

ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΔΥΤΙΚΗΣ ΜΑΚΕΔΟΝΙΑΣ
ΤΜΗΜΑ ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΩΝ ΠΟΡΩΝ
Τομέας Περιβάλλοντος και Χρήσης Ενέργειας

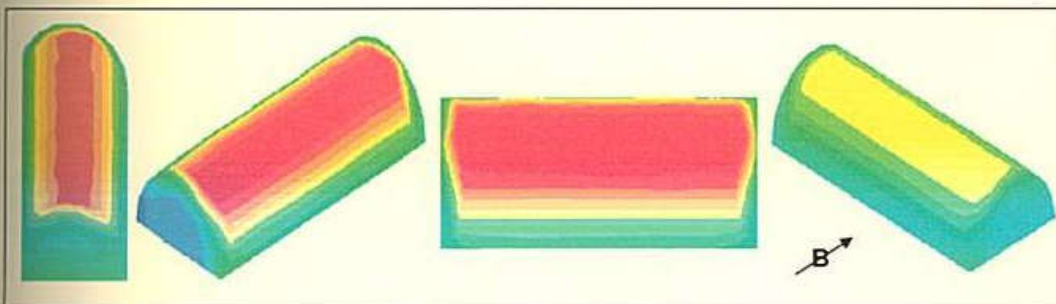
Διπλωματική εργασία του φοιτητή:

Χαρίση Δ. Παπακώστα

A.E.M.: 79

με θέμα:

**Ανάπτυξη αριθμητικού αλγορίθμου υπολογισμού
προσπιπτώμενης ηλιακής ακτινοβολίας
σε σύνθετες επιφάνειες**



Τριμελή επιτροπή:
Καθηγ. Ιωάννης Μπάρτζης
Καθηγ. Ανανίας Τομπουλίδης
Επικ. Καθηγ. Δημήτριος Μπούρης

Κοζάνη
Ιούνιος 2004

Ευχαριστίες

Η εκπόνηση αυτής της διπλωματικής εργασίας στο δεδομένο χρόνο και καλύπτοντας όλες τις πτυχές που είχαν οριστεί εξ' αρχής, δε θα ήταν δυνατή χωρίς τη βοήθεια του υπεύθυνου καθηγητή. Θα ήθελα να απευθύνω τις θερμότερες ευχαριστίες μου προς τον επίκουρο καθηγητή του Τμήματος κ. Δημήτριο Μπούρη, για την αμέριστη συμπαράσταση του, τον πολύτιμο χρόνο που διέθεσε και τις χρήσιμες συμβουλές του ιδιαίτερα στο κομμάτι του υπολογιστικού προγραμματισμού.

Η πραγματοποίηση αυτής της μελέτης σίγουρα δε θα ήταν εφικτή χωρίς τη βοήθεια ανθρώπων που γνωρίζουν και ασχολούνται πολύ περισσότερο καιρό με το θέμα της ηλιακής ακτινοβολίας. Οι παρατηρήσεις τους και η έμπρακτη βοήθεια τους με την παροχή δεδομένων ηλιακής ακτινοβολίας συνετέλεσαν στην ολοκληρωμένη εικόνα του αντίστοιχου κεφαλαίου σύγκρισης αλλά και ολόκληρης της εργασίας. Ιδιαίτερα θα ήθελα να ευχαριστήσω τον καθηγητή Άλκη Μπάη, διευθυντή του Εργαστηρίου Φυσικής της Ατμόσφαιρας, του Τμήματος Φυσικής, του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης, για την παροχή των απαραίτητων δεδομένων και διευκρινήσεων. Επίσης σημαντική ήταν η βοήθεια της κ. Μαρίας Λιάκου του Εργαστηρίου Τεχνολογίας Περιβάλλοντος, του Τομέα Περιβάλλοντος και Χρήσης Ενέργειας, του Τμήματος Μηχανικών Διαχείρισης Ενεργειακών Πόρων που αφορούσε τα δεδομένα του κλίματος και της ηλιακής ακτινοβολίας για την περιοχή της Κοζάνης.

Α.Π.Θ. - ΤΜΗΜΑ
ΜΗΧΑΝΙΚΩΝ ΔΙΑΧΕΙΡΙΣΗΣ
ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΩΝ ΠΟΡΩΝ
Αριθμ. Εισαγ.:...1208.....
Ημερομηνία:...7-9-04

Πρόλογος

Σε αυτή την εργασία θα γίνει μια προσπάθεια ανάπτυξης ενός αριθμητικού αλγορίθμου υπολογισμού προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας σε επιφάνεια σύνθετης γεωμετρίας. Η εργασία περιλαμβάνει δυο μέρη: το πρώτο μέρος αποτελεί το θεωρητικό υπόβαθρο του δεύτερου. Στο πρώτο κεφάλαιο αναλύονται οι βασικές αρχές της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας και οι κυρίαρχοι νόμοι που τη διέπουν. Το κομμάτι της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που μας ενδιαφέρει, δηλαδή η ηλιακή ακτινοβολία, περιγράφεται στο δεύτερο κεφάλαιο. Το τρίτο κεφάλαιο της εργασίας αναφέρεται στη διαθέσιμη ακτινοβολία που φτάνει στην επιφάνεια της γης και είναι αυτή που μπορούμε να αξιοποιήσουμε. Στο τελευταίο κεφάλαιο του πρώτου μέρους, στο κεφάλαιο τέσσερα, γίνεται μια επισκόπηση της βιβλιογραφίας όσο αφορά τα μοντέλα υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας, και επιλέγονται αυτά που θα χρησιμοποιηθούν τελικά στο δεύτερο μέρος της εργασίας. Το δεύτερο μέρος αυτής της μελέτης επικεντρώνεται στην ανάπτυξη του αριθμητικού αλγορίθμου υπολογισμού της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας σε επιφάνεια σύνθετης γεωμετρίας. Ξεκινάει με το κεφάλαιο πέντε, όπου αναλύονται με λεπτομέρεια τα μοντέλα που θα προγραμματιστούν και ο τρόπος με τον οποίο γίνεται ο υπολογισμός της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε περίπτωση που έχουμε νεφοκάλυψη και κεκλιμένο επίπεδο. Στο έκτο κεφάλαιο συγκρίνονται τα αποτελέσματα των υπολογισμών με μετρήσεις και πινακοποιημένες τιμές και δίνονται τα αντίστοιχα διαγράμματα όλων των μοντέλων με τις τιμές αναφοράς. Επίσης πραγματοποιείται υπολογισμός για επίπεδο τυχαίου προσανατολισμού σε δυο διαφορετικά γεωγραφικά πλάτη. Το τελευταίο κεφάλαιο της εργασίας είναι ουσιαστικά μια σύνοψη όλων των προηγούμενων ώστε να προσομοιωθεί μια σύνθετη επιφάνεια και να υπολογιστεί η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει σε αυτή. Για τις ανάγκες της εργασίας επιλέχθηκε μια επιφάνεια ημικυλινδρικής διατομής, όπως είναι οι στέγες αρκετών σπιτιών στην νησιωτική Ελλάδα. Από την παρούσα μελέτη προκύπτουν κάποια χρήσιμα συμπεράσματα τα οποία αναλύονται στην τελευταία παράγραφο μαζί με προοπτικές και προτάσεις για πιθανή εξέλιξη αυτής της εργασίας.

ΜΕΡΟΣ Α'

Θεωρητική επισκόπηση μοντέλων υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

1.1	Βασική εισαγωγή στο ηλεκτρομαγνητικό πεδίο.....	8
1.1.1	Κυματική φύση της ακτινοβολίας.....	8
1.1.2	Σωματιδιακή φύση της ακτινοβολίας.....	10
1.2	Φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.....	11
1.3	Μελανό σώμα – Ένας τέλειος απορροφητής και εκπομπός.....	13
1.4	Βασικά ραδιομετρικά στοιχεία.....	15
1.5	Αρχές της εξόντωσης (διάχυση και απορρόφηση) και εκπομπή.....	15
1.6	Νόμος Beer – Bouguer – Lambert.....	17
1.7	Περιορισμοί του νόμου των Beer – Bouguer – Lambert.....	18

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

2.1	Ο Ήλιος.....	21
2.2	Η ηλιακή σταθερά.....	24

2.3	Φασματική κατανομή της εξωγήινης ακτινοβολίας.....	26
2.4	Μεταβολή της εξωγήινης ακτινοβολίας.....	27
2.5	Βασικές έννοιες.....	29
2.6	Κατεύθυνση της άμεσης ακτινοβολίας.....	32
2.7	Αναλογία της άμεσης ακτινοβολίας σε κεκλιμένη επιφάνεια προς αυτή σε οριζόντια επιφάνεια.....	37
2.8	Εξωγήινη ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια.....	39

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ

3.1	Ορισμοί.....	41
3.2	Μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας.....	42
3.3	Στοιχεία ηλιακής ακτινοβολίας.....	45
3.4	Μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας λόγω της ατμόσφαιρας.....	47
	3.4.1 Σκέδαση Rayleigh.....	48
	3.4.2 Σκέδαση Mie.....	50
	3.4.3 Σκέδαση Rayleigh και Mie.....	50
3.5	Ακτινοβολία σε κεκλιμένες επιφάνειες.....	56
3.6	Ακτινοβολία σε κεκλιμένες επιφάνειες – Ισοτροπικός ουρανός.....	59
3.7	Ακτινοβολία σε κεκλιμένες επιφάνειες – Ανισοτροπικός ουρανός.....	60

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΜΟΝΤΕΛΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

4.1	Εισαγωγή.....	63
4.2	Μοντέλα υπολογισμού άμεσης ακτινοβολίας.....	64
4.3	Συλλογή στοιχείων ηλιακής ακτινοβολίας.....	65
4.4	Απαιτήσεις αριθμητικών μοντέλων υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας – Αναφορά μοντέλων.....	66
4.4.1	Μοντέλο Bird.....	68
4.4.2	Μοντέλο Hoyt.....	69
4.4.3	Μοντέλο Clarke.....	69
4.4.4	Μοντέλο CPCR 2.....	70
4.4.5	Μοντέλο Iqbal C.....	71
4.4.6	Μοντέλο METSTAT.....	71
4.4.7	Μοντέλο MRM.....	72
4.4.8	Μοντέλο MLWT 1.....	72
4.4.9	Παραμετρικό μοντέλο ηλιακής ακτινοβολίας (PSIM).....	74
4.4.10	Μοντέλο του Perrin de Brichambaut.....	75
4.4.11	Μοντέλο Ψίλογλου.....	75
4.4.12	Μοντέλο αποτίμησης αναφοράς ηλιακής διαπερατότητας (REST)..	76
4.4.13	Μοντέλο Rodger.....	77
4.4.14	Μοντέλο Σανταμούρη.....	77
4.4.15	Μοντέλο Yang.....	78
4.5	Εμπειρικά μοντέλα υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας.....	79
4.5.1	Μοντέλο Hottel.....	79
4.5.2	Μοντέλο Reddy.....	80
4.5.3	Μοντέλο ASHRAE.....	80

4.6	Μοντέλα που χρησιμοποιούν το ποσοστό νεφοκάλυψης.....	82
4.7	Μοντέλα που χρησιμοποιούν το δείκτη αιθριότητας K_T	83
4.8	Επιλογή μοντέλων	87
4.9	Συμπεράσματα για τα μοντέλα υπολογισμού της ηλιακής ακτινοβολίας.....	90

ΜΕΡΟΣ Β'

Ανάπτυξη αριθμητικού αλγορίθμου υπολογισμού προσπιπτώμενης ηλιακής ακτινοβολίας σε τυχαία προσανατολισμένη επιφάνεια

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΚΩΔΙΚΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΙΣΜΟΣ ΣΕ ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΟ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΗ

5.1	Εισαγωγή.....	91
5.2	Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου Clarke.....	92
5.3	Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου MRM.....	95

5.4	Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου Yang.....	96
5.5	Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου ASHRAE.....	97
5.6	Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου Hottel.....	98
5.7	Υπολογισμός προσπίπτουσας ακτινοβολίας με νεφοκάλυψη.....	100
5.8	Υπολογισμός προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε επίπεδο με κλιση..	102

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΤΙΜΕΣ ΑΠΟ ΤΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ –ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΓΙΑ ΕΠΙΠΕΔΟ ΤΥΧΑΙΟΥ ΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΥ

6.1	Εισαγωγή.....	108
6.2	Μετεωρολογικά στοιχεία – Κλιματολογικά δεδομένα.....	108
6.3	Σύγκριση υπολογιστικών μοντέλων με τιμές από τη βιβλιογραφία..	124
6.4	Σύγκριση εμπειρικών μοντέλων με τιμές από τη βιβλιογραφία	132
6.5	Υπολογισμός ηλιακής ακτινοβολίας για κεκλιμένο επίπεδο τυχαίου προσανατολισμού.....	144
	6.5.1. Συμπεράσματα.....	159

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΓΙΑ ΣΥΝΘΕΤΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ

