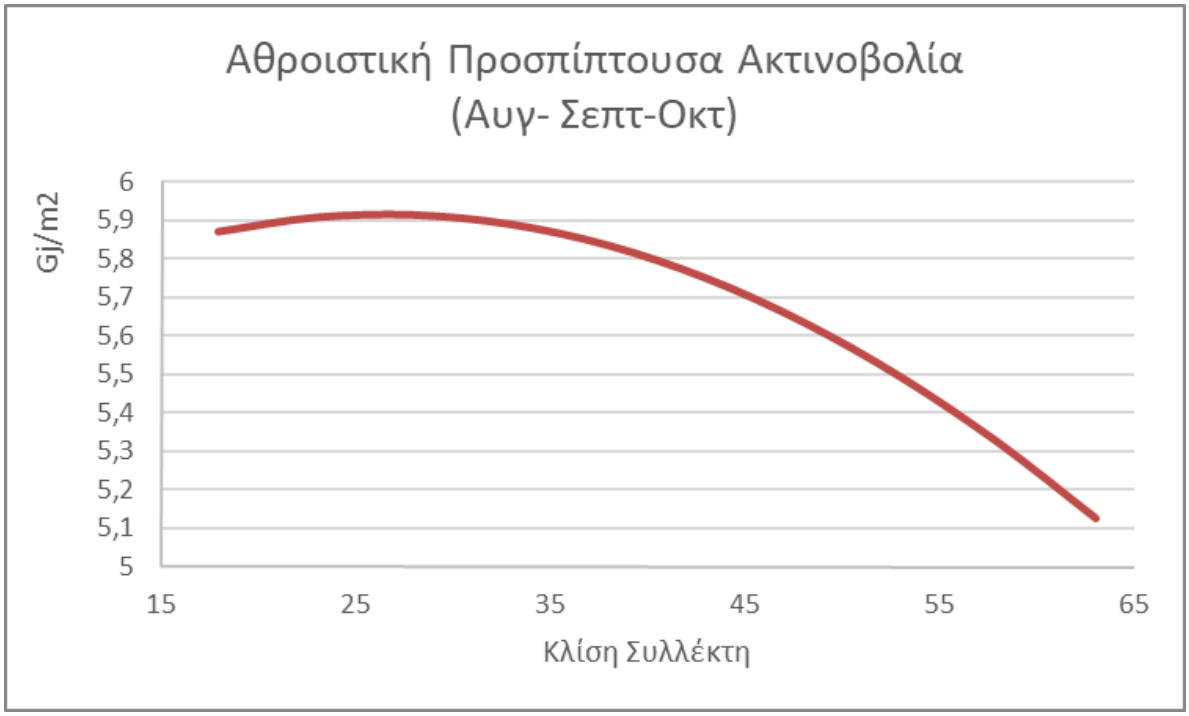

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Μαρ - Απρ - Μαι)
Gj/m2
2
1,8
1,6
1,4
1,2
1
0,8
0,6
0,4
0,2
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

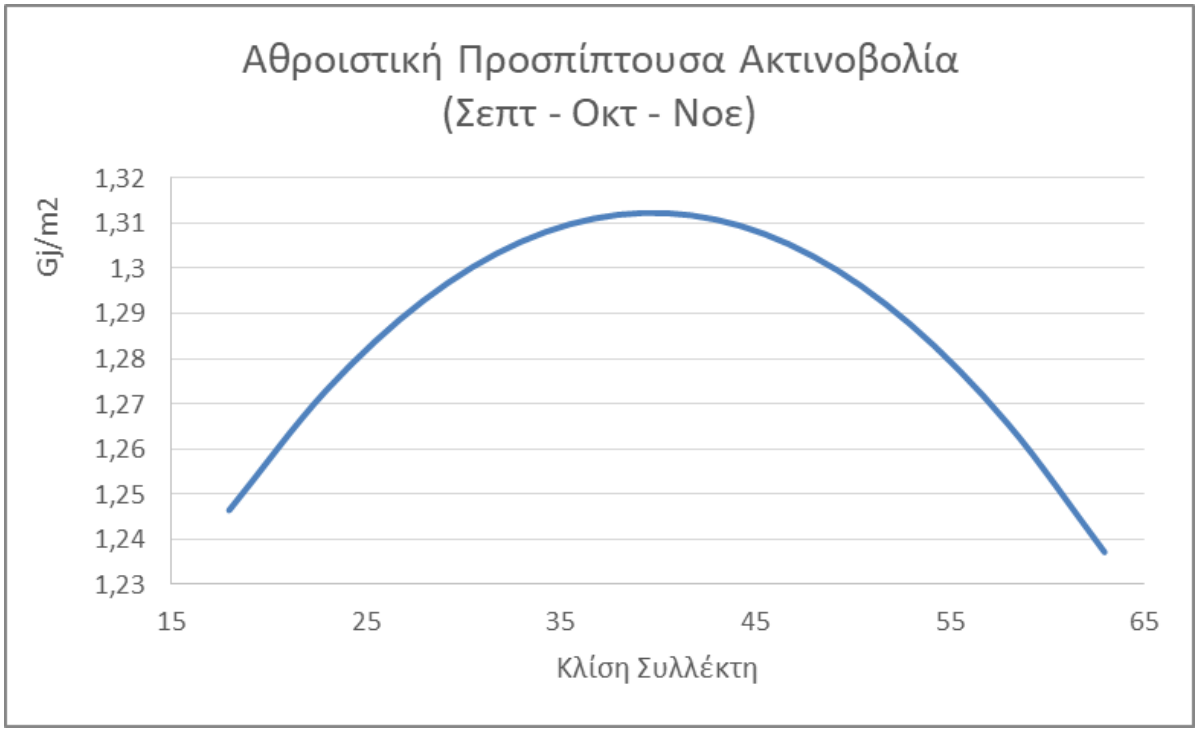

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Απρ - Μαι -Ιουν)
Gj/m2
2,5
2
1,5
1
0,5
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

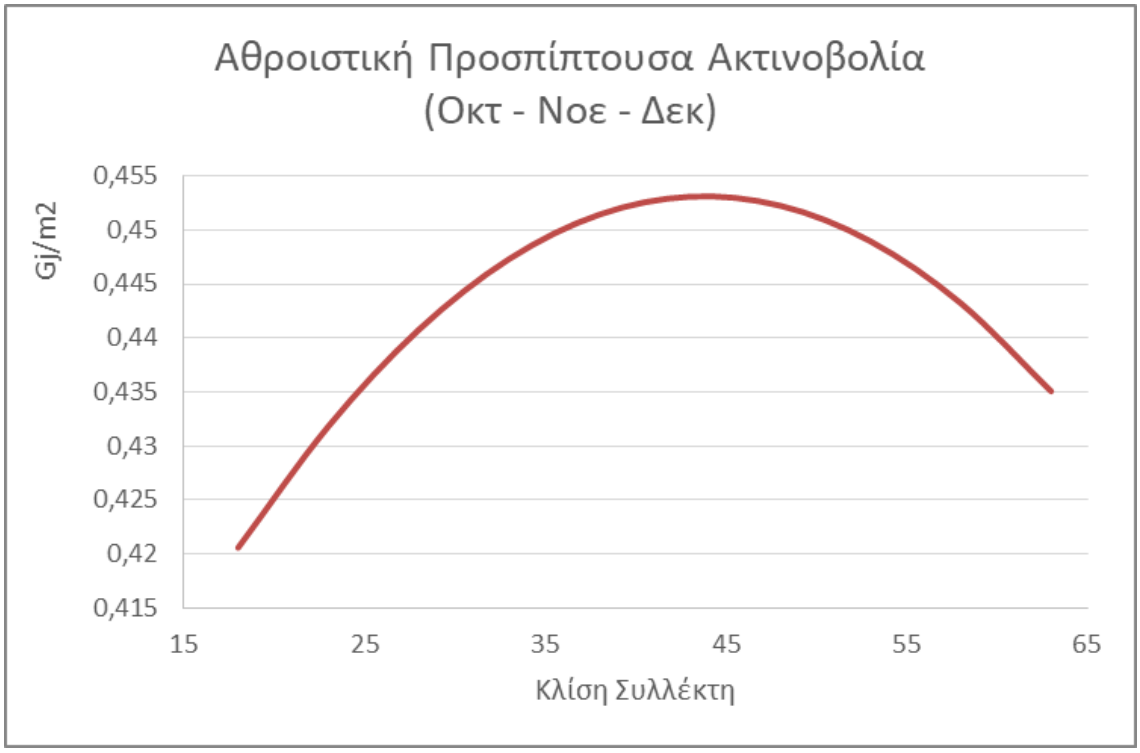

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Μαι-Ιουν-Ιουλ)
Gj/m2
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

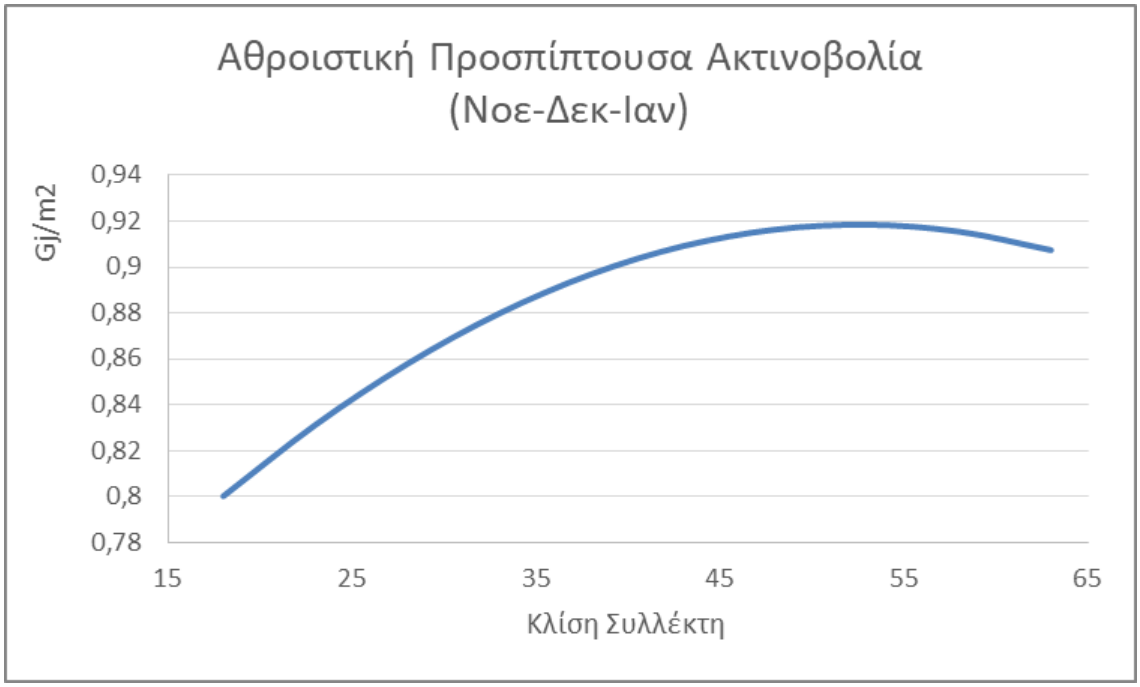

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Ιουν - Ιουλ - Αυγ)
Gj/m2
2,5
2
1,5
1
0,5
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