7.1	Εισαγωγή.....	165
7.2	Βασική γεωμετρία και μεθοδολογία υπολογισμού.....	165
7.3	Ανάλυση αποτελεσμάτων προσομοίωσης.....	167
	ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ–ΚΡΙΤΙΚΗ–ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ–ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ.....	177
	ΕΛΛΗΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	181
	ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ.....	182
	ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α'.....	190

ΜΕΡΟΣ Α'

Θεωρητική επισκόπηση μοντέλων υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 1

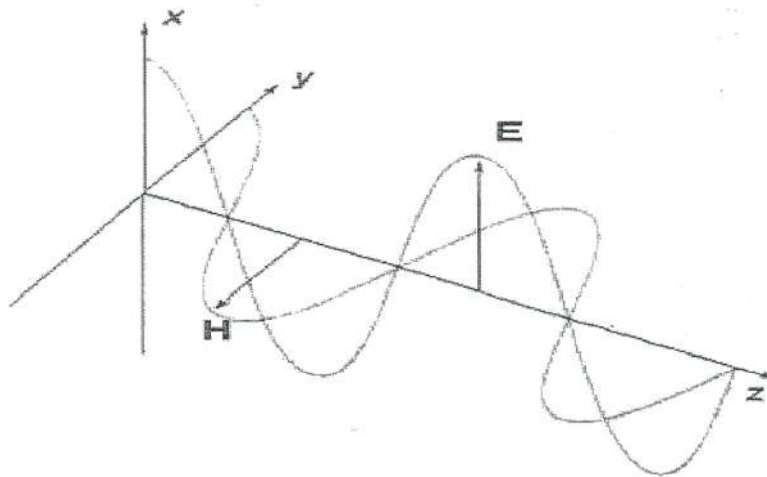
ΒΑΣΙΚΕΣ ΑΡΧΕΣ ΗΛΕΚΤΡΟΜΑΓΝΗΤΙΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

1.1 Βασική εισαγωγή στο ηλεκτρομαγνητικό πεδίο

Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία είναι μια μορφή μετάδοσης ενέργειας. Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία ονομάζεται έτσι γιατί έχει ηλεκτρικά και μαγνητικά πεδία τα οποία ταλαντεύονται ταυτόχρονα σε επίπεδα αμοιβαία κάθετα το ένα στο άλλο και προς την διεύθυνση της μετάδοσης μέσα στο χώρο. Δηλαδή μπορεί να πει κανείς, ότι η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία έχει διττή φύση: παρουσιάζει δηλαδή και κυματικές και σωματιδιακές ιδιότητες.

1.1.1 Κυματική φύση της ακτινοβολίας:

Η ακτινοβολία μπορεί να λογιστεί ως ένα κύμα που ταξιδεύει όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα:



Σχήμα 1.1: Ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία

Το παραπάνω κύμα διαδίδεται κατά τη διεύθυνση του Z άξονα. Το ηλεκτρικό \vec{E} και το μαγνητικό πεδίο \vec{H} ταλαντεύονται στα επίπεδα x και y αντίστοιχα και είναι κάθετα στη διεύθυνση μετάδοσης του κύματος.

Κάθε ηλεκτρομαγνητικό κύμα ταξιδεύει σε ένα μέσο με την ταχύτητα του φωτός. Η ταχύτητα του φωτός σε ένα μέσο είναι ίση με : $c = 2.9979 \times 10^8 \text{ m/s} \cong 3.00 \times 10^8 \text{ m/s}$. Τα βασικά χαρακτηριστικά κάθε είδους κύματος είναι το μήκος κύματος (ή η συχνότητα) και η ταχύτητα του.

Μήκος κύματος είναι η απόσταση μεταξύ δυο διαδοχικών κορυφών ή κοιλάδων ενός κύματος. Συμβολίζεται με το ελληνικό γράμμα λ και μετρείται με μονάδες μήκους. Αυτές οι μονάδες είναι οι :

Angstrom (A): $1 \text{ A} = 1 \times 10^{-10} \text{ m}$

Νανόμετρο (nm): $1 \text{ nm} = 1 \times 10^{-9} \text{ m}$

Μικρόμετρο (μm): $1 \text{ μm} = 1 \times 10^{-6} \text{ m}$

Συχνότητα ορίζεται ο αριθμός των κύκλων ανά δευτερόλεπτο που περνάνε από ένα δεδομένο σημείο στο χώρο. Συμβολίζεται με το ελληνικό γράμμα ν .

Για κάθε κύμα ισχύει η παρακάτω σχέση μεταξύ του μήκους κύματος και της συχνότητας είναι:

$$c = \lambda \cdot \nu \quad (1.1)$$

Αφού όλοι οι τύποι ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας ταξιδεύουν με την ταχύτητα του φωτός, η ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος πρέπει να έχει υψηλή συχνότητα.

1.1.2 Σωματιδιακή φύση της ακτινοβολίας

Για μερικούς σκοπούς στις εφαρμογές ηλιακής ενέργειας, η κλασσική άποψη των ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων της ακτινοβολίας δεν εξηγεί τα παρατηρηθέντα φαινόμενα. Γι' αυτό το λόγο είναι απαραίτητο να εξεταστεί η ενέργεια ενός μορίου ή ενός φωτονίου, η οποία μπορεί να θεωρηθεί ως μία "ενεργειακή μονάδα" με μηδενική μάζα και μηδενικό φορτίο. Με αυτόν τον τρόπο η ακτινοβολία περιγράφεται και σε όρους σωματιδίων ενέργειας, τα φωτόνια. Η ενέργεια του φωτονίου δίνεται από τη σχέση:

$$E = h\nu \quad (1.2)$$

όπου το h είναι η σταθερά του Planck ($6,6256 \times 10^{-34}$ Js). Η παραπάνω εξίσωση συνδέει την ενέργεια κάθε φωτονίου της ακτινοβολίας με τα χαρακτηριστικά του ηλεκτρομαγνητικού κύματος (ν , λ , c).

Από την παραπάνω σχέση συμπεραίνουμε ότι όσο η συχνότητα ν αυξάνει (δηλ., όσο το μήκος κύματος λ μειώνεται), η ενέργεια των φωτονίων αυξάνεται. Αυτό το γεγονός είναι ιδιαίτερα σημαντικό όταν μια ελάχιστη ενέργεια φωτονίων απαιτείται για να επιφέρει την απαραίτητη αλλαγή (παραδείγματος χάριν, η δημιουργία ενός ζεύγους τρύπας –

ηλεκτρονίου σε μια φωτοβολταϊκή συσκευή). Υπάρχει έτσι ένα ανώτερο όριο του μήκους κύματος της ακτινοβολίας που μπορεί να προκαλέσει την αλλαγή.

1.2 Φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.

Η θερμική ακτινοβολία είναι ηλεκτρομαγνητική ενέργεια που διαδίδεται μέσα στο διάστημα με την ταχύτητα του φωτός. Για τις περισσότερες εφαρμογές ηλιακής ενέργειας, μόνο η θερμική ακτινοβολία είναι σημαντική. Η θερμική ακτινοβολία εκπέμπεται από τα σώματα εξαιτίας της θερμοκρασίας τους. Τα άτομα, τα μόρια ή τα ηλεκτρόνια οδηγούνται σε διεγερμένες καταστάσεις και επιστρέφοντας αυθόρμητα σε χαμηλότερη ενεργειακή κατάσταση εκπέμπουν ενέργεια υπό μορφή ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας. Επειδή η εκπομπή προκύπτει από τις αλλαγές στις ηλεκτρονικές, περιστροφικές, και παλμικές καταστάσεις των ατόμων και των μορίων, η εκπεμπόμενη ακτινοβολία κατανέμεται συνήθως σε ένα εύρος μηκών κύματος.

Το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας διαιρείται σε ζώνες μήκους κύματος. Αυτές οι ζώνες και τα μήκη κύματος που αντιπροσωπεύουν τα κατά προσέγγιση όριά τους παρουσιάζονται στο σχήμα 1.2. Τα όρια μήκους κύματος που συνδέονται με τα διάφορα ονόματα και ο μηχανισμός που παράγει την ακτινοβολία δεν έχουν καθοριστεί αυστηρά. Δεν υπάρχει καμία βασική διάκριση μεταξύ αυτών των κατηγοριών της ακτινοβολίας εκτός από το μήκος κύματος λ . Όλες οι ακτινοβολίες ταξιδεύουν με την ταχύτητα του φωτός c και έχουν μια συχνότητα ν τέτοια ώστε:

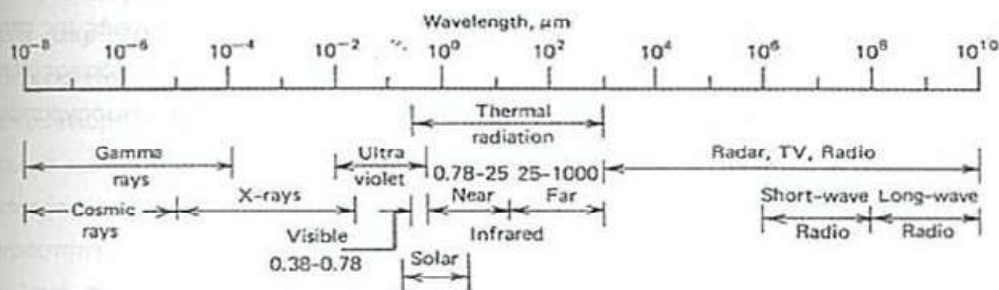
$$c = C_0 / n = \lambda \nu \quad (1.3)$$

όπου C_0 είναι η ταχύτητα του φωτός στο κενό και n είναι ο δείκτης της διάθλασης.

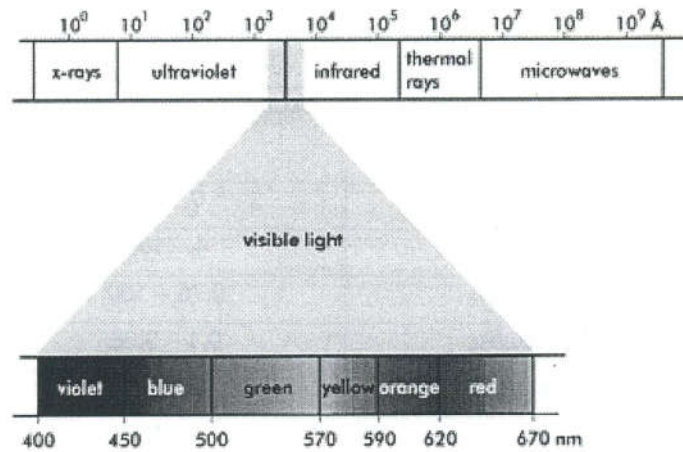
Η γνωστή ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία έχει μήκη κύματος από 10^{-12} έως 10^4 μέτρα. Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται οι πιο συνηθισμένες ακτινοβολίες με τα αντίστοιχα φάσματα τους και τα μήκη κύματος:

Όνομα φασματικής περιοχής	Περιοχή μήκους κύματος, μm
Ηλιακή	0.1 – 4
Γήινη	4 – 100
Υπέρουθρη	0.75 – 100
Υπεριώδες	0.1 – 0.38
Μικρού μήκους	0.1 – 4
Μεγάλου μήκους	4 – 100
Ορατή	0.38 – 0.78
Θερμική	4 – 100

Πίνακας 1.1: Φασματικές περιοχές και αντίστοιχα μήκη κύματος ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας.



Σχήμα 1.2: Το φάσμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας



Σχήμα 1.3: Το φάσμα του ορατού φωτός.

Τα μήκη κύματος με τη μεγαλύτερη σπουδαιότητα για την ηλιακή ενέργεια και τις εφαρμογές της είναι στο υπεριώδες μέρος, δηλαδή από 0,3 έως περίπου 25 μm . Αυτό περιλαμβάνει το ορατό φάσμα, δηλαδή φως που είναι ένα συγκεκριμένο μέρος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος και στο οποίο το ανθρώπινο μάτι αντιδρά. Η ηλιακή ακτινοβολία έξω από την ατμόσφαιρα έχει το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειάς της στην περιοχή από 0,25 έως 3 μm , ενώ η ηλιακή ενέργεια που φτάνει στο έδαφος είναι ουσιαστικά στην περιοχή από 0,29 έως 2,5 μm όπως σημειώνεται στις παραγράφους 1.1 και 1.2.

1.3 Μελανό σώμα – Ένας τέλειος απορροφητής και εκπομπός

Εξ ορισμού, το μελανό σώμα είναι ένας τέλειος απορροφητής της ακτινοβολίας. Οποιοδήποτε και αν είναι το μήκος κύματος ή η κατεύθυνση της ακτινοβολίας που προσπίπτει στο μελανό σώμα, το σύνολο της προσπίπτουσας ακτινοβολίας θα απορροφηθεί. Το μελανό σώμα είναι η ιδανική έννοια δεδομένου ότι όλες οι πραγματικές ουσίες θα ανακλάσουν κάποια ακτινοβολία.

Ακόμα κι αν ένα πραγματικό μελανό σώμα δεν υπάρχει στη φύση, μερικά υλικά πλησιάζουν τη συμπεριφορά του μελανό σώματος. Παραδείγματος χάριν, ένα παχύ στρώμα του μαύρου άνθρακα μπορεί να απορροφήσει περίπου 99% της προσπίπτουσας θερμικής ακτινοβολίας. Αυτή η απουσία ανακλώμενης ακτινοβολίας είναι ο λόγος για το όνομα που δίνεται στο μελανό σώμα. Το μάτι θα αντιλαμβανόταν ένα μελανό σώμα ως μαύρο. Εντούτοις, το μάτι δεν είναι ένας καλός δείκτης της δυνατότητας ενός υλικού να απορροφήσει ακτινοβολία, δεδομένου ότι το μάτι είναι ευαίσθητο μόνο σε ένα μικρό μέρος του μήκους κύματος της θερμικής ακτινοβολίας. Τα άσπρα χρώματα είναι καλοί ανακλαστήρες της ορατής ακτινοβολίας αλλά οι περισσότεροι είναι καλοί απορροφητές της υπέρυθρης ακτινοβολίας.

Το μελανό σώμα είναι επίσης ένας τέλειος εκπομπός θερμικής ακτινοβολίας. Στην πραγματικότητα, ο ορισμός μελανό σώμα θα μπορούσε να είχε δοθεί σε ένα σώμα που εκπέμπει τη μέγιστη δυνατή ακτινοβολία. Ένα απλό πείραμα μπορεί να γίνει για να δείξει εάν ένα σώμα είναι ένας τέλειος εκπομπός ακτινοβολίας. Έτσι θα πρέπει επίσης να είναι ένας τέλειος απορροφητής της ακτινοβολίας. Υποθέστε ότι ένα μικρό μελανό σώμα και ένα μικρό μη μελανό σώμα τοποθετούνται σε έναν μεγάλο κλειστό χώρο που περικλείεται από ένα υλικό με τις ιδιότητες του μελανό σώματος. Εάν η περίφραξη είναι απομονωμένη από τη γύρω περιοχή, τότε το μελανό σώμα, το πραγματικό μελανό σώμα και το υλικό της περίφραξης θα έρθουν κάποια στιγμή στην ίδια θερμοκρασία ισορροπίας. Το μελανό σώμα θα πρέπει εξ' ορισμού να απορροφήσει όλο την προσπίπτουσα σε αυτό ακτινοβολία και για να διατηρήσει μια σταθερή θερμοκρασία, το μελανό σώμα θα πρέπει επίσης να εκπέμπει ένα ίσο ποσό ενέργειας. Το μη μελανό σώμα πρέπει να απορροφήσει λιγότερη ακτινοβολία από το μελανό σώμα και θα εκπέμπει συνεπώς λιγότερη ακτινοβολία από το μελανό σώμα. Κατά συνέπεια το μελανό σώμα και απορροφά και εκπέμπει το μέγιστο ποσό ακτινοβολίας.

1.4 Βασικά ραδιομετρικά στοιχεία

Ένταση (ή πυκνότητα ροής ακτινοβολίας) ορίζεται ως η ακτινοβολούμενη ενέργεια σε μια δεδομένη διεύθυνση ανά μονάδα χρόνου ανά μονάδα μήκους κύματος (ή συχνότητας) ανά μονάδα γωνίας, ανά επιφάνεια κάθετη στη δεδομένη διεύθυνση.

$$I_{\lambda} = \frac{dE_{\lambda}}{\cos \vartheta \cdot d\Omega \cdot dt \cdot dA \cdot d\lambda} \quad (1.4)$$

Η I_{λ} ονομάζεται μονοχρωματική ένταση. Με αυτό τον όρο δεν εννοούμε ότι είναι η ένταση ενός συγκεκριμένου μήκους κύματος λ αλλά ενός πολύ στενού εύρους μήκων κύματος $\Delta\lambda$ με κέντρο το λ . Σε γενικές γραμμές, η ένταση είναι συνάρτηση των συντεταγμένων, της διεύθυνσης, του μήκους κύματος και του χρόνου. Έτσι εξαρτάται από επτά ανεξάρτητες μεταβλητές: τρεις του χώρου, δυο της γωνίας, μια του μήκους κύματος και μια του χρόνου ως συνάρτηση της θέσης και της διεύθυνσης, η ένταση δίνει μια πλήρη περιγραφή του ηλεκτρομαγνητικού πεδίου. Αν η ένταση δεν εξαρτάται από τη διεύθυνση τότε το ηλεκτρομαγνητικό πεδίο ονομάζεται ισοτροπικό. Αν η ένταση δεν εξαρτάται από τη θέση τότε το πεδίο ονομάζεται ομογενές.

1.5 Αρχές της εξόντωσης (Διάχυση και απορρόφηση) και Εκπομπή

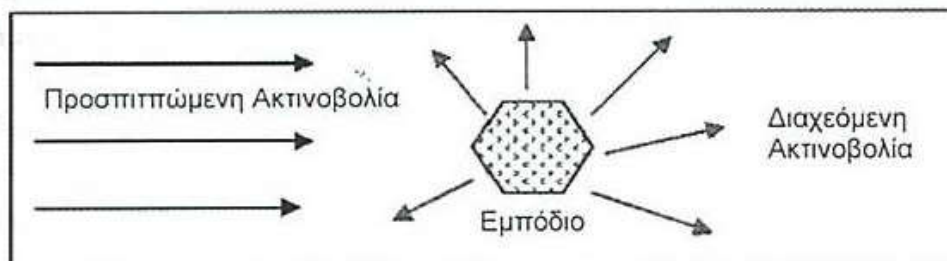
Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία, ενώ διέρχεται μέσα από την ατμόσφαιρα, αλληλεπιδρά με αέρια, αιωρούμενα σωματίδια και σωματίδια νέφους. Κατά διάρκεια αυτής της διαδρομής συμβαίνουν κάποιες αλληλεπιδράσεις μεταξύ της ακτινοβολίας και των περιεχομένων στην ατμόσφαιρα στοιχείων. Η εξόντωση και η εκπομπή είναι οι δυο κυριότεροι τύποι αλληλεπίδρασης ανάμεσα σε ένα ηλεκτρομαγνητικό πεδίο ακτινοβολίας και ένα μέσο (π.χ. την ατμόσφαιρα). Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία εκπέμπεται από όλα τα σώματα που έχουν θερμοκρασία μεγαλύτερη από το απόλυτο μηδέν.

Η εξόντωση της ακτινοβολίας οφείλεται στην απορρόφηση και στη διάχυση της ακτινοβολίας από τα διάφορα στοιχεία που συναντάει κατά την πορεία της. Εξόντωση

ονομάζεται η διαδικασία που ελαττώνει την ένταση της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας ενώ η εκπομπή είναι η διαδικασία που αυξάνει την ένταση της προσπιπώμενης ακτινοβολίας. Ακόμα μια μορφή αλληλεπίδρασης ανάμεσα στην ακτινοβολία και σε ένα μέσο είναι η απορρόφηση η οποία είναι μια διαδικασία που αφαιρεί μέρος της εκπεμπόμενης ενέργειας από ένα ηλεκτρομαγνητικό πεδίο και την μετατρέπει σε άλλες μορφές ενέργειας.

Η διάχυση είναι μια διαδικασία η οποία δεν αφαιρεί ενέργεια από ένα πεδίο ακτινοβολίας αλλά μπορεί να της αλλάξει διεύθυνση. Η διάχυση μπορεί να θεωρηθεί ως απορρόφηση ενέργειας ακολουθούμενη από μια επανεκπομπή πίσω στο ηλεκτρομαγνητικό πεδίο με αμελητέα μετατροπή ενέργειας. Συνεπώς, η διάχυση μπορεί να αφαιρέσει ακτινοβολούμενη ενέργεια μιας δέσμης φωτός κατά μια διεύθυνση αλλά μπορεί να είναι πηγή ακτινοβολούμενης ενέργειας για την ίδια δέσμη φωτός σε άλλες διευθύνσεις.

Αρχές της διάχυσης:



Σχήμα 1.4: Σχηματική απεικόνιση της διάχυσης.

Ας θεωρήσουμε ένα μοναδικό αυθαίρετο σωματίδιο αποτελούμενο από πολλά ξεχωριστά δίπολα. Το προσπιπώμενο ηλεκτρομαγνητικό πεδίο προκαλεί ταλάντωση των δίπολων. Τα δίπολα ταλαντώνονται σύμφωνα με τη συχνότητα του προσπιπώμενου πεδίου και γι' αυτό διαχέουν ακτινοβολία προς όλες τις διευθύνσεις. Σε μια συγκεκριμένη διεύθυνση παρατήρησης, το ολικό διαχεόμενο πεδίο είναι μια υπέρθεση των διαχεόμενων κυμάτων αυτών των δίπολων θεωρώντας για τη διαφορά

φάσης ότι η διάχυση των δίπολων είναι συμφασική. Σε γενικές γραμμές οι σχέσεις της φάσης ποικίλουν με τη διεύθυνση της διάχυσης.

Η διάχυση μπορεί να θεωρηθεί ως μια διαδικασία δυο βημάτων. Αυτά είναι η διέγερση των σωματιδίων και η επανακινοβόληση τους. Επιπρόσθετα στη διάχυση, τα διεγερμένα φορτία μπορεί να μετασχηματίσουν μέρος της προσπιπτούμενης ακτινοβολούμενης ενέργειας σε άλλες μορφές ενέργειας. Αυτή η διαδικασία ονομάζεται απορρόφηση. Συνεπώς η διάχυση και η απορρόφηση δεν είναι αμοιβαία ανεξάρτητες.

1.6 Νόμος Beer – Bouguer – Lambert

Ο θεμελιώδης νόμος της εξόντωσης είναι ο νόμος των Beer – Bouguer – Lambert, που δηλώνει ότι η διαδικασία εξόντωσης είναι γραμμική με την ένταση της ακτινοβολίας και την ποσότητα της ύλης, υπό τον όρο ότι οι φυσικές συνθήκες (δηλαδή πίεση και θερμοκρασία) είναι σταθερές. Αυτός ο νόμος είναι η γραμμική σχέση μεταξύ απορρόφησης και συγκέντρωσης ενός απορροφητικού στοιχείου. Η γενική μορφή του νόμου είναι συνήθως η εξής:

$$A = a_{\lambda} * b * c \quad (1.5)$$

όπου A είναι η μετρούμενη απορρόφηση, a_{λ} είναι ο συντελεστής απορρόφησης που εξαρτάται από το μήκος κύματος, b είναι το μήκος της διαδρομής και c είναι η συγκέντρωση του στοιχείου.

Πειραματικά μετριέται η διαπερατότητα T που ορίζεται ως $T = I / I_0$ όπου I είναι η ένταση του φωτός αφού περάσει μέσα από το στοιχείο και I_0 είναι η αρχική ένταση του φωτός. Η σχέση μεταξύ A και T είναι:

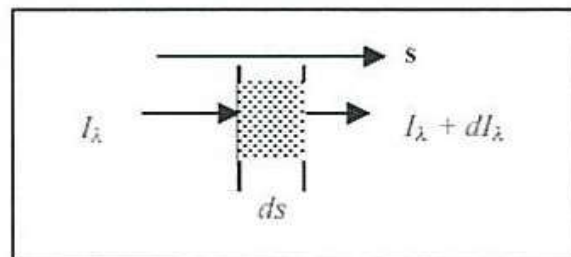
$$A = -\log T = -\log(I/I_0) \quad (1.6)$$

1.7 Περιορισμοί του νόμου των Beer – Bouguer – Lambert

Η γραμμικότητα του νόμου των Beer – Bouguer – Lambert περιορίζεται από χημικούς και οργανικούς παράγοντες της διαδρομής. Αιτίες της μη – γραμμικότητας είναι:

- Παρέκκλιση στους συντελεστές απορροφητικότητας σε υψηλές συγκεντρώσεις (>0.01 M) εξαιτίας ηλεκτροστατικών αλληλεπιδράσεων μεταξύ των μορίων σε κοντινή απόσταση
- Διάχυση του φωτός εξαιτίας μορίων στη διαδρομή
- Φθορισμός ή φωσφορισμός μορίων στη διαδρομή
- Αλλαγές στο δείκτη διάθλασης σε υψηλές συγκεντρώσεις
- Αλλαγές κατεύθυνσης στη χημική ισορροπία ως συνάρτηση της συγκέντρωσης
- Μη – μονοχρωματική ακτινοβολία, οι παρεκκλίσεις μπορούν να ελαχιστοποιηθούν χρησιμοποιώντας ένα σχετικά επίπεδο μέρος του φάσματος απορρόφησης όπως το μέγιστο της ζώνης απορρόφησης
- Σποραδικό φως

Ας θεωρήσουμε ένα στοιχειώδη όγκο ΔV στοιχειώδους μήκους ds και επιφάνειας ΔA ο οποίος περιέχει οπτικά ενεργή ύλη. Έτσι η αλλαγή της έντασης διαμέσου της διαδρομής ds είναι ανάλογη της ποσότητας της ύλης στη διαδρομή.



Σχήμα 1.5: Αλλαγή της έντασης I_λ διαμέσου μιας διαδρομής ds .