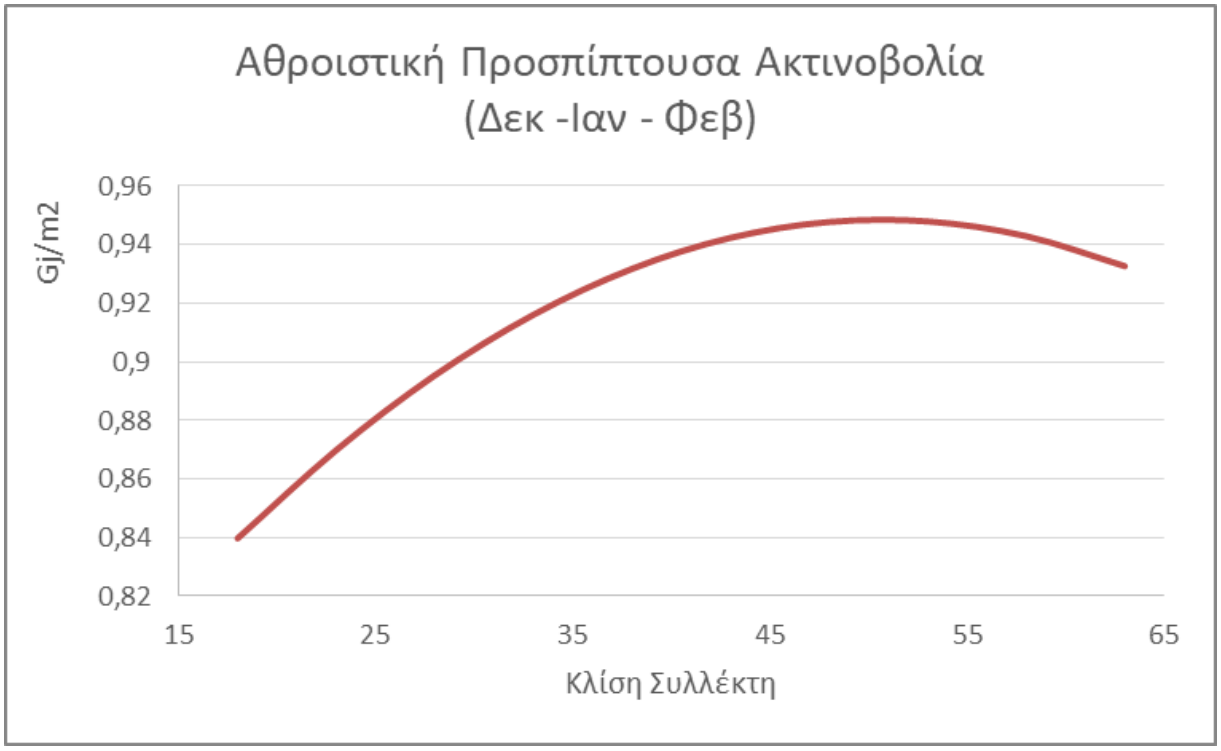

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Ιουλ - Αυγ - Σεπτ)
Gj/m2
2,5
2
1,5
1
0,5
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Αυγ- Σεπτ-Οκτ)
Gj/m2
6
5,9
5,8
5,7
5,6
5,5
5,4
5,3
5,2
5,1
5
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Σεπτ - Οκτ - Νοε)
Gj/m2
1,32
1,31
1,3
1,29
1,28
1,27
1,26
1,25
1,24
1,23
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Οκτ - Νοε - Δεκ)
Gj/m2
0,455
0,45
0,445
0,44
0,435
0,43
0,425
0,42
0,415
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

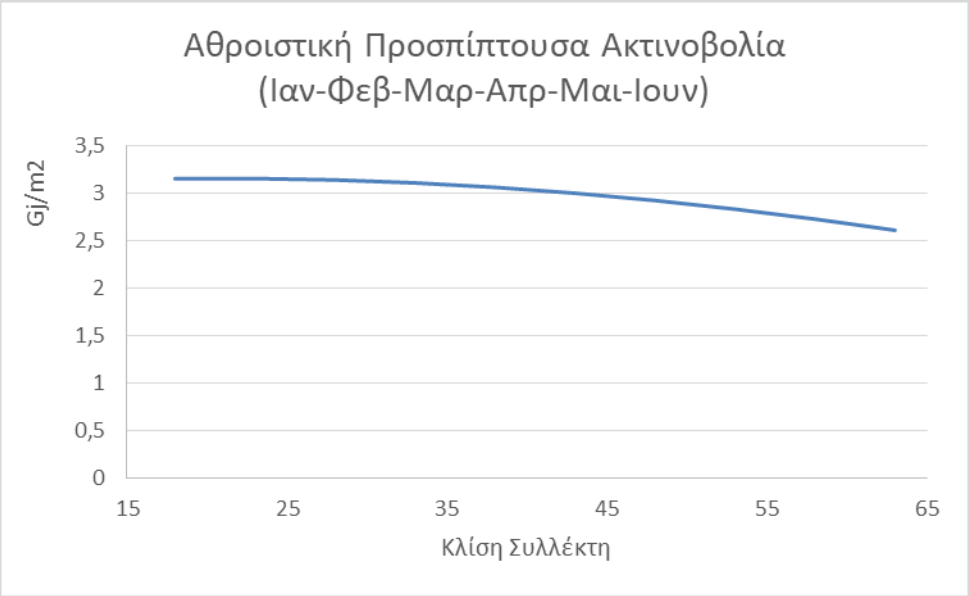

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Νοε-Δεκ-Ιαν)
Gj/m2
0,94
0,92
0,9
0,88
0,86
0,84
0,82
0,8
0,78
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

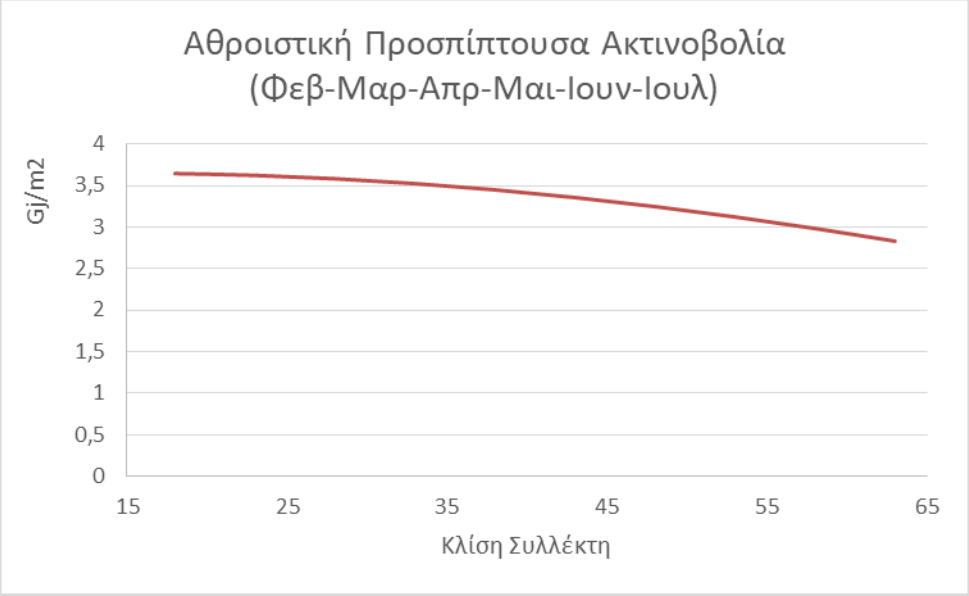


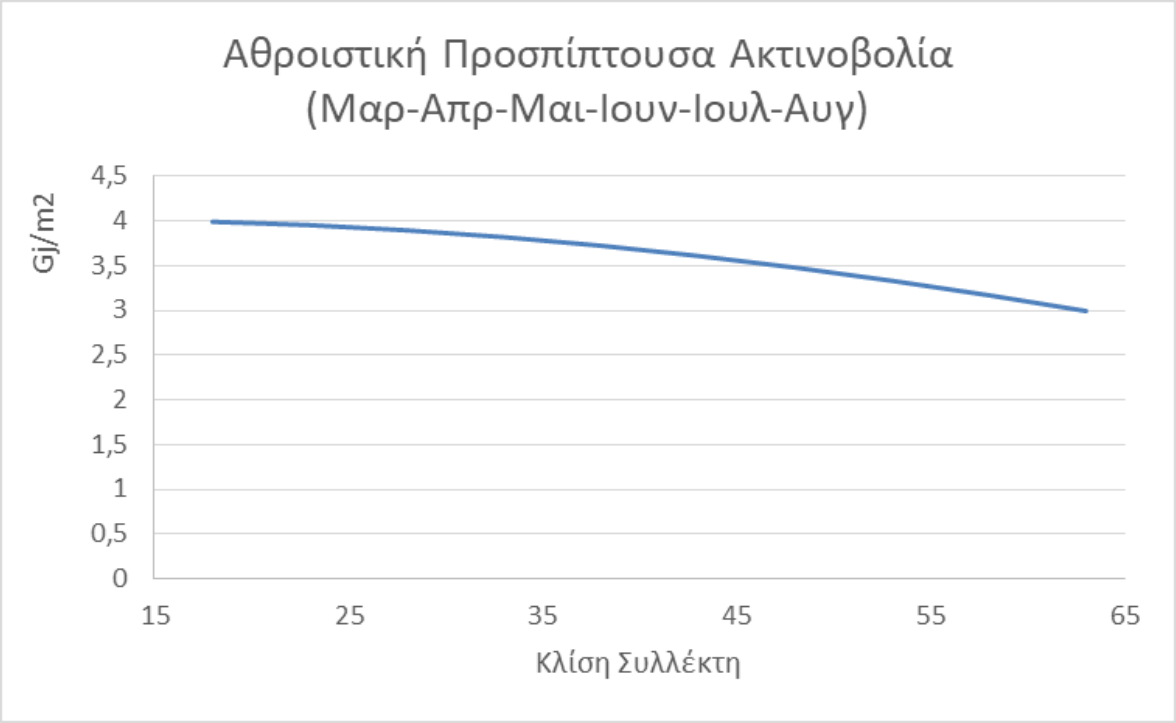
ΤΡΙΜΗΝΟ	ΚΛΙΣΗ ΣΥΛΛΕΚΤΗ (°)
Ιαν – Φεβ – Μαρ	44
Φεβ – Μαρ – Απρ	33
Μαρ – Απρ – Μια	19
Απρ – Μαι – Ιουν	18
Μαι – Ιουν – Ιουλ	18
Ιουν – Ιουλ – Αυγ	18
Ιουλ – Αυγ – Σεπτ	19
Αυγ – Σεπτ – Οκτ	28
Σεπτ – Οκτ – Νοε	40
Οκτ – Νοε – Δεκ	45
Νοε – Δεκ – Ιαν	53
Δεκ – Ιαν – Φεβ	53