Για την εξόντωση ισχύει:

$$dI_{\lambda} = -\beta_{e,\lambda} I_{\lambda} ds \quad (1.7)$$

Για την εκπομπή ισχύει:

$$dI_{\lambda} = \beta_{e,\lambda} J_{\lambda} ds \quad (1.8)$$

όπου $\beta_{e,\lambda}$ είναι ο συντελεστής εξόντωσης όγκου (μήκος⁻¹), I_{λ} είναι η μονοχρωματική ένταση που ορίστηκε με την εξίσωση (1.4) και J_{λ} είναι η συνάρτηση πηγής. Ο δείκτης λ αναφέρεται σε ένα συγκεκριμένο μήκος κύματος ή σε ένα εύρος μήκος κυμάτων για το οποίο γνωρίζουμε τα χαρακτηριστικά του. Η συνάρτηση πηγής αναφέρεται στη συμπεριφορά του κάθε στοιχείου στο οποίο προσπίπτει η ακτινοβολία και έπειτα συμπεριφέρεται το ίδιο ως πηγή. Στην πιο γενική περίπτωση, η συνάρτηση πηγής J_{λ} έχει συμβολή και στη διάχυση και στην εκπομπή. Συνήθως ο συντελεστής εξόντωσης όγκου αναφέρεται ως συντελεστής εξόντωσης. Γενικά αυτός ο συντελεστής είναι συνάρτηση της θέσης s .

Ο συντελεστής εξόντωσης είναι το άθροισμα του αντίστοιχου συντελεστή απορρόφησης και του συντελεστή διάχυσης για το συγκεκριμένο μήκος κύματος λ .

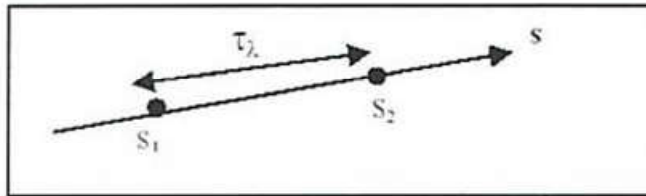
$$\beta_{e,\lambda} = \beta_{a,\lambda} + \beta_{s,\lambda} \quad (1.9)$$

Ο συντελεστής εξόντωσης όπως επίσης και οι συντελεστές απορρόφησης και διάχυσης μπορούν να εκφραστούν σε διαφορετικές μορφές ανάλογα με τον ορισμό της ποσότητας ύλης στη διεύθυνση της διαδρομής (συγκέντρωση μάζας, όγκου).

Ο συντελεστής εξόντωσης μάζας ορίζεται ως το πηλίκο του συντελεστή εξόντωσης όγκου προς την πυκνότητα του μέσου μέσα από το οποίο περνάει η ακτινοβολία. Ο συντελεστής μάζας έχει μονάδες επιφάνεια ανά μάζα ($\text{cm}^2 \text{g}^{-1}$, $\text{m}^2 \text{kg}^{-1}$).

Το οπτικό βάθος ενός μέσου ανάμεσα σε δυο σημεία s_1 και s_2 είναι ένα αδιάστατο μέγεθος το οποίο ορίζεται ως:

$$\tau_\lambda(s_2, s_1) = \int_{s_1}^{s_2} \beta_{\epsilon, \lambda}(s) ds \quad (1.10)$$



Σχήμα 1.6: Οπτικό βάθος ενός μέσου.

Σε περίπτωση που έχουμε μια ομογενή οπτική διαδρομή ο νόμος της εξόντωσης γίνεται:

$$I_\lambda = I_0 \exp(-\tau_\lambda) \quad (1.11)$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 2

ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

Η δομή και τα χαρακτηριστικά του ήλιου καθορίζουν τη φύση της ενέργειας που ακτινοβολεί στο διάστημα. Το πρώτο σημαντικό θέμα σε αυτό το κεφάλαιο αφορά τα χαρακτηριστικά αυτής της ενέργειας έξω από τη γήινη ατμόσφαιρα, την ένταση και τη φασματική κατανομή της. Θα ενδιαφερθούμε πρώτιστα για την ακτινοβολία σε ένα εύρος μήκων κύματος από 0,25 έως 3,0 μm , που είναι το τμήμα της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που περιλαμβάνει το μεγαλύτερο μέρος της ενέργειας που ακτινοβολείται από τον ήλιο.

Το δεύτερο σημαντικό θέμα σε αυτό το κεφάλαιο είναι η ηλιακή γεωμετρία, δηλαδή η θέση του ήλιου στον ουρανό και η κατεύθυνση στην οποία η άμεση ακτινοβολία προσπίπτει σε επιφάνειες τυχαίου προσανατολισμού. Το τρίτο θέμα είναι η εξωγήινη ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια, η οποία αντιπροσωπεύει το θεωρητικά ανώτερο όριο της ηλιακής ακτινοβολίας που είναι διαθέσιμο στη γήινη επιφάνεια.

Η κατανόηση της φύσης της εξωγήινης ακτινοβολίας, τα αποτελέσματα του προσανατολισμού (της επιφάνειας ενός δέκτη) μιας λαμβάνουσας επιφάνειας, και της θεωρητικά δυνατής ακτινοβολίας στη γήινη επιφάνεια είναι σημαντικά στην ερμηνεία και χρησιμοποίηση των στοιχείων ηλιακής ακτινοβολίας.

2.1 Ο Ήλιος

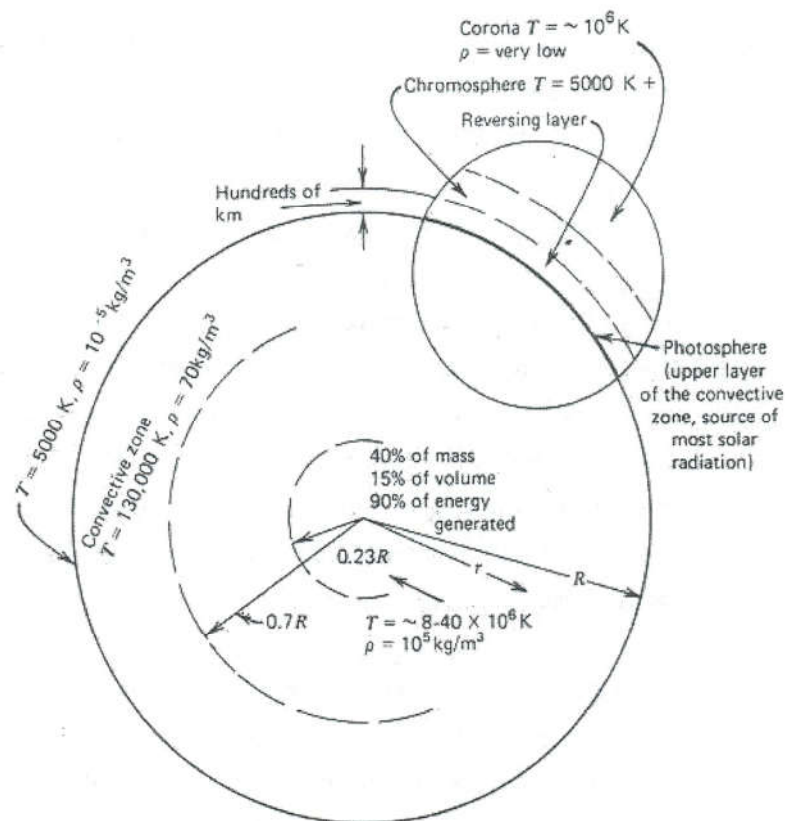
Ο ήλιος είναι μια σφαίρα από υπέρθερμα αέρια στοιχεία με μια διάμετρο $1,39 \cdot 10^9$ m και απέχει, κατά μέσο όρο, $1,5 \cdot 10^{11}$ m από τη γη. Όπως φαίνεται από τη γη, ο ήλιος περιστρέφεται στον άξονά του περίπου μία φορά κάθε τέσσερις εβδομάδες. Εντούτοις, δεν περιστρέφεται ως στερεό σώμα, ο ισημερινός χρειάζεται περίπου 27 ημέρες και οι πολικές περιοχές χρειάζονται περίπου 30 ημέρες για κάθε περιστροφή.

Ο ήλιος έχει μια ενεργή θερμοκρασία μέλανος σώματος ίση με 5777 K. Η ενεργή θερμοκρασία 5777 K είναι η θερμοκρασία ενός μέλανος σώματος που εκπέμπει την ίδια ποσότητα ενέργειας όπως ο ήλιος. Άλλες ενεργές θερμοκρασίες μπορούν να καθοριστούν, παραδείγματος χάριν, αυτές που αντιστοιχούν στη θερμοκρασία μέλανος σώματος που δίνει το ίδιο μήκος κύματος της μέγιστης ακτινοβολίας με την ηλιακή ακτινοβολία (περίπου 6300 K). Η θερμοκρασία στις κεντρικές εσωτερικές περιοχές υπολογίζεται ποικιλοτρόπως από $8 \cdot 10^6$ έως $40 \cdot 10^6$ K και η πυκνότητα υπολογίζεται να είναι περίπου 100 φορές αυτή του νερού. Ο ήλιος είναι, στην πραγματικότητα, ένας συνεχής αντιδραστήρας τήξης. Τα περιεχόμενα αερίά του είναι τα καύσιμα του τα οποία τροφοδοτούν με πρώτη ύλη της αντιδράσεως σύντηξης. Αυτά τα περιεχόμενα αέρια διατηρούνται σαν μια "περιεχόμενη δεξαμενή" από τις έντονες βαρυτικές δυνάμεις που αναπτύσσονται στον πυρήνα του ήλιου. Διάφορες αντιδράσεις τήξης έχουν προταθεί, οι οποίες παρέχουν την ενέργεια που ακτινοβολείται από τον ήλιο. Αυτή που θεωρείται ως η σημαντικότερη είναι μια διαδικασία στην οποία το υδρογόνο (δηλ., τέσσερα πρωτόνια) συνδυάζεται για να σχηματίσει το ήλιο (δηλ., ένα πυρήνα ηλίου), η μάζα του πυρήνα ηλίου είναι μικρότερη από αυτή των τεσσάρων πρωτονίων, μάζα που έχει χαθεί στην αντίδραση και που μετατρέπεται σε ενέργεια.

Η ενέργεια που παράγεται στο εσωτερικό της ηλιακής σφαίρας σε θερμοκρασίες πολλών εκατομμυρίων βαθμών πρέπει να μεταφερθεί έξω στην επιφάνεια και να ακτινοβοληθεί έπειτα στο διάστημα. Μια διαδοχή από διαδικασίες ακτινοβολίας και συναγωγής εμφανίζονται με τη διαδοχή εκπομπής, απορρόφησης, και την εκ νέου ακτινοβολία. Η ακτινοβολία στον πυρήνα του ήλιου είναι στα μέρη των ακτίνων X και γάμα του φάσματος, με τα μήκη κύματος της ακτινοβολίας να αυξάνονται καθώς πέφτει η θερμοκρασία σε μεγαλύτερες ακτινικές αποστάσεις.

Μια σχηματική δομή του ήλιου παρουσιάζεται στο σχήμα 2.1. Υπολογίζεται ότι 90% της συνολικής ενέργειας που παράγει ο ήλιος, παράγεται στην περιοχή από 0 έως $0,23 R$ (όπου το R είναι η ακτίνα του ήλιου), που περιέχει το 40% της μάζας του ήλιου. Σε μια απόσταση $0,7 R$ από το κέντρο, η θερμοκρασία έχει μειωθεί σε περίπου 130.000 K και η

πυκνότητα έχει μειωθεί σε 70 kg/m^3 . Εδώ οι διαδικασίες μεταφοράς θερμότητας με συναγωγή αρχίζουν να γίνονται σημαντικές, και η ζώνη από $0,7$ έως $1,0 R$ είναι γνωστή ως ζώνη συναγωγής. Μέσα σε αυτήν την ζώνη η θερμοκρασία ελαττώνεται σε περίπου 5000 K και η πυκνότητα σε περίπου 10^{-5} kg/m^3 .



Σχήμα 2.1: Η δομή του ήλιου

Η επιφάνεια του ήλιου εμφανίζεται να συντίθεται από κόκκους (ακανόνιστα κύτταρα συναγωγής), με διαστάσεις από 1000 έως 3000 χλμ. και με διάρκεια ζωής των κυττάρων λίγα λεπτά. Άλλα χαρακτηριστικά γνωρίσματα της ηλιακής επιφάνειας είναι μικρές σκοτεινές περιοχές αποκαλούμενες πόροι, οι οποίοι είναι της ίδιας τάξης μεγέθους με τα κύτταρα συναγωγής, και μεγαλύτερες σκοτεινές περιοχές που ονομάζονται ηλιακές

κηλίδες, οι οποίες ποικίλλουν σε μέγεθος. Το εξωτερικό στρώμα της ζώνης συναγωγής καλείται φωτόσφαιρα. Η άκρη της φωτόσφαιρας καθορίζεται αισθητά, ακόμα κι αν είναι χαμηλής πυκνότητας (περίπου 10^{-4} του αέρα στο επίπεδο της θάλασσας). Είναι ουσιαστικά αδιαφανής, δεδομένου ότι τα αέρια από τα οποία αυτή αποτελείται είναι ισχυρά ιονισμένα και ικανά να απορροφήσουν και να εκπέμπουν ένα συνεχές φάσμα ακτινοβολίας. Η φωτόσφαιρα είναι η πηγή της περισσότερης ηλιακής ακτινοβολίας.