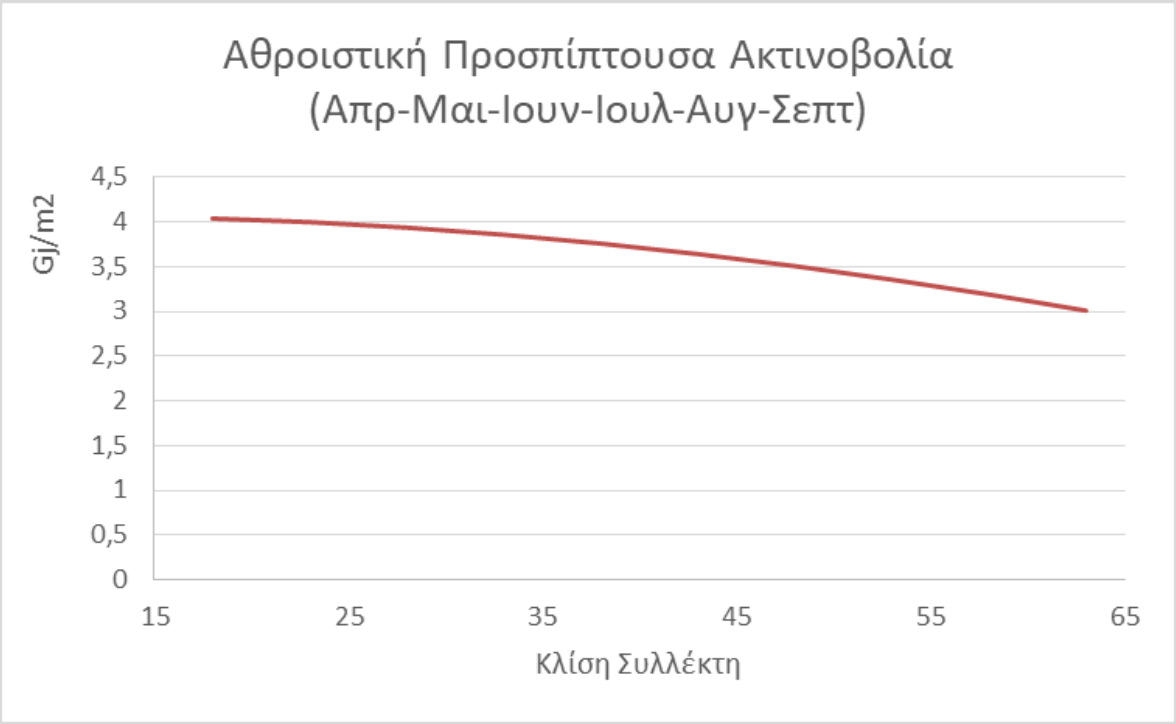
5.10 Μεγιστοποίηση ηλιακής ακτινοβολίας ανά εξάμηνο

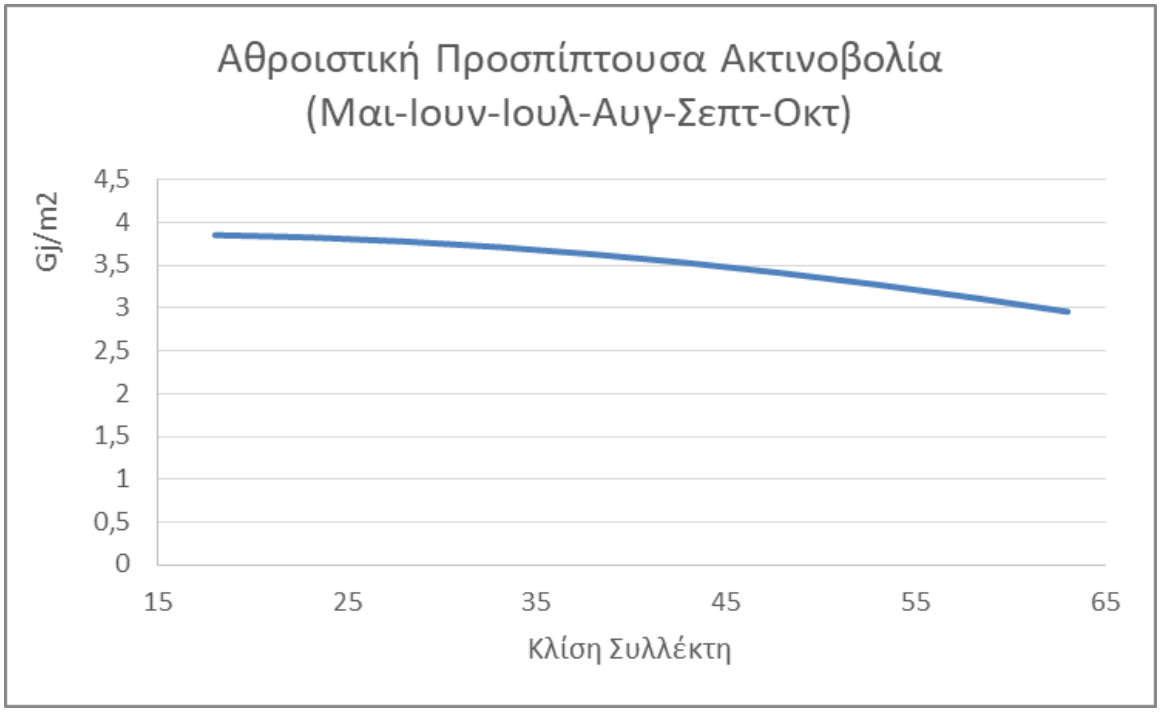
Ακολουθούν τα διαγράμματα που αφορούν την μεγιστοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας ανά εξάμηνο. Κατόπιν παραθέτεται συγκεντρωτικός πίνακας με την βέλτιστη κλίση των συλλεκτών ανά εξάμηνο.

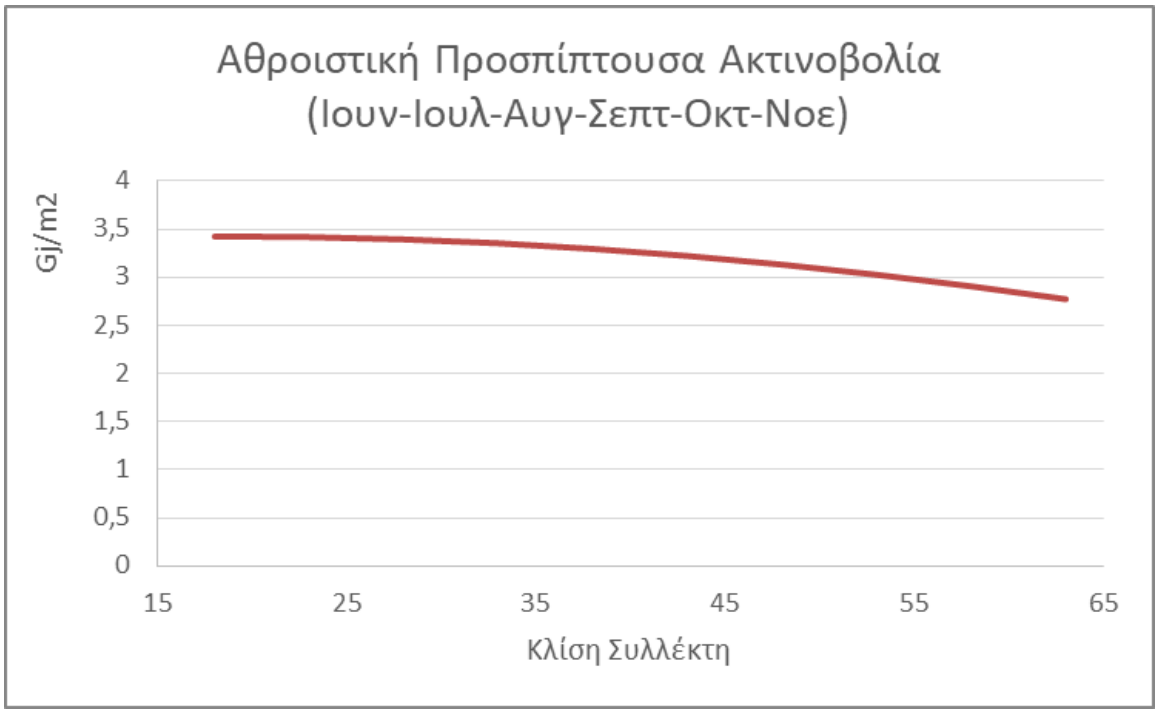


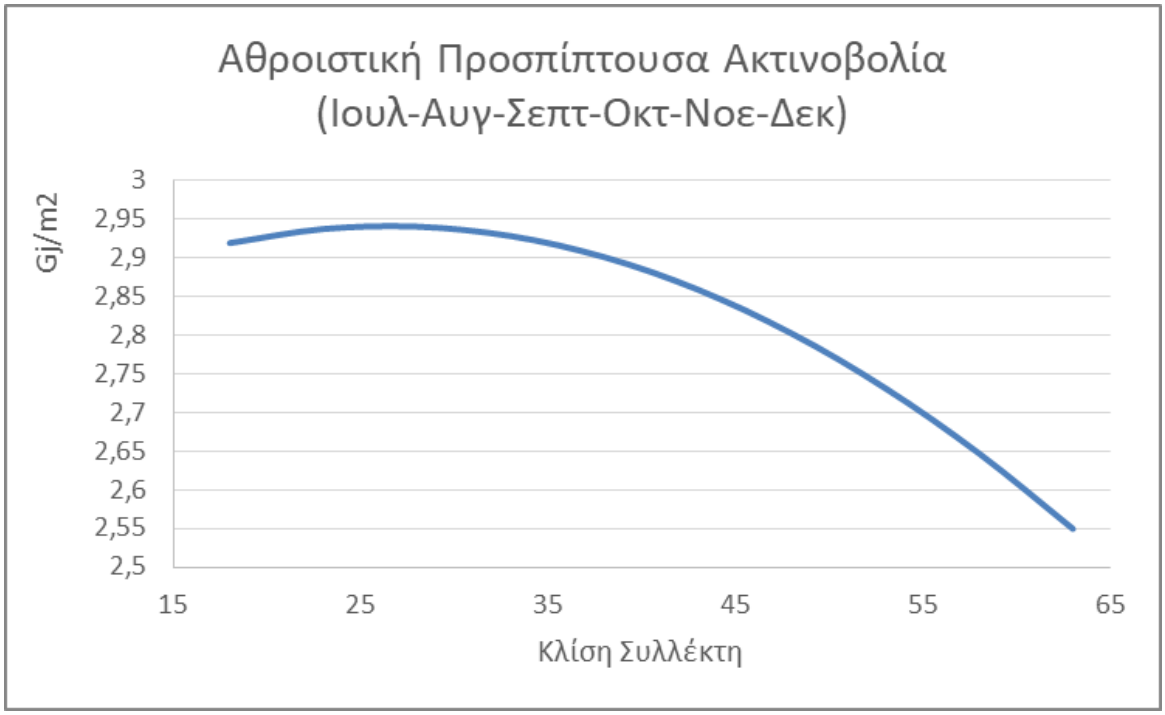


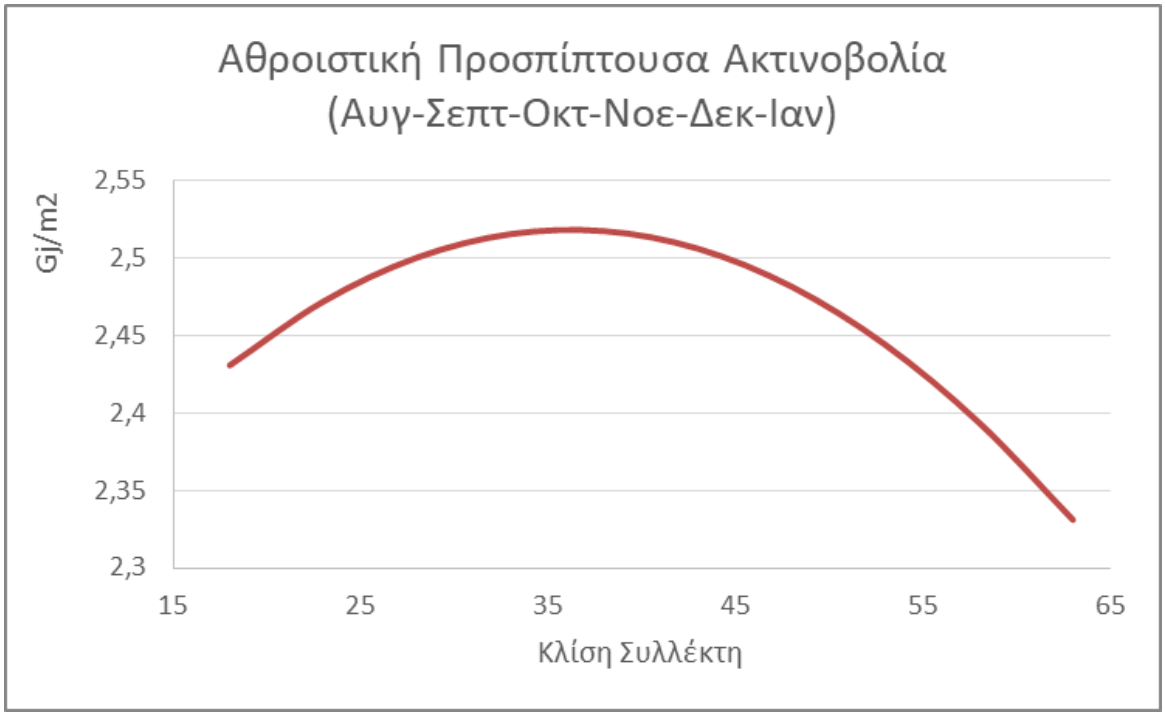

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Μαρ-Απρ-Μαι-Ιουν-Ιουλ-Αυγ)
Gj/m2
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

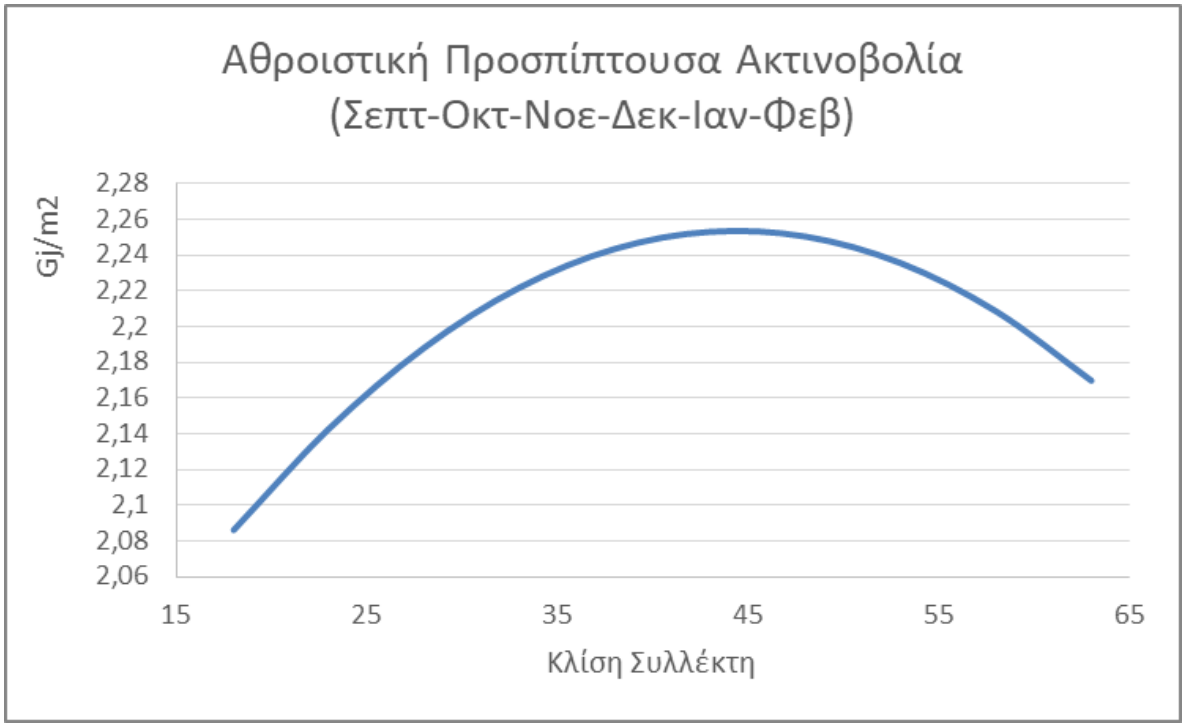

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Απρ-Μαι-Ιουν-Ιουλ-Αυγ-Σεπτ)
Gj/m2
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

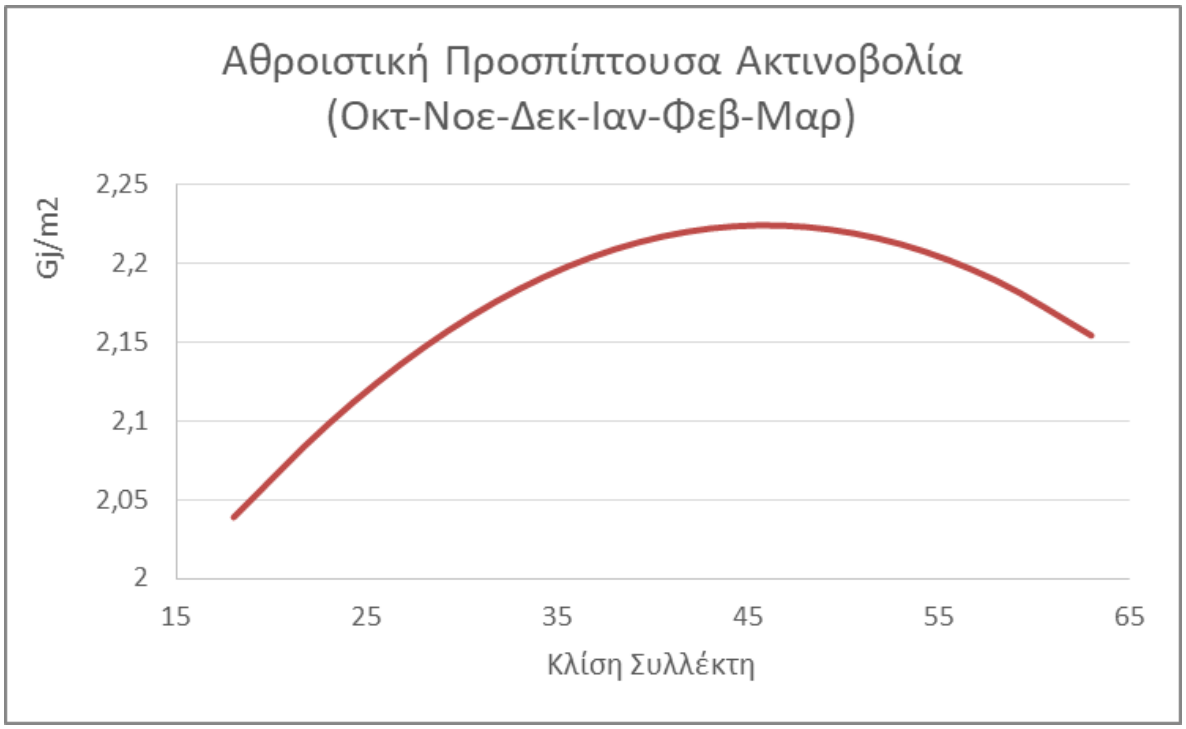

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Μαι-Ιουν-Ιουλ-Αυγ-Σεπτ-Οκτ)
Gj/m2
4,5
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

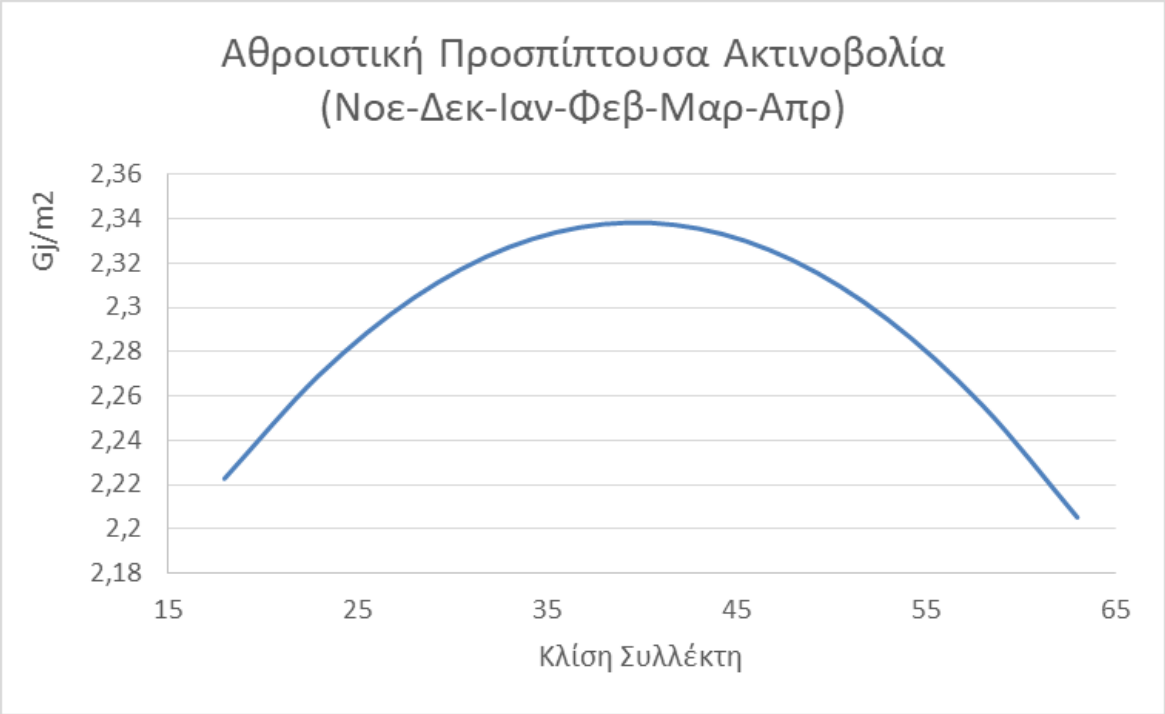

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Ιουν-Ιουλ-Αυγ-Σεπτ-Οκτ-Νοε)
Gj/m2
4
3,5
3
2,5
2
1,5
1
0,5
0
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