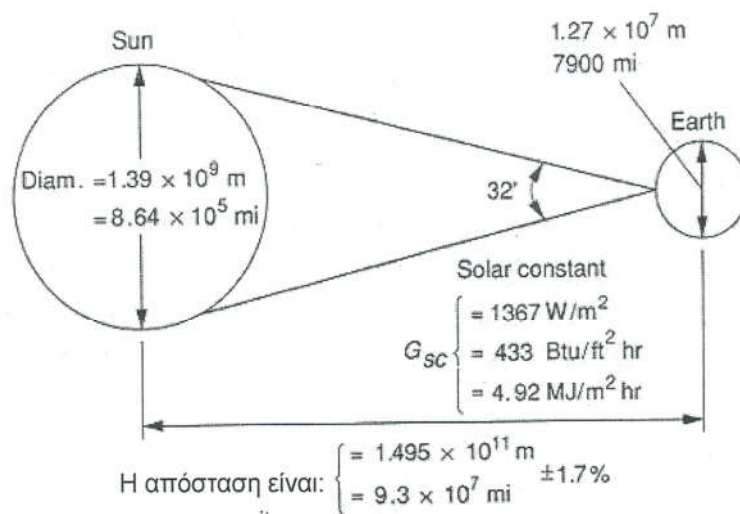
Εξω από τη φωτόσφαιρα είναι μια λίγο πολύ διαφανής ηλιακή ατμόσφαιρα, η οποία μπορεί να παρατηρηθεί κατά τη διάρκεια ολικής ηλιακής έκλειψης ή από όργανα που κρύβουν τον ηλιακό δίσκο. Επάνω από τη φωτόσφαιρα είναι ένα στρώμα από ψυχρότερα αέρια βάθους αρκετών χιλιομέτρων που ονομάζεται αντίστροφο στρώμα. Εξω από αυτό είναι ένα στρώμα που ονομάζεται χρωμόσφαιρα, με βάθος περίπου 10.000 χλμ. Αυτό είναι ένα στρώμα αερίων με θερμοκρασίες κάπως υψηλότερες από αυτές της φωτόσφαιρας αλλά με χαμηλότερη πυκνότητα. Ακόμα πιο έξω είναι η κορώνα, μια περιοχή πολύ χαμηλής πυκνότητας και πολύ υψηλών θερμοκρασιών (10^6 K).

Αυτή η απλουστευμένη εικόνα του ήλιου, η φυσική δομή της, και οι μεταβολές της θερμοκρασίας και της πυκνότητας θα χρησιμεύσουν ως βάση για να δεχτούμε ότι ο ήλιος, στην πραγματικότητα, δεν λειτουργεί ως ένα μελανό σώμα – πομπός σε μια σταθερή θερμοκρασία. Αντιθέτως, η εκπεμπόμενη ηλιακή ακτινοβολία είναι το σύνθετο αποτέλεσμα των διάφορων στρωμάτων που εκπέμπουν και απορροφούν ακτινοβολία σε διάφορα μήκη κύματος. Η προκύπτουσα ηλιακή ακτινοβολία του σύμπαντος και η φασματική κατανομή της έχουν μετρηθεί ως σήμερα με διάφορες μεθόδους σε αρκετά πειράματα και τα αποτελέσματα σημειώνονται παρακάτω.

2.2 Η Ηλιακή σταθερά

Το σχήμα 2.2 παρουσιάζει σχηματικά τη γεωμετρία των σχέσεων και των αποστάσεων ήλιου – γης. Η εκκεντρικότητα της γήινης τροχιάς είναι τέτοια που η απόσταση μεταξύ ήλιου και γης ποικίλλει κατά 1,7%. Σε απόσταση μιας αστρονομικής μονάδας, δηλαδή σε

απόσταση ίση με $1,495 \times 10^{11}$ m που είναι η μέση απόσταση γης – ήλιου, ο ήλιος εκτείνεται σε μια γωνία $32'$. Η ακτινοβολία που εκπέμπεται από τον ήλιο και η χωρική σχέση της στη γη οδηγούν σε μια σχεδόν σταθερή ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας έξω από τη γήινη ατμόσφαιρα. Η ηλιακή σταθερά, G_{sc} , είναι η ενέργεια από τον ήλιο, ανά μονάδα χρόνου, που δέχεται μια μονάδα επιφάνειας κάθετη στην κατεύθυνση της διάδοσης της ακτινοβολίας, στη μέση απόσταση γη – ήλιου, έξω από την ατμόσφαιρα.



Σχήμα 2.2: Σχέσεις μεταξύ γης – ήλιου

Όπως φαίνεται παραστατικά από το παραπάνω σχήμα, η μέση διάμετρος του ήλιου είναι $1,39 \times 10^9$ m ενώ της γης είναι $1,27 \times 10^7$ m. Η μέση απόσταση δεν παραμένει σταθερή αλλά έχει μια απόκλιση $\pm 1,7 \%$ από την τιμή $1,495 \times 10^{11}$ m.

Πριν από τους πυραύλους και τα διαστημικά σκάφη, οι εκτιμήσεις της ηλιακής σταθεράς έπρεπε να γίνουν από τις επίγειες μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας αφού αυτή είχε περάσει μέσα από την ατμόσφαιρα και έτσι ένα μέρος της είχε απορροφηθεί και διασκορπιστεί από τα συστατικά της ατμόσφαιρας. Η εξαγωγή συμπερασμάτων από τις επίγειες μετρήσεις που έγιναν σε ψηλά βουνά βασίστηκαν σε εκτιμήσεις της ατμοσφαιρικής μετάδοσης στα διάφορα μέρη του ηλιακού φάσματος. Πρωτοποριακές μελέτες έγιναν από τον C. G. Abbot και τους συναδέλφους του ίδρυμα Smithsonian. Η

τιμή της ηλιακής σταθεράς σύμφωνα με τον Abbot είναι 1322 W/m^2 και αναθεωρήθηκε προς τα πάνω από τον Johnson σε 1395 W/m^2 .

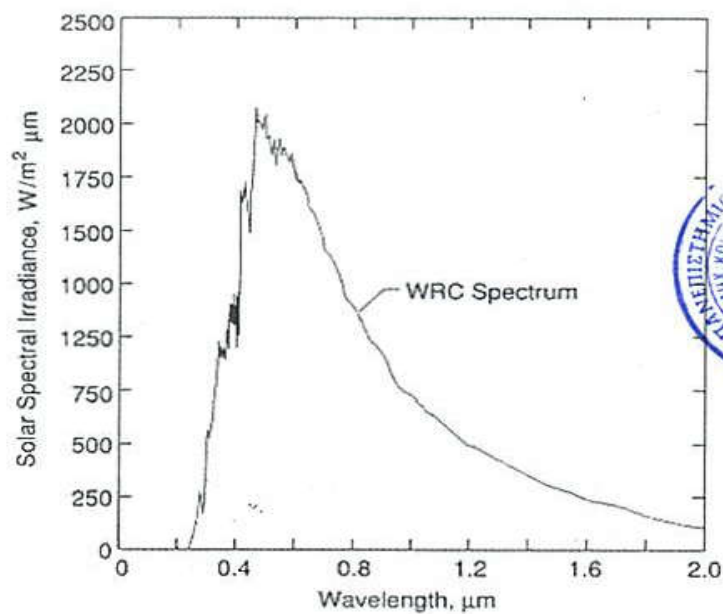
Η διαθεσιμότητα αεροσκαφών που μπορούν να πετάξουν σε μεγάλο υψόμετρο, μπαλονιών, και διαστημικών σκάφων έχει επιτρέψει άμεσες μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας έξω από ή από το μεγαλύτερο μέρος της ατμόσφαιρας της γης. Αυτές οι μετρήσεις έγιναν με ποικίλα όργανα σε εννέα χωριστά πειραματικά προγράμματα. Οδήγησαν σε μια τιμή της ηλιακής σταθεράς, G_{sc} , 1353 W/m^2 με ένα λάθος εκτίμησης $\pm 1,5\%$. Αυτή η πρότυπη τιμή έγινε αποδεκτή από τη NASA (NASA, 1971) και από την Αμερικανική Εταιρία Δοκιμών και Υλικών (American Society of Testing and Materials).

Τα στοιχεία στα οποία η τιμή των 1353 W/m^2 ήταν βασισμένη έχουν επανεξεταστεί από τον Frohlich (1977) και έχουν αναχθεί σε μια νέα πυρηλιομετρική κλίμακα βασισμένη σε συγκρίσεις των οργάνων με τα απόλυτα ραδιόμετρα. Τα στοιχεία από τους δορυφόρους Nimbus και Mariner έχουν περιληφθεί επίσης στην ανάλυση, και από το 1978, ο Frohlich συστήνει μια νέα τιμή της ηλιακής σταθεράς ίση με $G_{sc} = 1373 \text{ W/m}^2$, με ένα πιθανό λάθος 1 ως 2%. Αυτό ήταν κατά 1,5% υψηλότερο από την προηγούμενη τιμή και 1,2% υψηλότερο από τον καλύτερο διαθέσιμο προσδιορισμό της ηλιακής σταθεράς μέσω ολοκλήρωσης φασματικών μετρήσεων. Το Κέντρο Παγκόσμιας Ακτινοβολίας (World Radiation Center, WRC) έχει υιοθετήσει μια τιμή 1367 W/m^2 , με μια αβεβαιότητα της τάξης του 1%. Η τιμή $G_{sc} = 1367 \text{ W/m}^2$ ($1,960 \text{ cal/cm}^2 \text{ min}$, $433 \text{ btu/ft}^2 \text{ hr}$, ή $4,921 \text{ MJ/m}^2\text{hr}$) θα χρησιμοποιηθεί κατά την εκπόνηση αυτής της εργασίας. [Δείτε (Iqbal, 1983) για περισσότερο αναλυτικές πληροφορίες σχετικά με την ηλιακή σταθερά.]

2.3 Φασματική κατανομή της ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας

Εκτός από τη συνολική ενέργεια στο ηλιακό φάσμα εκτός ατμόσφαιρας (δηλ., την ηλιακή σταθερά), είναι χρήσιμο να γνωρίζουμε τη φασματική κατανομή αυτής της ακτινοβολίας, δηλαδή την ακτινοβολία που θα παραλαμβάνονταν ελλείψει της ατμόσφαιρας. Μια τυποποιημένη φασματική καμπύλη ακτινοβολίας έχει συνταχθεί βασισμένη σε μετρήσεις

μεγάλων υψομέτρων και διαστήματος. Το πρότυπο του Παγκόσμιου Κέντρου Ακτινοβολίας (WRC) φαίνεται στο σχήμα 1.3. αντίστοιχα με αυτή την καμπύλη υπάρχουν και πίνακες οι οποίοι παρουσιάζουν την τιμή της ακτινοβολίας G_{sc} ανάλογα με το μήκος κύματος λ . [Δείτε Iqbal (1983)].



Σχήμα: 2.3: Η πρότυπη καμπύλη φασματικής ακτινοβολίας στη μέση απόσταση γης - ήλιου

2.4 Μεταβολή της ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας

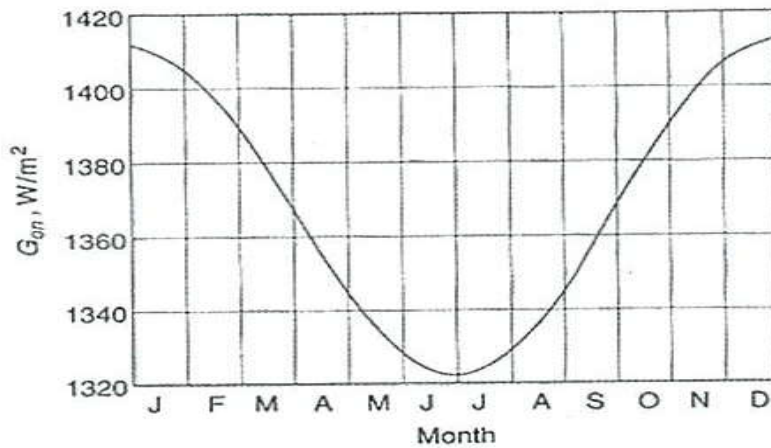
Δύο πηγές μεταβολής της ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας πρέπει να εξεταστούν. Η πρώτη είναι η μεταβολή στην ακτινοβολία που εκπέμπεται από τον ήλιο. Υπάρχουν αντικρουόμενες εκθέσεις στη βιβλιογραφία σχετικά με τις περιοδικές μεταβολές της εγγενούς ηλιακής ακτινοβολίας. Έχει προταθεί ότι υπάρχουν μικρές μεταβολές (λιγότερο

από $\pm 1.5 \%$) με διαφορετικές περιοδικότητες και μεταβολή σε σχέση με τις δραστηριότητες της ηλιακής κηλίδας. Οι Willson et al. (1981) αναφέρουν μεταβολές μέχρι $0,2 \%$ σε συσχέτιση με την ανάπτυξη των ηλιακών κηλίδων. Άλλοι θεωρούν τις μετρήσεις αναποτελεσματικές ή μη ενδεικτικές της κανονικής μεταβλητότητας. Οι μετρήσεις από τους δορυφόρους Nimbus και Mariner κατά τη διάρκεια περιόδων αρκετών μηνών παρουσίασαν μεταβολές μέσα στα όρια του $\pm 0,2 \%$ κατά τη διάρκεια μιας περιόδου όπου η δραστηριότητα της ηλιακής κηλίδας ήταν πολύ χαμηλή. Για τεχνικές εφαρμογές, λαμβάνοντας υπόψη τις αβεβαιότητες και τη μεταβλητότητα της ατμοσφαιρικής μετάδοσης, η ενέργεια που εκπέμπεται από τον ήλιο μπορεί να θεωρηθεί ως σταθερή.