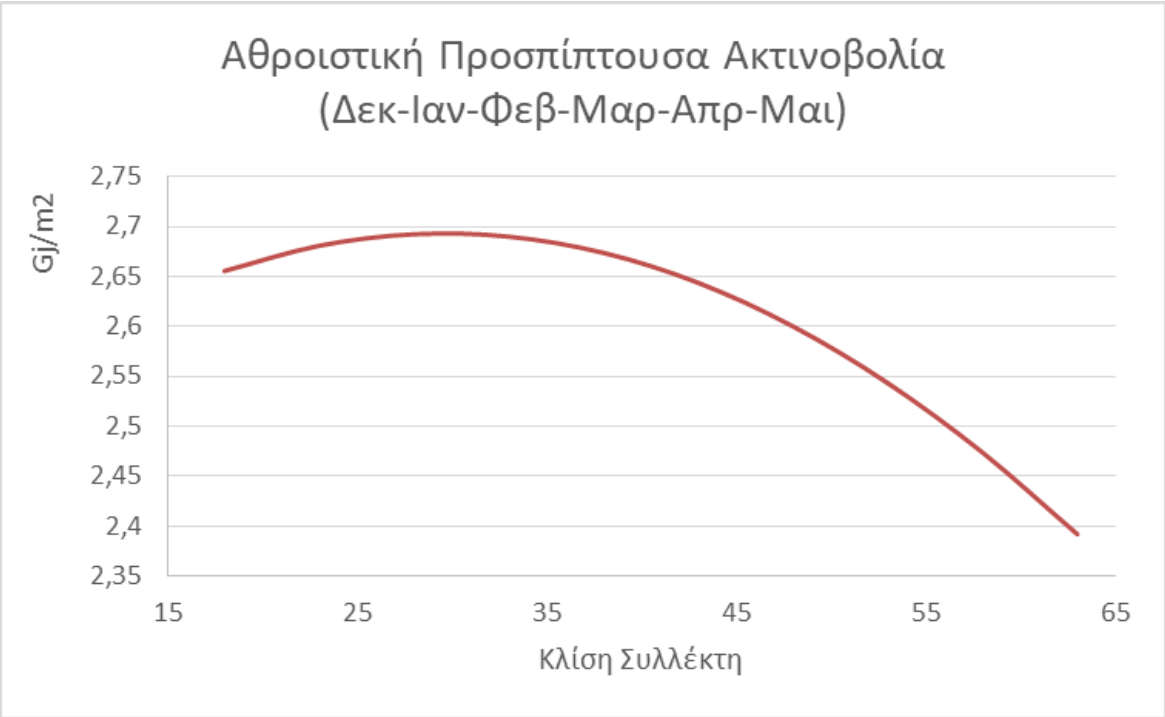

Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Ιουλ-Αυγ-Σεπτ-Οκτ-Νοε-Δεκ)
Gj/m2
3
2,95
2,9
2,85
2,8
2,75
2,7
2,65
2,6
2,55
2,5
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Αυγ-Σεπτ-Οκτ-Νοε-Δεκ-Ιαν)
Gj/m2
2,55
2,5
2,45
2,4
2,35
2,3
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Σεπτ-Οκτ-Νοε-Δεκ-Ιαν-Φεβ)
Gj/m2
2,28
2,26
2,24
2,22
2,2
2,18
2,16
2,14
2,12
2,1
2,08
2,06
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Οκτ-Νοε-Δεκ-Ιαν-Φεβ-Μαρ)
Gj/m2
2,25
2,2
2,15
2,1
2,05
2
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Νοε-Δεκ-Ιαν-Φεβ-Μαρ-Απρ)
Gj/m2
2,36
2,34
2,32
2,3
2,28
2,26
2,24
2,22
2,2
2,18
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη


Αθροιστική Προσπίπτουσα Ακτινοβολία
(Δεκ-Ιαν-Φεβ-Μαρ-Απρ-Μαι)
Gj/m2
2,75
2,7
2,65
2,6
2,55
2,5
2,45
2,4
2,35
15
25
35
45
55
65
Κλίση Συλλέκτη

ΕΞΑΜΗΝΟ	ΚΛΙΣΗ ΣΥΛΛΕΚΤΗ (°)
Ιαν – Φεβ – Μαρ - Απρ – Μαι – Ιουν	21
Φεβ – Μαρ – Απρ - Μαι – Ιουν – Ιουλ	19
Μαρ – Απρ – Μαι - Ιουν – Ιουλ – Αυγ	18
Απρ – Μαι – Ιουν - Ιουλ – Αυγ – Σεπτ	18
Μαι – Ιουν – Ιουλ - Αυγ – Σεπτ – Οκτ	20
Ιουν – Ιουλ – Αυγ - Σεπτ – Οκτ – Νοε	23
Ιουλ – Αυγ – Σεπτ - Οκτ – Νοε – Δεκ	28
Αυγ – Σεπτ – Οκτ - Νοε – Δεκ – Ιαν	36
Σεπτ – Οκτ – Νοε - Δεκ – Ιαν – Φεβ	44
Οκτ – Νοε – Δεκ - Ιαν – Φεβ – Μαρ	45
Νοε – Δεκ – Ιαν - Φεβ – Μαρ – Απρ	40
Δεκ – Ιαν – Φεβ - Μαρ – Απρ – Μαι	30

Η παρουσίαση αυτή στόχο έχει να διαπιστωθεί ανάλογα με το χρονικό εύρος που μας ενδιαφέρει σε σχέση με την περίπτωση εφαρμογής η βέλτιστη γωνία τοποθέτησης ενός ηλιακού συλλέκτη και να συγκριθούν με αυτά που περιγράφονται στην αντίστοιχη θεωρία

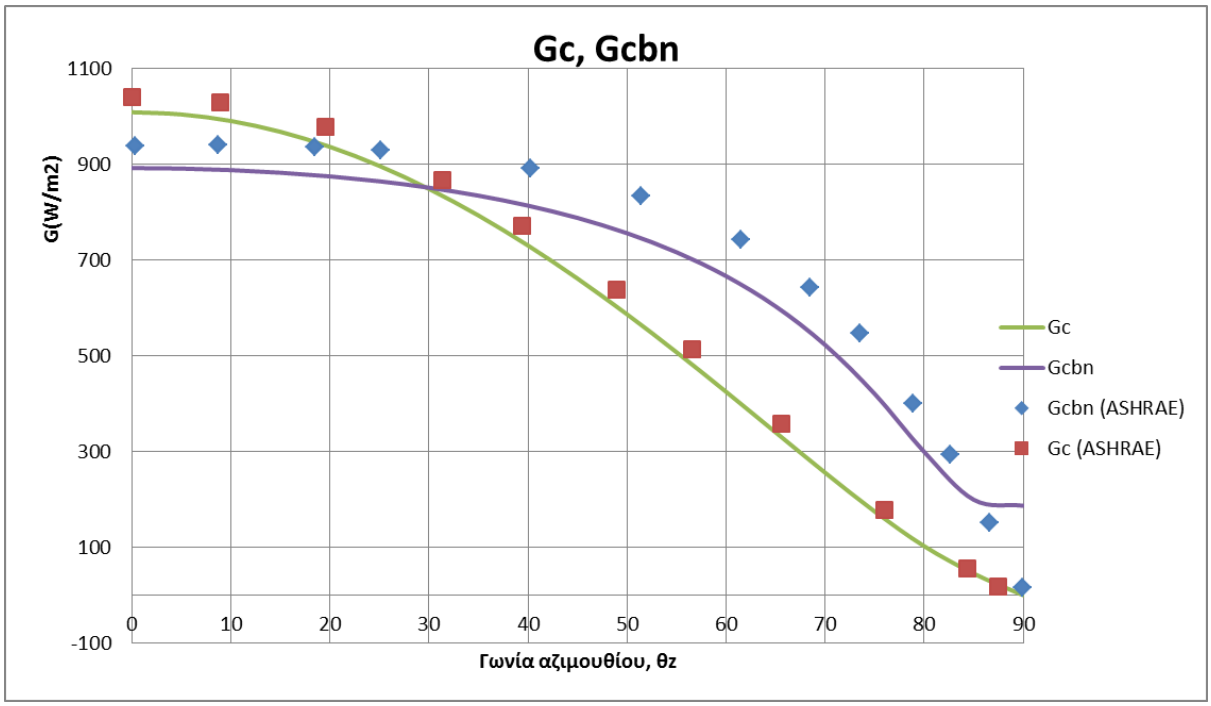
Από την εποπτική μελέτη των διαγραμμάτων παρατηρούμε ότι για την περίπτωση της συνολικής ετήσιας ενέργειας που προσπίπτει σε κεκλιμένο επίπεδο η βέλτιστη γωνία με βάση τα δεδομένα τηα Αθήνας που επεξεργαστήκαμε προκύπτει για γωνία κλίσης συλλέκτη ίση με 23 μοίρες και όχι ίση με 38 μοίρες που είναι το γεωγραφικό πλάτος της Αθήνας , απόκλιση στην τιμή της μέγιστης ενέργειας σε σχέση με αυτή που θα λαμβάναμε αν είχαμε κλίση ιση με 38 μοίρες είναι 2.15%

Αντίστοιχα για την περίπτωση της μέγιστης προσπίπτουσας ενέργειας στη χειμερινή περίοδο αυτή εμφανίζεται για τις 38 μοίρες και όχι στις 38+15=53 μοίρες που ήταν το αναμενόμενο και εμφανίζει απόκλιση ίση με 1.8%.

Τέλος για τη θερινή περίοδο η μεγιστοποίηση της προσπίπτουσας ακτινοβολίας γίνεται στις 18 μοίρες και όχι στις 23 και εμφανίζει απόκλιση στην τιμή της ίση με 0.7%.

5.11 Ακτινοβολία Αίθριας Ατμοσφαιρας

Στα διαγράμματα που ακολουθούν συγκρίνονται τα αποτελέσματα που προκύπτουν χρησιμοποιώντας τις σχέσεις των Hottel και Liu and Jordan για την ακτινοβολία καθέτου επιπέδου καθώς και την ολική οριζόντιας επιφανείας ως συνάρτηση της γωνίας ζενίθ, θ_Z. Για την εφαρμογή των σχέσεων χρησιμοποιήθηκαν τα δεδομένα για την Αθήνα ενώ τα αποτελέσματα που προκύπτουν συγκρίνονται με τα δεδομένα που παρέχονται από την Ashrae για τα αντίστοιχα μεγέθη.



Σχ. 5.73 Πειραματικές με τιμές βάση του μοντέλου της ASHRAE

Συγκρίνοντας τις τιμές που παρουσιάζονται στο παραπάνω διάγραμμα παρατηρούμε πολύ μικρές αποκλίσεις μεταξύ τους. Οι αποκλίσεις αυτές οφείλονται κατά κύριο λόγο στον διαφορετικό ορισμό της τυπικής αίθριας ατμόσφαιρας που χρησιμοποιεί η ASHRAE.

Κεφάλαιο 6

Εφαρμογή Ηλιακού Συστήματος για κάλυψη θερμικών αναγκών

6.1 Μέθοδος Καμπύλων f

Η μέθοδος μπορεί να χρησιμοποιηθεί για τον υπολογισμό της μηνιαίας και ετήσιας θερμικής απόδοσης ενεργητικών ηλιακών συστημάτων υπολογίζοντας το ποσοστό του ολικού θερμικού φορτίου που θα καλυφθεί από την ηλιακή ενέργεια. Η βασική παράμετρος είναι η επιφάνεια των συλλεκτών. Δευτερεύουσες παράμετροι είναι ο τύπος του συλλέκτη, η δυνατότητα αποθήκευσης, ο ρυθμός ροής μάζας και το μέγεθος των εναλλακτών που χρησιμοποιούνται στην πλευρά του συλλέκτη και του φορτίου.