Η μεταβολή της απόστασης γης – ήλιου, εντούτοις, οδηγεί στη μεταβολή της ροής ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας με διακύμανση $\pm 3 \%$. Η εξάρτηση της ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας σε σχέση με την εποχή του χρόνου υποδεικνύεται από την εξίσωση (2.1) και παρουσιάζεται στο σχήμα 2.4.

$$G_{on} = G_{sc} \left(1 + 0,033 \cos \frac{360n}{365} \right) \quad (2.1)$$

όπου G_{on} είναι η ακτινοβολία εκτός ατμόσφαιρας, που μετριέται σε επιφάνεια κάθετη στην ακτινοβολία τη n – οστή ημέρα του έτους, με πρώτη ημέρα της μέτρησης την 1^η Ιανουαρίου.



Σχήμα 2.4: Μεταβολή της ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας σε σχέση με τους μήνες του έτους.

2.5 Βασικές έννοιες

Διάφοροι ορισμοί θα είναι χρήσιμοι στην κατανόηση των εννοιών αυτής της εργασίας.

m , μάζα αέρα (air mass): Η αναλογία της μάζας της ατμόσφαιρας μέσω της οποίας περνάει η άμεση ακτινοβολία προς τη μάζα που θα περνούσε εάν ο ήλιος ήταν στο ζενίθ (δηλαδή ακριβώς από πάνω). Κατά συνέπεια στο επίπεδο της θάλασσας, $m = 1$ όταν ο ήλιος είναι στο ζενίθ, και $m = 2$ για μια γωνία ζενίθ $\theta_z = 60^\circ$. Για γωνίες ζενίθ από 0° έως 70° στο επίπεδο της θάλασσας, μια καλή προσέγγιση είναι ο παρακάτω τύπος:

$$m = 1 / \cos \theta_z \quad (2.2)$$

Για τις υψηλότερες γωνίες ζενίθ, η επίδραση της γήινης κυρτότητας γίνεται σημαντική και πρέπει να ληφθεί υπόψη. Ως γωνία ζενίθ ορίζεται η γωνία πρόσπτωσης της άμεσης ακτινοβολίας σε ένα οριζόντιο επίπεδο. Πιο αναλυτικά η γωνία ζενίθ θα περιγράψει στο επόμενο κεφάλαιο. Παρακάτω, στα μοντέλα που θα αναλυθούν, χρησιμοποιούνται συγκεκριμένοι τύποι για την αέρια μάζα ανάλογα με το μοντέλο και τα διαθέσιμα δεδομένα.

Άμεση ακτινοβολία (direct): Η ηλιακή ακτινοβολία που λαμβάνεται από τον ήλιο χωρίς να υπάρχει σκέδαση από την ατμόσφαιρα.

Διάχυτη ακτινοβολία (diffuse): Η ηλιακή ακτινοβολία που παραλαμβάνεται από τον ήλιο αφότου έχει αλλάξει η κατεύθυνσή της λόγω σκέδασης από την ατμόσφαιρα.

Συνολική ηλιακή ακτινοβολία (total ή global): Το ποσό της άμεσης και της διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας σε μια επιφάνεια. Η συνολική ηλιακή ακτινοβολία χρησιμοποιείται μερικές φορές για να δείξει τις ποσότητες που έχουν προκύψει από ολοκλήρωση σε όλα τα μήκη κύματος του ηλιακού φάσματος. (Οι πιο κοινές μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας είναι συνολική ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια, που συχνά καλείται σφαιρική ακτινοβολία στην οριζόντια επιφάνεια.)

Ακτινοβόληση ή ροή ακτινοβολίας (irradiance ή radiation flux), W/m^2 : Το ποσοστό στο οποίο η ακτινοβολούμενη ενέργεια προσπίπτει σε μια επιφάνεια, ανά μονάδα επιφάνειας. Το σύμβολο G χρησιμοποιείται για την ηλιακή ακτινοβόληση, με τους κατάλληλους δείκτες για την άμεση, τη διάχυτη, ή τη φασματική (ολική) ακτινοβολία.

Ακτινοβολία ή πυκνότητα ακτινοβολίας (irradiation ή radiance), J/m^2 : Η προσπίπτουσα ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας σε μια επιφάνεια, που βρίσκεται από την ολοκλήρωση της ακτινοβόλησης 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 H χρησιμοποιείται για την έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία για μια ημέρα. Το σύμβολο I

χρησιμοποιείται για την έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία για μια ώρα (ή άλλη περίοδο εάν καθορίζεται). Τα σύμβολα H και I μπορούν να αντιπροσωπεύσουν την άμεση, διάχυτη, ή την ολική και μπορούν να είναι για επιφάνειες οποιουδήποτε προσανατολισμού.

Οι δείκτες του G , H και I είναι οι ακόλουθοι: το θ αναφέρεται στην ακτινοβολία επάνω από τη γήινη ατμόσφαιρα, καλούμενη εξωγήινη ακτινοβολία. Το b και το d αναφέρονται στην άμεση και τη διάχυτη ακτινοβολία. Το T και το n αναφέρονται στην ακτινοβολία σε ένα κεκλιμένο επίπεδο και σε ένα επίπεδο κάθετο στην κατεύθυνση της διάδοσης. Εάν ούτε το T ούτε το n δεν εμφανίζεται, η ακτινοβολία είναι σε ένα οριζόντιο επίπεδο.

Οποιοσδήποτε από αυτούς τους όρους ακτινοβολίας, εκτός από την έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία, μπορούν να ισχύσουν για οποιαδήποτε συγκεκριμένη περιοχή μήκους κύματος (όπως το φάσμα ηλιακής ενέργειας) ή για τη μονοχρωματική ακτινοβολία. Η έκθεση στην ηλιακή ακτινοβολία αναφέρεται μόνο στην ακτινοβολία στο φάσμα της ηλιακής ενέργειας.

Ηλιακή ώρα (solar time): Η ώρα που βασίζεται στη φαινόμενη γωνιακή κίνηση του ήλιου στον ουρανό, με το ηλιακό μεσημέρι την ώρα που ο ήλιος διασχίζει το μεσημβρινό του παρατηρητή.

Η ηλιακή ώρα είναι ο χρόνος που χρησιμοποιείται σε όλες τις σχέσεις ήλιου – γωνιών και δε συμπίπτει με τον τοπικό χρόνο. Είναι απαραίτητο να μετατραπεί ο τυποποιημένος χρόνος στον ηλιακό χρόνο με την εφαρμογή δύο διορθώσεων. Κατ' αρχάς, υπάρχει μια σταθερή διόρθωση για τη διαφορά στο γεωγραφικό μήκος μεταξύ του μεσημβρινού του παρατηρητή (γεωγραφικό μήκος) και του μεσημβρινού στον οποίο ο τοπικός τυποποιημένος χρόνος είναι βασισμένος. Ο ήλιος χρειάζεται 4 λεπτά για να διανύσει 1° γεωγραφικού μήκους. Η δεύτερη διόρθωση είναι από την εξίσωση του χρόνου, η οποία λαμβάνει υπόψη τις διαταραχές στο γήινο ποσοστό περιστροφής που έχουν επιπτώσεις στο χρόνο στον οποίο ο ήλιος διασταυρώνεται με το μεσημβρινό του παρατηρητή. Η διαφορά σε λεπτά μεταξύ της ηλιακής ώρας και της τοπικής ώρας είναι:

$$\text{Ηλιακή ώρα} - \text{Τοπική ώρα} = 4 (L_{st} - L_{loc}) + E \quad (2.3)$$

όπου L_{st} είναι ο τυποποιημένος μεσημβρινός για τη ζώνη τοπικής ώρας, L_{loc} είναι το γεωγραφικό μήκος του εν λόγω τόπου. Τα γεωγραφικά μήκη είναι σε μοίρες με τη θετική φορά προς τη δύση, δηλ. $0^\circ < \lambda < 360^\circ$. Η εξίσωση του χρόνου E (σε λεπτά) καθορίζεται από την εξίσωση 1.6:

$$E = 229,2 * (0,000075 + 0,001868\cos B - 0,032077\sin B - 0,014615\cos 2B - 0,04089\sin 2B) \quad (2.4)$$

$$\text{όπου } B = (n - 1) \frac{360}{365} \quad (2.5)$$

και n είναι η ημέρα του έτους. Δηλαδή $1 \leq n \leq 365$.

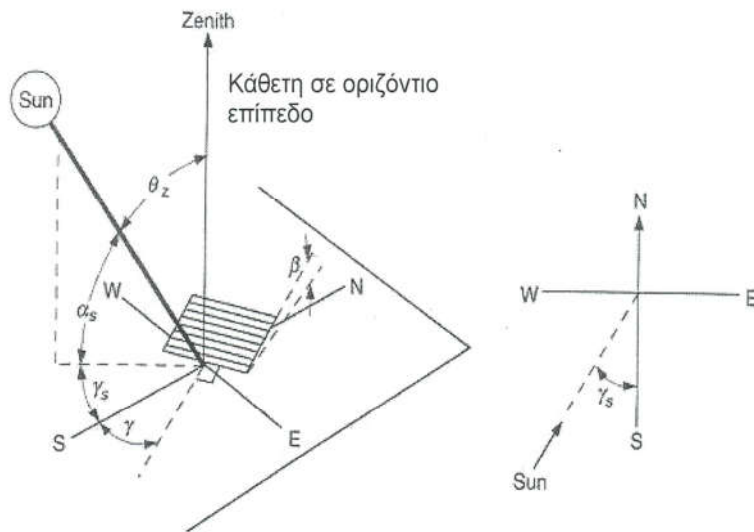
Να σημειώσουμε ότι οι διορθώσεις για τις εξισώσεις του χρόνου και της μετατόπισης από τον τυποποιημένο μεσημβρινό είναι σε λεπτά και ότι υπάρχει μια διαφορά 60 λεπτών μεταξύ του θερινού χρόνου και του τυποποιημένου χρόνου. Ο χρόνος προσδιορίζεται συνήθως σε ώρες και λεπτά. Προσοχή πρέπει να δειχθεί στην εφαρμογή των διορθώσεων, οι οποίες μπορεί να ξεπεράσουν συνολικά τα 60 λεπτά.

Σε αυτή την εργασία όλοι οι χρόνοι θεωρούνται ότι είναι ηλιακοί χρόνοι εκτός αν διευκρινίζεται διαφορετικά.

2.6 Κατεύθυνση της άμεσης ακτινοβολίας

Οι γεωμετρικές σχέσεις μεταξύ μιας επιφάνειας οποιουδήποτε τυχαίου προσανατολισμού σε σχέση με τη γη οποιαδήποτε στιγμή (άσχετα αν η επιφάνεια είναι σταθερή ή κινείται ως προς τη γη) και της εισερχόμενης άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας,

δηλαδή η θέση του ήλιου σχετικά με εκείνη της επιφάνειας, μπορούν να περιγραφούν με διάφορες γωνίες. Μερικές από τις γωνίες υποδεικνύονται στο σχήμα 2.6. Οι γωνίες είναι οι ακόλουθες:



Σχήμα 2.6: α) Γωνία ζενίθ, κλίση, γωνία αζιμουθίου επιπέδου και ηλιακή γωνία αζιμουθίου για ένα κεκλιμένο επίπεδο.

β) Τομή που δείχνει την ηλιακή γωνία αζιμουθίου

φ, γεωγραφικό πλάτος: Η γωνιακή θέση βόρεια ή νότια του ισημερινού, θετικό προς το βορά, $-90^\circ \leq \phi \leq 90^\circ$.

δ, ηλιακή απόκλιση: Η γωνιακή θέση του ήλιου κατά την ηλιακή μεσημβρία, δηλαδή όταν ο ήλιος είναι στον τοπικό μεσημβρινό, σε σχέση με τον ισημερινό. Η ηλιακή απόκλιση ορίζεται θετική για το Βορρά και αρνητική για το Νότο, αλλάζει καθημερινά και είναι $-23.5^\circ \leq \delta \leq 23.5^\circ$.

β , κλίση: Η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ του επιπέδου αναφοράς και του οριζοντίου επιπέδου. Η γωνία αυτή μπορεί να κυμαίνεται μεταξύ των ορίων $0^\circ \leq \beta \leq 180^\circ$. ($\beta > 90^\circ$ σημαίνει ότι η επιφάνεια κοιτάζει προς τα κάτω.)