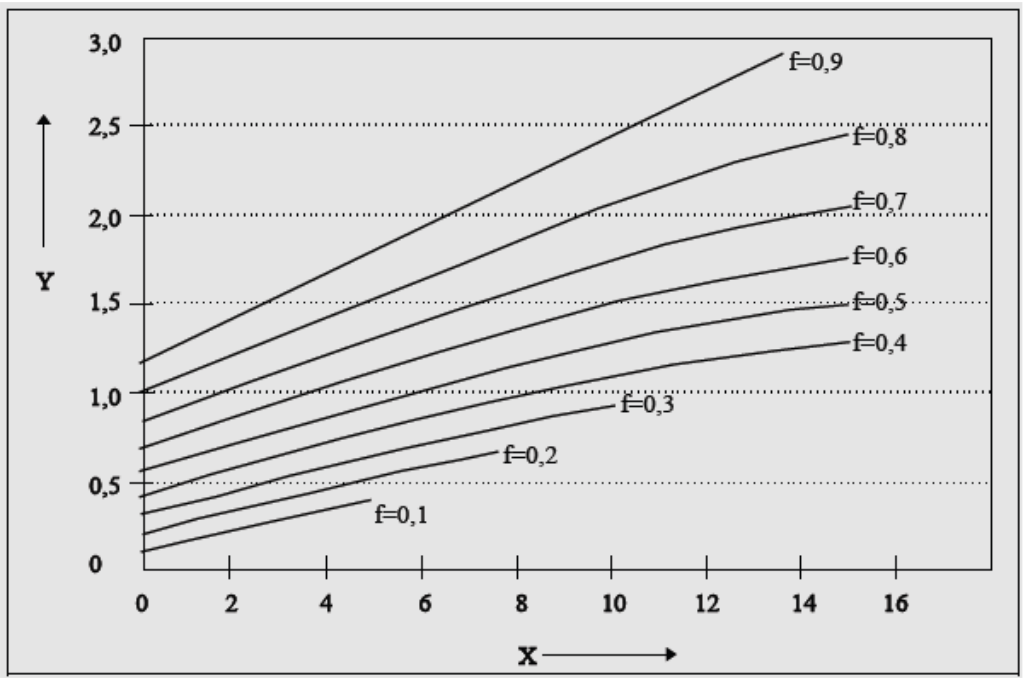
Η τελική σχέση που χρησιμοποιείται στην μέθοδο αυτή, υπολογίζει το συντελεστή κάλυψης f (το ποσοστό του μηνιαίου θερμικού φορτίου για θέρμανση χώρων και ΖΝΧ που καλύπτεται από την ηλιακή ενέργεια) σε σχέση με δυο αδιάστατες παραμέτρους. Η πρώτη παράμετρος το Χ συνδέεται με το πηλίκο των απωλειών του συλλέκτη προς το θερμικό φορτίο, ενώ η δεύτερη παράμετρος το Υ συνδέεται με το πηλίκο της απορροφούμενης ηλιακής ακτινοβολίας προς το θερμικό φορτίο.

Το ποσοστό κάλυψης f του μηνιαίου θερμικού φορτίου υπολογίζεται από την παρακάτω σχέση, μέσω των συντελεστών "Χ" και "Υ".

$$f = 1{,}029 \cdot Y - 0{,}065 \cdot X - 0{,}245 \cdot Y2 + 0{,}0018 \cdot X2 + 0{,}0215 \cdot Y3 \qquad (6.1.1)$$

όπου τα "Χ" και "Υ" παίρνουν τιμές μεταξύ των διαστημάτων "0<Υ<3" και "0<Χ<18".

Εικόνα 6.1 Το ποσοστό κάλυψης f συναρτήσει των παραμέτρων X και Y [30]



Ο συντελεστής "X" υπολογίζεται από τη σχέση:

$$X = \frac{Ac}{L} \cdot F_R \cdot U_L \cdot \frac{FR'}{FR} \cdot (T_{\alpha\nu\alpha\varphi} - T_\alpha) \cdot \Delta t \cdot k1 \cdot k2$$

(6.1.2)

Ο συντελεστής "Y" υπολογίζεται από τη σχέση:

$$Y = \frac{Ac}{L} \cdot F_R(\tau\alpha)n \cdot \frac{FR'}{FR} \cdot \frac{\tau\alpha}{(\tau\alpha)_n} \cdot H_\beta \cdot k3$$

(6.1.3)

Όπου:

Ac : επιφάνεια ηλιακών συλλεκτών [m^2]

L : μέσο μηνιαίο φορτίο (J) για την παραγωγή ΖΝΧ (LZNX) ή/και θέρμανση χώρων "Lθ".

Όπου το φορτίο ΖΝΧ υπολογίζεται σύμφωνα με το υποκεφάλαιο και το απαιτούμενο μηνιαίο φορτίο για τη θέρμανση χώρων είναι ανάλογο των βαθμοημερών θέρμανσης στη διάρκεια του μήνα σε Joule.

- FRUL, FR(τα)n : χαρακτηριστικά μεγέθη του συλλέκτη που δίνονται από τον κατασκευαστή.
- FR'/FR : διορθωτικός συντελεστής συλλέκτη-εναλλάκτη σε περίπτωση που παρεμβάλλεται εναλλάκτης θερμότητας όπως σε κλειστό σύστημα ηλιακού συλλέκτη. Το πηλίκο αυτό παίρνει τιμές από 0-1 και εξαρτάται από τις θερμικές ιδιότητες της επιφάνειας συναλλαγής και τις θερμοκρασίες των δύο ρευμάτων. Συνήθης τιμή της παραμέτρου αυτής είναι 0.80-0.95.
- Ταναφ : θερμοκρασία αναφοράς (100 ^oC)
- Τα : μέση μηνιαία θερμοκρασία κατά τη διάρκεια της ημέρας (^oC) σύμφωνα Τ.Ο.Τ.Ε.Ε. 20701-3/2010 [38]
- Δt : χρονική περίοδος κάθε μήνα (s),
- (τα)/(τα)n : διορθωτικός συντελεστής λόγω της θέσης του συλλέκτη και της εποχής του έτους, που ορίζεται ως το πηλίκο του γινομένου της μέσης μηνιαίας τιμής της διαπερατότητα "τ" και απορροφητικότητας "α" προς την αντίστοιχη τιμή με δείκτη "n" που αναφέρεται σε επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ήλιου.
- Ηβ : μέση μηνιαία ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στο επίπεδο του συλλέκτη ανά μονάδα επιφανείας (J/m^2/μήνα) σύμφωνα με ΤΟΤΕΕ 20701-3/2010

- k1 : διορθωτικός συντελεστής χωρητικότητας αποθήκης (δεξαμενής). Η μέθοδος των καμπυλών f έχει αναπτυχθεί για ανοιγμένη χωρητικότητα δεξαμενής 75lt/m^2. Σε αυτή την περίπτωση ισχύει ότι k1=1. Σε διαφορετικές περιπτώσεις, ο διορθωτικός συντελεστής υπολογίζεται ως

$$k1 = [\frac{M}{75}]^{-0,25} = 0,974 \tag{6.1.4}$$

όπου M ο ανοιγμένος όγκος της δεξαμενής ανά τετραγωνικό μέτρο συλλεκτικής επιφάνειας (lt/m^2)

$$k_2 = \frac{11,6 + 1,18 \cdot T_{ZNX} + 3,86 \cdot T\kappa - 2,32 \cdot T\alpha}{100 - T\alpha} \tag{6.1.5}$$

- k2: διορθωτικός συντελεστής ζεστού νερού. Η μέθοδος των καμπυλών f έχει αναπτυχθεί, θεωρώντας ότι το φορτίο για το ZNX είναι πολύ μικρό σε σχέση με το θερμικό φορτίο για τη θέρμανση χώρου. Στην περίπτωση αυτή ο συντελεστής "k2" είναι ίσος με 1. Εάν οι υπολογισμοί αφορούν μόνο τη θέρμανση ZNX τότε ο "k2" υπολογίζεται από τη σχέση:

Όπου:

  - ✓ Τα : μέση μηνιαία θερμοκρασία περιβάλλοντος (oC) σύμφωνα με ΤΟΤΕΕ 20701-3/2010,
  - ✓ TZNX : επιθυμητή θερμοκρασία ζεστού νερού (oC) σύμφωνα με ΤΟΤΕΕ 20701-1/2010,
  - ✓ "Τκ" θερμοκρασία νερού δικτύου (oC) σύμφωνα με ΤΟΤΕΕ 20701-3/2010

- k3 : διορθωτικός συντελεστής για τον εναλλάκτη θερμότητας φορτίου. Το μέγεθος του εναλλάκτη φορτίου επηρεάζει σημαντικά την απόδοση του συστήματος. Όταν μειώνεται το μέγεθος του εναλλάκτη η θερμοκρασία της δεξαμενής πρέπει να αυξηθεί για να μπορέσει να καλύπτει τις ίδιες

ενεργειακές ανάγκες. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα υψηλότερη θερμοκρασία εισόδου του υγρού στους συλλέκτες, με ταυτόχρονη μείωση της απόδοσής τους. Η παράμετρος που αντιπροσωπεύει το μέγεθος του εναλλάκτη και είναι το γινόμενο

$$\lambda = \varepsilon \cdot Cmin/(UL \cdot Ac) \qquad (6.1.6)$$

όπου:

- ✓ ε : βαθμός εκμετάλλευσης του εναλλάκτη
- ✓ Cmin : η μικρότερη θερμική παροχή μεταξύ εργαζόμενου μέσου στο συλλέκτη και νερού του κυκλώματος θέρμανσης - σύστημα δεξαμενής [W/m^2/^{o}C]

Οι καμπύλες f έχουν αναπτυχθεί για λ = 2. Σε αυτήν τη περίπτωση ισχύει k3=1. Για εναλλάκτες διαφορετικού μεγέθους, ο διορθωτικός συντελεστής υπολογίζεται από τη σχέση:

$$k_3 = 0{,}39 + 0{,}65 \cdot \exp \frac{-0{,}139 \cdot (U_L \cdot Ac)}{\varepsilon \cdot Cmin} \qquad (6.1.7)$$

Για παραγωγή ΖΝΧ, ο συντελεστής παίρνει τιμή ίση με τη μονάδα (k3=1) επειδή δεν παρεμβάλλεται εναλλάκτης φορτίου.

Η μέση μηνιαία ωφέλιμη ενέργεια είναι το γινόμενο του f επί το μέσο μηνιαίο θερμικό φορτίο Li, για κάθε μήνα. Η μέση ετήσια κάλυψη F, είναι το πηλίκο του αθροίσματος των τιμών της μέσης μηνιαίας ωφέλιμης ενέργειας προς το μέσο ετήσιο φορτίο και υπολογίζεται από τη σχέση:

$$F = \frac{\sum (Li \cdot fi)}{\sum (Li)} \qquad (6.1.8)$$

Όπου i είναι ο κάθε μήνας για τον οποίο γίνεται ο υπολογισμός [30].

6.2 Εφαρμογή της Μεθόδου Καμπύλων f στο κτίριο

Για την διαστασιολόγηση του των ηλιακών συλλεκτών εφαρμόστηκε η μέθοδος f στο υπό μελέτη κτίριο.

Χρησιμοποιήθηκαν δεδομένα από τεχνικά φυλλάδια κατασκευαστών για τον προσδιορισμό των χαρακτηριστικών μεγεθών και των διορθωτικών συντελεστών του συλλέκτη.

Οι ανάγκες για ΖΝΧ είναι 450 lt/ημέρα στους 50°C. Η επιλογή βέλτιστης γωνίας κλίσης των συλλεκτών έγινε χρησιμοποιώντας τα αποτελέσματα που προεκυψαν από την προηγούμενη ανάλυση μας για την μηνιαια προσπιτουσα ακτινοβολία στο επίπεδο του συλλέκτη για κάθε γωνία πρόσπτωση.