γ , γωνία αζιμουθίου του επιπέδου: Η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ του μεσημβρινού που περνά από το επίπεδο αναφοράς και της προβολής σε οριζόντιο επίπεδο της καθέτου επί του επιπέδου. Είναι μηδέν όταν η προβολή της καθέτου πάνω στο οριζόντιο επίπεδο συμπίπτει με το Νότο. Είναι αρνητική προς την Ανατολή και θετική προς Δύση, δηλαδή, $-180^\circ \leq \beta \leq 180^\circ$

ω , ωριαία γωνία: Η γωνία που σχηματίζει ο ήλιος κινούμενος στο ημερήσιο επίπεδο της τροχιάς του με το μεσημβρινό και περνά από το επίπεδο αναφοράς και ορίζεται θετική το απόγευμα και αρνητική το πρωί. Ανά μια ώρα η γωνία αυτή μεταβάλλεται κατά 15° αφού $15^\circ * 24 = 360^\circ$. Π.χ. στις 12 ηλιακή ώρα $\omega = 0^\circ$, στις 10 π.μ. $\omega = -30^\circ$ και στις 5 μ.μ. $\omega = 75^\circ$.

ω_s , ωριαία γωνία δύσης ή ανατολής: Καλείται η ωριαία γωνία ω όταν η γωνία αζιμουθίου είναι 90° δηλαδή όταν $\theta_z = 90^\circ$.

ω_s' , ωριαία γωνία δύσης ή ανατολής για ένα επίπεδο: Καλείται η ωριαία γωνία κατά την οποία ο ήλιος δύει ή ανατέλλει για το επίπεδο αυτό.

θ , γωνία πρόσπτωσης: Η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της καθέτου στο επίπεδο αναφοράς και της ευθείας που συνδέει αυτό το επίπεδο με τον ήλιο.

Επιπλέον γωνίες μπορούν να οριστούν για να περιγράψουν τη θέση του ήλιου στον ουρανό:

θ_z , γωνία ζενίθ: Η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ της ευθείας που συνδέει το επίπεδο με τον ήλιο και της ευθείας που συνδέει το επίπεδο με το ζενίθ, δηλαδή η γωνία πρόσπτωσης της άμεσης ακτινοβολίας σε ένα οριζόντιο επίπεδο.

α_s , **γωνία ηλιακού ύψους**: Η γωνία μεταξύ του ορίζοντα και της ευθείας που συνδέει το επίπεδο με τον ήλιο. Είναι η συμπληρωματική γωνία της γωνίας ζενίθ.

γ_s , **γωνία αζιμουθίου του ήλιου**: Η γωνία που σχηματίζεται μεταξύ του μεσημβρινού που περνά από το επίπεδο αναφοράς και της προβολής σε οριζόντιο επίπεδο της ευθείας που συνδέει τον ήλιο με το επίπεδο αναφοράς. Γωνίες προς τα ανατολικά ορίζονται αρνητικές και προς τα δυτικά ορίζονται θετικές.

Η ηλιακή απόκλιση κάθε μέρα του έτους μπορεί να βρεθεί από τη σχέση

$$\delta = 23.45 \cdot \sin\left(360 \cdot \frac{284 + n}{365}\right) \quad (2.6)$$

όπου n είναι η ημέρα του έτους κατ' αύξοντα αριθμό με αρχή την 1^η Ιανουαρίου.

Η n – οστή μέρα του έτους μπορεί εύκολα να βρεθεί με τη βοήθεια του πίνακα 2.1. Σε αυτό τον πίνακα αναγράφεται η τυπική μέρα του μήνα και η αντιστοιχία της με τις ημέρες του έτους όπως επίσης και η ηλιακή απόκλιση αυτής της ημέρας του έτους.

Η γωνία πρόσπτωσης θ μια ορισμένη στιγμή τη n – οστή μέρα του χρόνου δίνεται από τη σχέση:

$$\begin{aligned} \cos \theta = & \sin \delta \sin \phi \cos \beta - \sin \delta \cos \phi \sin \beta \cos \gamma + \cos \delta \cos \phi \cos \beta \cos \omega + \\ & + \cos \delta \sin \phi \sin \beta \cos \gamma \cos \omega + \cos \delta \sin \beta \sin \gamma \sin \omega \end{aligned} \quad (2.7)$$

Μήνας	n για την i – οστή μέρα του μήνα	Τυπική ημέρα του μήνα	n , Ημέρα του έτους	δ , ηλιακή απόκλιση
Ιανουάριος	i	17	17	- 20.9
Φεβρουάριος	$31 + i$	16	47	- 13.0
Μάρτιος	$59 + j$	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

Πίνακας 2.1: Προτεινόμενες τυπικές ημέρες για τους μήνες (Klein, 1977)

Η σχέση αυτή γίνεται απλούστερη υπό ορισμένες προϋποθέσεις, που συμβαίνουν συχνά στην πράξη. Όταν π.χ. $\gamma = 0^\circ$ ή 180° δηλαδή όταν η επιφάνεια αναφοράς είναι προσανατολισμένη βόρεια ή νότια, προϋπόθεση που ισχύει συνηθέστατα για τους επίπεδους συλλέκτες, τότε η σχέση (2.7) γίνεται:

$$\cos \theta = \sin \delta \sin \phi \cos \beta - \sin \delta \cos \phi \sin \beta + \cos \delta \cos \phi \cos \beta \cos \omega + \cos \delta \sin \phi \sin \beta \cos \omega \quad (2.8)$$

Για κάθετες στο οριζόντιο επίπεδο επιφάνειες δηλαδή όταν $\beta = 90^\circ$ τότε έχουμε:

$$\cos \theta = -\sin \delta \cos \phi \cos \gamma + \cos \delta \sin \phi \cos \gamma \cos \omega + \cos \delta \sin \gamma \cos \omega \quad (2.9)$$

Για οριζόντιες επιφάνειες δηλαδή όταν $\beta = 0^\circ$ και $\theta = \theta_z$ τότε έχουμε:

$$\cos \theta_z = \cos \delta \cos \phi \cos \omega + \sin \delta \sin \phi \quad (2.10)$$

Ας θεωρήσουμε τώρα ότι έχουμε μια επιφάνεια προσανατολισμένη προς το Νότο ($\gamma = 0^\circ$) και με μια κλίση β ως προς το οριζόντιο επίπεδο στο βόρειο ημισφαίριο. Η επιφάνεια αυτή μπορεί, σε σχέση με τον ήλιο, να αντικατασταθεί με μια άλλη οριζόντια επιφάνεια σε ένα τεχνητό γεωγραφικό πλάτος ($\phi - \beta$) και τότε η σχέση (2.10) γίνεται:

$$\cos \theta = \cos(\phi - \beta) \cos \delta \cos \omega + \sin \delta \sin(\phi - \beta) \quad (2.11)$$

Η τελευταία σχέση μπορεί να λυθεί όταν $\theta_z = 90^\circ$ δηλαδή να ευρεθεί η ωριαία γωνία δύσης ή ανατολής του ήλιου ω_s . Για $\theta_z = 90^\circ$ λοιπόν η σχέση (2.11) γίνεται:

$$\cos \omega_s = -\tan \phi \tan \delta \quad (2.12)$$

Τέλος η ωριαία γωνία ω_s δίνεται από τη σχέση:

$$\omega_s = \min[\omega_s, \arccos(-\tan(\phi - \beta) \tan \delta)] \quad (2.13)$$

Το \min μπροστά από την αγκύλη σημαίνει ότι κάθε φορά θα παίρνουμε τη μικρότερη ποσότητα από τις δυο που υπάρχουν μέσα σε αυτή.

2.7 Αναλογία της άμεσης ακτινοβολίας σε κεκλιμένη επιφάνεια προς αυτή σε οριζόντια επιφάνεια

Για λόγους σχεδιασμού ηλιακών εφαρμογών και υπολογισμού απόδοσης διαδικασίας, είναι συχνά απαραίτητο να υπολογιστεί η ωριαία ακτινοβολία σε μια κεκλιμένη επιφάνεια

ενός συλλέκτη από μετρήσεις ή εκτιμήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας σε μια οριζόντια επιφάνεια. Τα συνηθέστερα διαθέσιμα στοιχεία είναι η συνολική ακτινοβολία για τις ώρες ή τις ημέρες στην οριζόντια επιφάνεια, ενώ η ανάγκη είναι για την άμεση και τη διάχυτη ακτινοβολία στην επιφάνεια ενός συλλέκτη.

Ο γεωμετρικός παράγοντας R_b , δηλαδή η αναλογία της άμεσης ακτινοβολίας στην κεκλιμένη επιφάνεια προς αυτή σε μια οριζόντια επιφάνεια οποιαδήποτε στιγμή, μπορεί να υπολογιστεί ακριβώς από την κατάλληλη χρήση της εξίσωσης (2.7). Το σχήμα 2.8 δείχνει τη γωνία πρόσπτωσης της άμεσης ακτινοβολίας σε οριζόντιες και κεκλιμένες επιφάνειες. Η αναλογία G_{bt} / G_b δίνεται από:

$$R_b = \frac{G_{b,T}}{G_b} = \frac{G_{b,n} \cos \theta}{G_{b,n} \cos \theta_z} = \frac{\cos \theta}{\cos \theta_z} \quad (2.14)$$

Για την περίπτωση των ηλιακών συλλεκτών που είναι τοποθετημένοι με προσανατολισμό προς το Νότο και για το βόρειο ημισφαίριο δηλαδή όταν $\gamma = 0^\circ$ η σχέση (2.14) αντικαθιστώντας τα $\cos \theta_z$ και $\cos \theta$ από τις σχέσεις (2.10) και (2.11) αντίστοιχα γίνεται:

$$R_b = \frac{\cos(\phi - \beta) \cos \delta \cos \omega + \sin(\phi - \beta) \sin \delta}{\cos \phi \cos \delta \cos \omega + \sin \phi \sin \delta} \quad (2.15)$$

Σε αρκετές περιπτώσεις υπολογισμού ηλιακών εφαρμογών μας ενδιαφέρει κυρίως η ωριαία ακτινοβολία που δέχεται μια επιφάνεια. Σε αυτές τις περιπτώσεις το $\cos \theta_z$ υπολογίζεται λαμβάνοντας τη γωνία ω στο μέσο της αντίστοιχης ώρας.

2.8 Εκτός ατμόσφαιρας ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια

Διάφοροι μέθοδοι υπολογισμού ακτινοβολίας χρησιμοποιούν κανονικοποιημένες τιμές, δηλαδή το λόγο της ακτινοβολίας προς τη θεωρητικά μέγιστη δυνατή που θα ήταν διαθέσιμη εκείνη τη στιγμή αν δεν υπήρχε ατμόσφαιρα. Για αυτές τις μεθόδους υπολογισμού, που συζητούνται σε επόμενο κεφάλαιο, χρειαζόμαστε μια μέθοδο για υπολογισμό της ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας.

Σε οποιοδήποτε χρονικό σημείο, η ηλιακή ακτινοβολία σε ένα οριζόντιο επίπεδο έξω από την ατμόσφαιρα δίνεται από την εξίσωση (2.1) αν τη διαιρέσουμε με R_b :

$$G_{on} = G_{sc} \left(1 + 0,033 \cos \frac{360n}{365} \right) \cos \theta_z \quad (2.16)$$

όπου G_{sc} είναι η ηλιακά σταθερά και n είναι η ημέρα του έτους. Ο συνδυασμός της εξίσωσης (2.10) για το $\cos \theta_z$ με την εξίσωση (2.16) δίνει το G_{on} για μια οριζόντια επιφάνεια οποιαδήποτε στιγμή μεταξύ της ανατολής και της δύσης του ήλιου.

$$G_{on} = G_{sc} \left(1 + 0,033 \cos \frac{360n}{365} \right) (\cos \phi \cos \delta \cos \omega + \sin \phi \sin \delta) \quad (2.17)$$

Είναι συχνά απαραίτητο για τον υπολογισμό της ημερήσιας ηλιακής ακτινοβολίας να έχουμε την ολοκλήρωση της ημερήσιας ακτινοβολίας εκτός ατμόσφαιρας σε μια οριζόντια επιφάνεια, H_o . Αυτό λαμβάνεται ολοκληρώνοντας την εξίσωση (2.17) κατά τη διάρκεια της περιόδου από την ανατολή μέχρι τη δύση. Εάν το G_{sc} είναι σε Watt ανά τετραγωνικό μέτρο, το H_o σε Joule ανά τετραγωνικό μέτρο είναι:

$$H_o = \frac{24 \times 3600 G_{sc}}{\pi} \left(1 + 0,033 \cos \frac{360n}{365} \right) \left(\cos \phi \cos \delta \sin \omega_s + \frac{\pi \omega_s}{180} \sin \phi \sin \delta \right) \quad (2.18)$$

όπου ω_s είναι η γωνία ώρας δύσης, σε μοίρες και δίνεται από την εξίσωση (2.12).

Η μηνιαία μέση ημερήσια ακτινοβολία εκτός ατμόσφαιρας, \bar{H}_o , είναι μια χρήσιμη ποσότητα. Για γεωγραφικά πλάτη από $+60^\circ$ έως -60° αυτή μπορεί να υπολογιστεί με την εξίσωση (2.18) χρησιμοποιώντας το n και το δ για τη μέση ημέρα του μήνα από τον πίνακα 2.1.