Τελικώς επιλέγεται η γωνία των 43ο καθώς με αυτή την κλίση συλλεκτών παρέχεται η μεγαλύτερη μέση ετήσια κάλυψη όπως θα διακρίνεται και από το αντίστοιχο σχήμα που ακολουθεί.

Η ετήσια κάλυψη που υπολογίζεται φτάνει το 39,03%, ενώ την μηνιαία κάλυψη των συνολικών φορτίων μπορούμε να την δούμε στο σχήμα.

Τα χαρακτηριστικά του συλλέκτη που χρησιμοποιήθηκαν παρουσιάζονται στους πίνακες που ακολουθούν συγκεντρωτικά

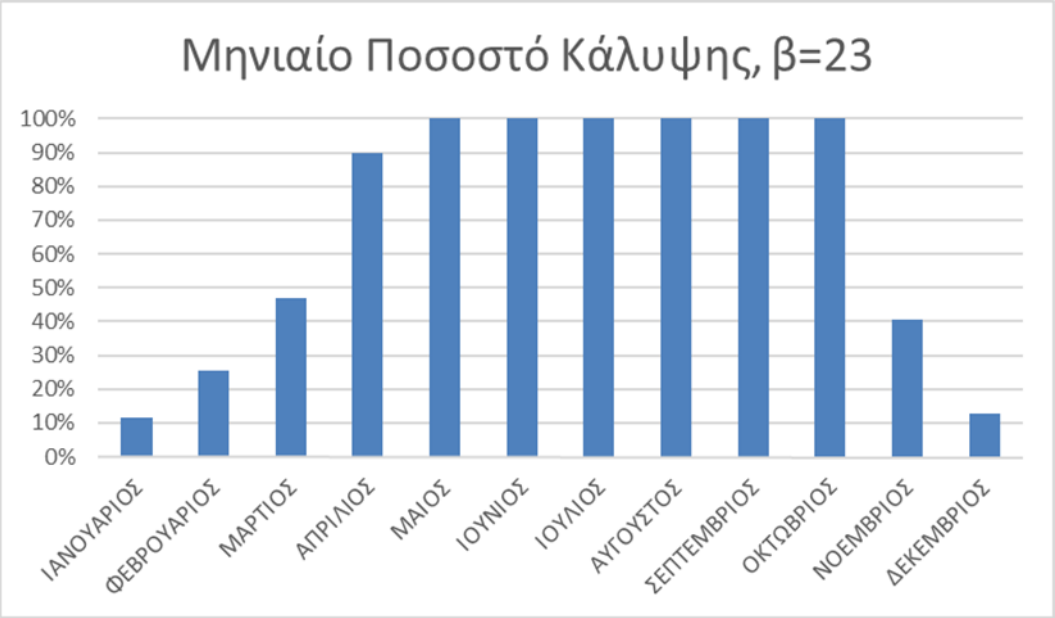
ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΗΛΙΑΚΟΥ ΣΥΛΛΕΚΤΗ (m²)	2
$F_R U_L$	5,00
F_R(τα)η	0,75
$F_{R'}/F_R$	0,90

ΑΡΙΘΜΟΣ ΗΛΙΑΚΩΝ ΣΥΛΛΕΚΤΩΝ	15
ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΗΛΙΑΚΩΝ ΣΥΛΛΕΚΤΩΝ	30
ΧΩΡΗΤΙΚΟΤΗΤΑ BOILER (lt)	160
V (lt/m²)	5,33
ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΑΝΑΦΟΡΑΣ (ºC)	100
ΔΙΟΡΘ. ΣΥΝΤ. ΧΩΡΗΤΙΚΟΤΗΤΑΣ ΔΕΞΑΜΕΝΗΣ (k1)	1,94

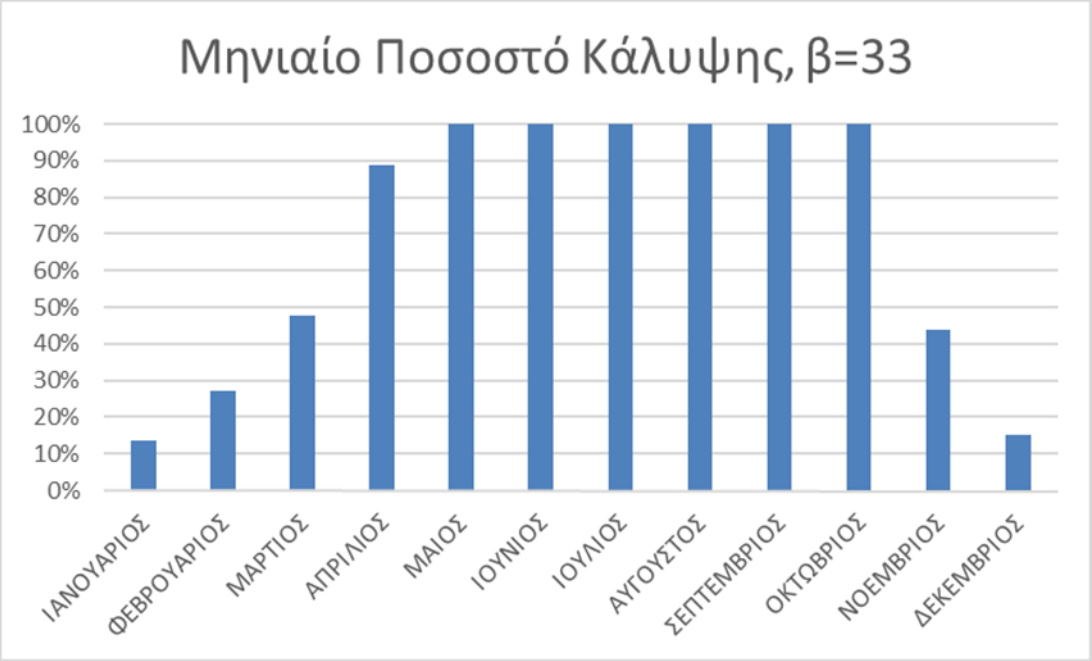
Οι ανάγκες σε ζεστό νερό χρήσης και θερμανσης για μια τυπική οικία ελήφθησαν από δημοσιευμένη μελέτη εφαρμογής και παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα για κάθε μηνα σε συνδιασμό με τη μεση μηνιαια θερμοκρασία και το λόγο τα/τα(n) όπως προκύπτουν από τις οδηγίες (Τ.Ο.Τ.Ε.Ε 20701-3/2010)

ΜΗΝΑΣ	ΜΕΣΗ ΜΗΝΙΑΙΑ ΘΕΡΜΟΚΡΑΣΙΑ ΗΜΕΡΑΣ $T_α$(ºC))	(τα)/(τα)n	ΜΕΣΟ ΜΗΝΙΑΙΟ ΦΟΡΤΙΟ ΓΙΑ ΘΕΡΜΑΝΣΗ ΝΕΡΟΥ ΧΡΗΣΗΣ (kWh)	ΜΕΣΟ ΜΗΝΙΑΙΟ ΦΟΡΤΙΟ ΓΙΑ ΘΕΡΜΑΝΣΗ ΧΩΡΟΥ (kWh)	ΣΥΝΟΛΙΚΟ ΘΕΡΜΙΚΟ ΦΟΡΤΙΟ Li (kWh)
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	13,00	0,95	356,35	3353,60	3709,96
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	13,20	0,97	321,87	2904,59	3226,45
ΜΑΡΤΙΟΣ	14,50	0,98	347,01	2483,63	2830,64
ΑΠΡΙΛΙΟΣ	17,60	0,97	314,26	841,91	1156,17
ΜΑΙΟΣ	21,30	0,99	295,28	0,00	295,28
ΙΟΥΝΙΟΣ	25,30	1,00	256,56	0,00	256,56
ΙΟΥΛΙΟΣ	27,00	0,99	247,15	0,00	247,15
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	26,90	0,98	245,71	0,00	245,71
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	24,50	0,97	253,77	0,00	253,77
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	21,10	0,98	289,53	0,00	289,53
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	17,70	0,96	309,40	1094,48	1403,88
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ	14,70	0,94	343,42	2329,28	2672,70

Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β= 18
100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ

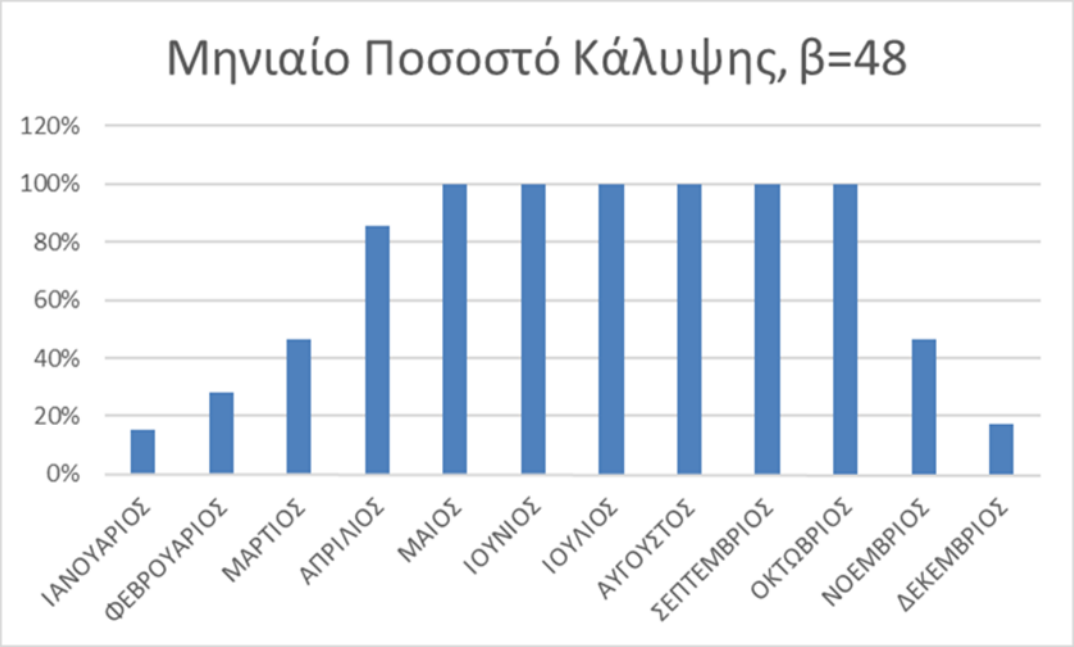

Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=23
100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ

Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=28
100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ


Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=33
100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ

Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=38
100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ

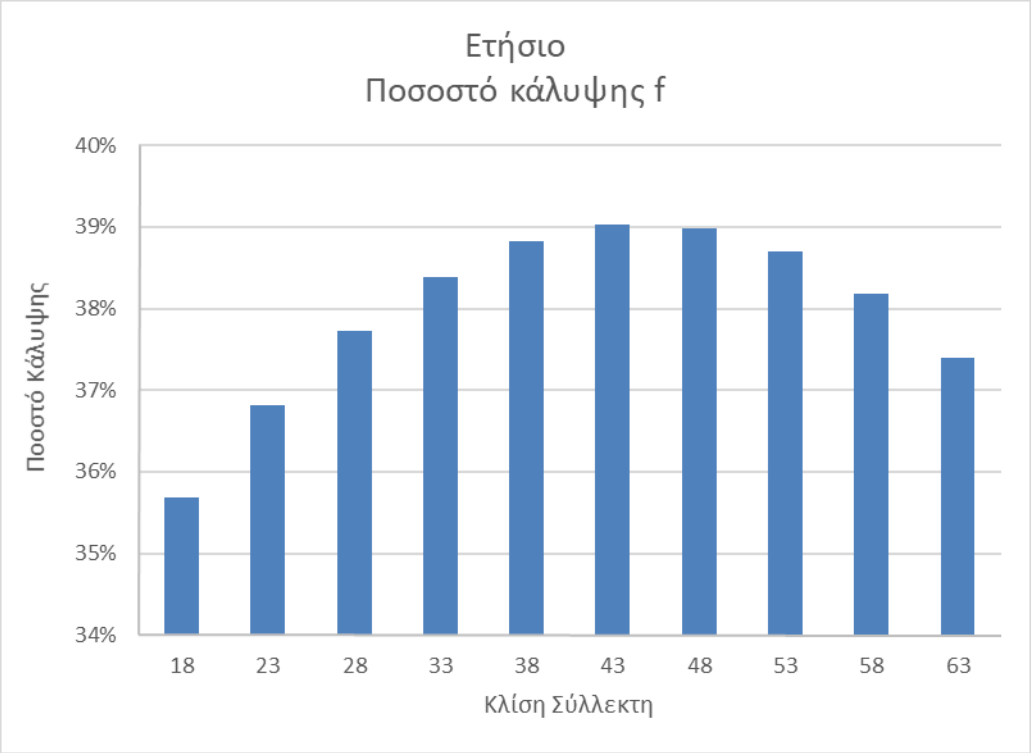
Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=43
100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ

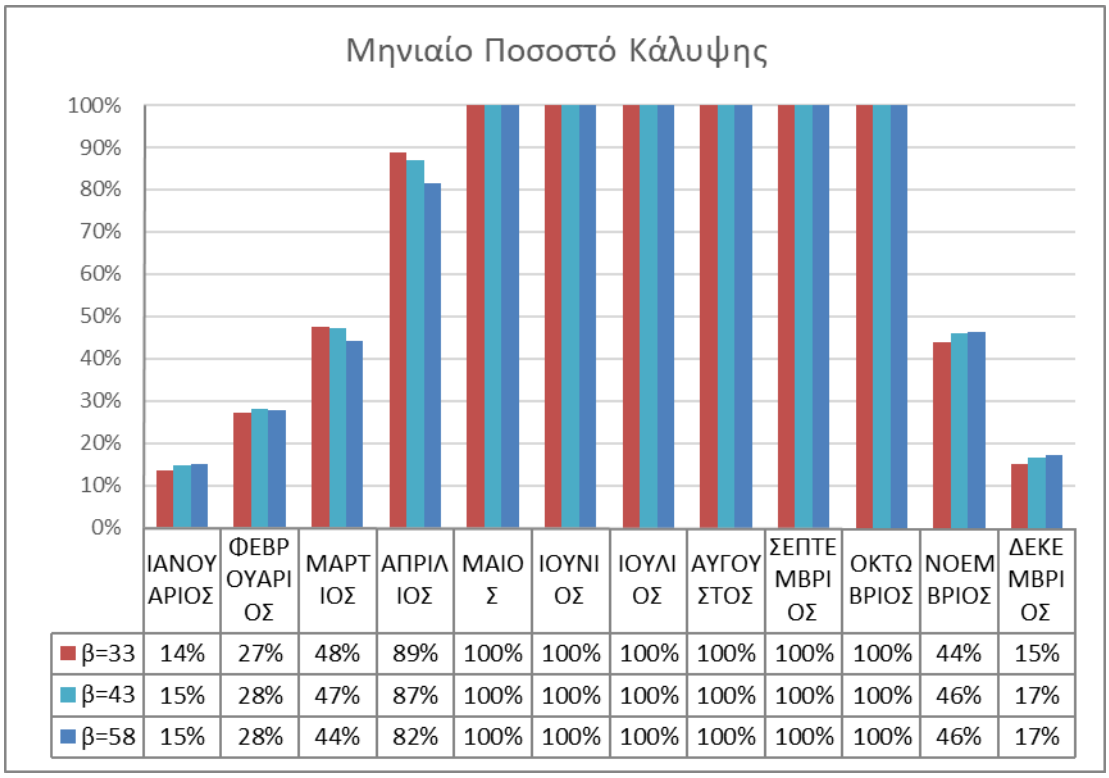

Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=48
120%
100%
80%
60%
40%
20%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ

Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=53
1,00
0,90
0,80
0,70
0,60
0,50
0,40
0,30
0,20
0,10
0,00
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ

Μηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=58
100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ

ΤΜηνιαίο Ποσοστό Κάλυψης, β=63
100%
90%
80%
70%
60%
50%
40%
30%
20%
10%
0%
ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ
ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ
ΜΑΡΤΙΟΣ
ΑΠΡΙΛΙΟΣ
ΜΑΙΟΣ
ΙΟΥΝΙΟΣ
ΙΟΥΛΙΟΣ
ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ
ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ
ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ
ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ
ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ





	ΙΑΝΟΥΑΡΙΟΣ	ΦΕΒΡΟΥΑΡΙΟΣ	ΜΑΡΤΙΟΣ	ΑΠΡΙΛΙΟΣ	ΜΑΙΟΣ	ΙΟΥΝΙΟΣ	ΙΟΥΛΙΟΣ	ΑΥΓΟΥΣΤΟΣ	ΣΕΠΤΕΜΒΡΙΟΣ	ΟΚΤΩΒΡΙΟΣ	ΝΟΕΜΒΡΙΟΣ	ΔΕΚΕΜΒΡΙΟΣ
β=33	14%	27%	48%	89%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	44%	15%
β=43	15%	28%	47%	87%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	46%	17%
β=58	15%	28%	44%	82%	100%	100%	100%	100%	100%	100%	46%	17%

Βιβλιογραφία

1. Κίμωνος Α. Αντωνόπουλος, Θερμικά – Ηλιακά Συστήματα, Εκδόσεις Ε.Μ.Π, Αθήνα 2008
2. Angstrom AK, Solar and atmospheric radiation, Q.J.R.M.S.1924; 20:121-126
3. Bahel V, Srinivasan R and Bakhsh H, Statistical comparison of correlations for estimation of global horizontal solar radiation, Energy 1987; 12:1309-1316
4. Baig A, Achter P, Mufti A. A novel approach to estimate the clear day global radiation. Renewable Energy 1991; 1:119–23
5. Benson RB, Paris MV, Sherry JE and Justus CG, Estimation of daily and monthly direct, diffuse and global solar radiation from sunshine duration measurements, Solar Energy 1984; 32:523-535
6. Black JN, Bonython CW and Prescott JA, Solar radiation and the duration of sunshine, Q.J.R.M.S.1954 ;84:231-235
7. C.C.Y. Ma and Iqbal M, Statistical comparison of solar radiation correlations Monthly average global and diffuse radiation on horizontal surfaces, Solar Energy 1984; 33:143-148
8. Climatological Bulletin, Global Radiation Measurements on the Horizontal. National Observatory of Athens (1957-1981)
9. Davies JA, McKay DC. Evaluation of selected models for estimating solar radiation on horizontal surfaces. Solar Energy 1989;43:153-68
10. Dorvlo ASS, Jervase JA, Al-Lawati A. Solar radiation estimation using artificial neural networks. Applied Energy 2002;71:307-19
11. Duffie J.A, Beckman W.A, Solar Engineering on Thermal Processes , third edition, John Wiley & Sons, LTD, New York, 2006
12. Eduardo Lorenzo, Handbook of Photovoltaic Science and Engineering, Energy Collected and Delivered by PV Modules, Edited by A. Luque and S. Hegedus, 2003.
13. Erbs D.G.,.Klein S.A and.Duffie J.A, “Estimation of the diffuse radiation fraction for hourly, daily and monthly –average global radiation”, Solar Energy 1982; 28(4): 293-302

14. Jianyuan Zhang, Li Zhao, Shuai Deng, Weicong Xu, Ying Zhang, ''A critical review of the models used to estimate solar radiation'',Renewable and Sustainable Energy Reviews, 2017, 314-329
15. Gopinathan KK and Soler A. Diffuse radiation models and monthly-average, daily, diffuse data for a wide latitude range. Energy 1996; 20(7):65–67
16. Gueymard C. Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data. Solar Energy 1993;51:121-38
17. Gueymard GA. Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: detailed theoretical performance assessment. Solar Energy 2003;74:355-79
18. Hamilton HL and Jackson A, A shield for obtaining diffuse sky radiation from portions of the sky, Solar Energy 1985; 34:121-123
19. Halouani N, Nguyen CT and Vo-Ngoc D, Calculation of monthly global solar radiation on horizontal surfaces using daily hours of bright sunshine, Solar Energy 1993; 50:247-258
20. Iberiah FJK, On the relation between diffuse and global radiation, Solar Energy 1983;31:119–24
21. Jain PC, Jain S, Ratto CF. A new model for obtaining horizontal instantaneous global and diffuse radiation from daily values. Solar Energy 1988;41:397-404
22. Kallos G, Strathi A and Kritikou S. On the relationship of beam transmittance on clearness index for Athens, Greece. Solar Energy 1989;7:171
23. Kaplanis SN. New methodologies to estimate the hourly global solar radiation; Comparisons with existing models. Renewable Energy 2006;31:781-90
24. Karatasou S, Santamouris M, Geros V, Analysis of experimental data on diffuse solar radiation in Athens, Greece, for building applications. International Journal of
25. Koronakis PS. On the choice of the angle of tilt for south facing solar collectors in the Athens basin area, Solar Energy 1986; 36: 217-225
26. Lalas DP, Petrakis M, Papadopoulos C, Correlations for the estimation of the diffuse radiation component in Greece, Solar Energy1987;39, No. 5:455-458
27. Lalas DP. Models to predict meteorological condition conducive to air pollution episodes: Phase I Dept. of Meteorology, University of Athens Report to E.E.C.

28. Lalas DP, Pissimanis DK and Notaridou VA, Methods of estimation of the intensity of solar radiation on a tilted surface and tabulated data for 30, 45 and 60 in Greece.
29. Liu BYH, Jordan R C. The inter-relationship and characteristic distribution of direct, diffuse and total solar radiation. Solar Energy 1960; 4(3):1-19
30. Measurements for development of solar and aeolic potential of Greece for energy purposes. Scientific publications of the Public Power Co. of Greece (PPC) Vols. I, II, III and IV (1976-1981)
31. Mihalakakou G, Santamouris M, Asimakopoulos DN, The total solar radiation time series simulation in Athens using neural networks. Applied Climatology 2000;66:185-97
32. Orgill JF and Hollands KGT. "Correlation equation for hourly diffuse radiation on a horizontal surface", Solar Energy 1977; 19, 357-359
33. Page J, Proc. U.N. Conf. New Sources Energy, 378-390 (1961)
34. Skartveit A and Olseth JA, A model for the diffuse fraction of hourly global radiation, Solar Energy 1987; 38; 271-274
35. Suehrcke H and McCormick PG.The diffuse fraction of instantaneous solar radiation.
36. Ulgen K, HepBasli A, Comparison of the diffuse fraction of daily and monthly Global radiation for Izmir, Turkey, Energy Sources 2003;25:637–649
37. Zervas P.L, Sarimveis H, Palyvos J.A, Markatos N.C.G, Prediction of daily global solar irradiance on horizontal surfaces based on neural-network techniques, Renewable Energy (In Press), (2007)