Σε πολλές περιπτώσεις επίσης ενδιαφέρει η ωριαία ακτινοβολία εκτός ατμόσφαιρας σε ένα οριζόντιο επίπεδο. Ολοκληρώνοντας την εξίσωση (2.17) για μια περίοδο μεταξύ των ωριαίων γωνιών ω_1 και ω_2 που ορίζουν την ώρα (όπου η ω_2 είναι η μεγαλύτερη) έχουμε:

$$I_o = \frac{12 \times 3600 G_{sc}}{\pi} \left(1 + 0,033 \cos \frac{360n}{365} \right) \left[\cos \phi \cos \delta (\sin \omega_2 - \sin \omega_1) + \frac{\pi(\omega_2 - \omega_1)}{180} \sin \phi \sin \delta \right] \quad (2.19)$$

Τα όρια ω_1 και ω_2 μπορούν να περιγράψουν περιόδους διαφορετικές της μιας ώρας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 3

ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ ΣΤΗΝ ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ ΤΗΣ ΓΗΣ

Σε αυτό το κεφάλαιο περιγράφουμε τα όργανα για τις ηλιακές μετρήσεις ακτινοβολίας, τα ηλιακά στοιχεία ακτινοβολίας που είναι διαθέσιμα και τον υπολογισμό των αναγκαίων δεδομένων από τα διαθέσιμα στοιχεία. Δεν είναι γενικά πρακτικό να βασίζουμε προβλέψεις ή υπολογισμούς της ηλιακής ακτινοβολίας στη μείωση της εξωγήινης ακτινοβολίας από την ατμόσφαιρα, δεδομένου ότι επαρκείς μετεωρολογικές πληροφορίες είναι σπάνια διαθέσιμες. Αντ' αυτού, για να προβλέψουμε την απόδοση μιας ηλιακής διαδικασίας στο μέλλον, χρησιμοποιούμε προηγούμενες μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας στην εν λόγω θέση ή από μια κοντινή παρόμοια θέση.

Τα ηλιακά στοιχεία ακτινοβολίας χρησιμοποιούνται σε διάφορες μορφές και για ποικίλους λόγους. Οι πιο αναλυτικές διαθέσιμες πληροφορίες είναι η άμεση και η διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια, σε ωριαίες τιμές, η οποία είναι χρήσιμη στις προσομοιώσεις ηλιακών διαδικασιών. (Μερικές μετρήσεις είναι διαθέσιμες για κεκλιμένες επιφάνειες και για πιο μικρά χρονικά διαστήματα). Ημερήσιες τιμές είναι συχνά διαθέσιμες και η ωριαία ακτινοβολία μπορεί να υπολογιστεί από ημερήσιες τιμές. Η μηνιαία συνολική ηλιακή ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια μπορεί να χρησιμοποιηθεί σε μερικές μεθόδους σχεδιασμού διαδικασιών. Εντούτοις, δεδομένου ότι η απόδοση των διαδικασιών δεν είναι γενικά γραμμική με την ηλιακή ακτινοβολία, η χρήση των μέσων τιμών μπορεί να οδηγήσει σε σοβαρά λάθη εάν οι μη γραμμικότητες δεν λαμβάνονται υπόψη. Είναι επίσης δυνατό να αναχθούν τα στοιχεία ακτινοβολίας σε πιο εύχρηστες μορφές με στατιστικές μεθόδους.

3.1 Ορισμοί

Το σχήμα 3.1 παρουσιάζει τις βασικές ροές ακτινοβολίας σε μια επιφάνεια πάνω ή κοντά στο έδαφος, που είναι σημαντικές όσο αφορά τις ηλιακές θερμικές διαδικασίες. Είναι πιο βολικό να εξεταστεί η ακτινοβολία σε δύο πεδία μήκους κύματος.

Ηλιακή ή μικρού κύματος ακτινοβολία είναι η ακτινοβολία που προέρχεται από τον ήλιο, σε μήκη κύματος από 0,3 έως 3 μm . Στην ορολογία που χρησιμοποιείται σε όλη την εργασία, η ηλιακή ακτινοβολία περιλαμβάνει και την άμεση και τη διάχυτη συνιστώσα εκτός αν αναφέρεται διαφορετικά.



Σχήμα 3.1: Οι ροές των σπουδαιότερων μορφών ακτινοβολουμένης ενέργειας για τις ηλιακές θερμικές διαδικασίες.

Ακτινοβολία μεγάλου μήκους είναι ακτινοβολία που προέρχεται από πηγές σε θερμοκρασίες κοντά στις συνηθισμένες θερμοκρασίες περιβάλλοντος και έτσι ουσιαστικά έχουν μήκη κύματος μεγαλύτερα από 3 μm . Η ακτινοβολία μεγάλου μήκους εκπέμπεται από την ατμόσφαιρα, από έναν συλλέκτη, ή από οποιοδήποτε άλλο σώμα στις συνηθισμένες θερμοκρασίες. (Αυτή η ακτινοβολία, εάν προέρχεται από το έδαφος, αναφέρεται σε κάποιες δημοσιεύσεις ως "επίγεια" ακτινοβολία.)

3.2 Μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας.

Οι μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας είναι σημαντικές για πολλές εφαρμογές περιλαμβάνοντας τη χρήση φωτοβολταϊκών στοιχείων και την απόκτηση γνώσεων

σχετικών με το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας (συγκεκριμένο μήκος κύματος, υπεριώδη – ορατή – υπέρυθρη ακτινοβολία). Παρακάτω, περιγράφονται οι διαφορές μεταξύ των δύο βασικών οργάνων μέτρησης ηλιακής ακτινοβολίας.

Διαφορές μεταξύ των οργάνων μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας

Δύο βασικοί τύποι οργάνων χρησιμοποιούνται για την μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας, το «πυρανόμετρο» και το «πυρηλιόμετρο».

Πυρηλιόμετρο είναι ένα όργανο που χρησιμοποιεί έναν ευθυγραμμισμένο ανιχνευτή για τη μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας από τον ήλιο και από μια μικρή μερίδα του ουρανού γύρω από τον ήλιο (δηλ., άμεση ακτινοβολία) σε κάθετη πρόσπτωση. Το πυρηλιόμετρο έχει περιορισμένη 'θέα' και γι' αυτό χρησιμοποιείται για μετρήσεις άμεσης (direct) ηλιακής ακτινοβολίας.

Πυρανόμετρο είναι ένα όργανο για τη μέτρηση της συνολικής ημισφαιρικής ηλιακής (άμεση συν διάχυτη) ακτινοβολίας, συνήθως σε μια οριζόντια επιφάνεια. Εάν σκιάζεται από την άμεση ακτινοβολία από ένα δαχτυλίδι ή έναν δίσκο σκιάς, το πυρανόμετρο μετρά τη διάχυτη ακτινοβολία.

Το πυρανόμετρο έχει μία ημισφαιρική 'θέα' και μετράει ολική (total), άμεση (direct) και διάχυτη (diffuse) ηλιακή ακτινοβολία που κατευθύνεται σε μία πλήρως οριζοντιωμένη επιφάνεια. Αποτελείται από έναν επίπεδο αισθητήρα / ανιχνευτή ο οποίος επιτρέπει τη μετατροπή της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε μετρούμενο σήμα. Το πυρανόμετρο μπορεί να χρησιμοποιεί θερμικό ανιχνευτή ή φωτοβολταϊκό ανιχνευτή. Το πυρανόμετρο που χρησιμοποιεί θερμικό ανιχνευτή μπορεί να παρουσιάσει σοβαρά σφάλματα στη μέτρηση της ηλιακής ακτινοβολίας. Αυτά μπορούν να ελαχιστοποιηθούν όταν υπάρχει διπλός γυάλινος θόλος πάνω από τον ανιχνευτή.

Ένα πυρανόμετρο μπορεί να μετρήσει την διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία, προσαρμόζοντας

σ' αυτό έναν δακτύλιο που προκαλεί σκιά (σκιάστρο).

Το πυρανόμετρο που χρησιμοποιεί φωτοβολταϊκό ανιχνευτή έχει το πλεονέκτημα της απλής κατασκευής. Οι φωτοβολταϊκοί ανιχνευτές συχνά χρησιμοποιούν κελιά σιλικόνης που μετράνε το ρεύμα που αναπτύσσεται σε κλειστό κύκλωμα. Δεν απαιτείται καθαρός θόλος ή κάποια άλλη συσκευή για την μετάδοση της θερμότητας. Οι φωτοβολταϊκοί ανιχνευτές είναι επίσης απαθείς στις μεταβολές αφού η έξοδός τους δεν επηρεάζεται από τη φυσική αγωγιμότητα. Ένα πρόβλημα υπάρχει με τους φωτοβολταϊκούς ανιχνευτές, η φασματική επιλεκτικότητά τους. Ακτινοβολία μεγαλύτερη από το φασματικό εύρος μέτρησης των φωτοβολταϊκών ανιχνευτών δεν μπορεί να μετρηθεί. Η σιλικόνη που χρησιμοποιείται στους φωτοβολταϊκούς ανιχνευτές έχει εύρος από 1,07 eV, που αντιστοιχεί σε μήκος κύματος από 1,1 μm. Γι' αυτό το λόγο οι φωτοβολταϊκοί δέκτες δεν αντιλαμβάνονται μεταβολές στην υπέρυθη περιοχή του φάσματος.

Ειδικότερα, το πυρανόμετρο με κελί σιλικόνης αποτελείται από ένα ηλεκτρονικά αυτόματο σύστημα συλλογής δεδομένων, ολοκληρωμένο με έναν ή περισσότερους υψηλής ποιότητας αισθητήρες και με επιπλέον δυνατότητα σύνδεσης με εξωτερικούς αισθητήρες. Ο συλλέκτης δεδομένων είναι τοποθετημένος σε ένα σύγχρονο μικροελεγκτή που έχει τη δυνατότητα να εκτελεί όλες τις μαθηματικές και λογικές εργασίες και μετά να βρίσκεται σε αναμονή ώστε να μην ξοδεύεται επιπλέον ενέργεια. Αναλόγως με το μοντέλο, υπάρχουν ένας ή περισσότεροι μετατροπείς για να αλλάξουν το αναλογικό σήμα σε ψηφιακό και αυτό γίνεται μέσω του μικροϋπολογιστή. Στα περισσότερα μοντέλα μικροϋπολογιστών το σήμα μετατρέπεται κάθε 10 sec.

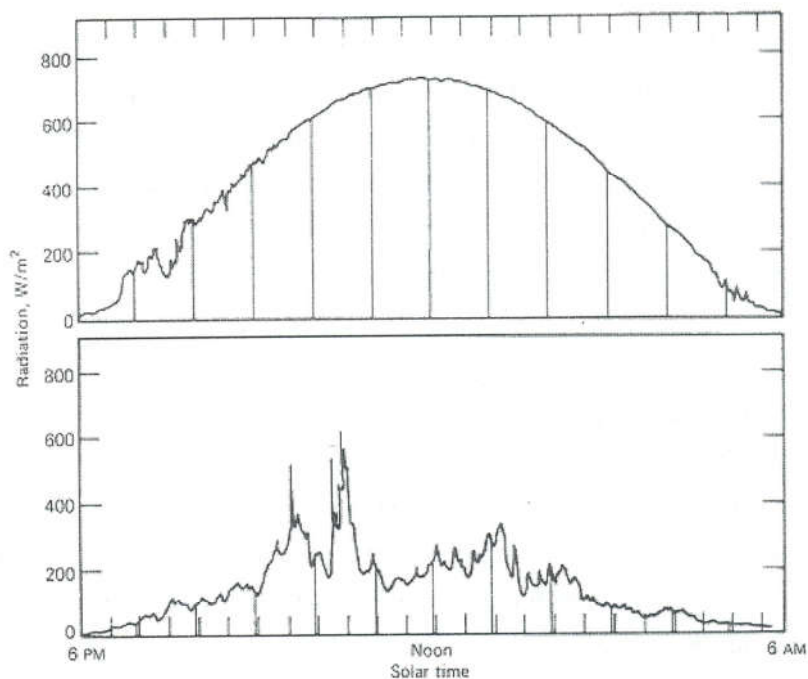
Ο μικροϋπολογιστής επικοινωνεί με έναν ηλεκτρονικό υπολογιστή μέσω μιας θύρας εξόδου και μπορεί να λειτουργήσει μέσα από οδηγίες που δίνονται από το πληκτρολόγιο του υπολογιστή. Το όργανο μπορεί να αποθηκεύσει τις τιμές μέτρησης της ηλιακής ακτινοβολίας για μεγάλο χρονικό διάστημα στον ένα υπολογιστή. Στη συνέχεια, μπορεί να επιτευχθεί η επεξεργασία των τιμών.

3.3 Στοιχεία ηλιακής ακτινοβολίας

Τα ηλιακά στοιχεία ακτινοβολίας είναι διαθέσιμα με διάφορες μορφές. Οι ακόλουθες πληροφορίες για τα στοιχεία ακτινοβολίας είναι σημαντικές στην κατανόηση και χρήση τους:

- Εάν είναι στιγμιαίες μετρήσεις (ακτινοβολία) ή οι τιμές έχουν ολοκληρωθεί κατά τη διάρκεια κάποιας χρονικής περιόδου (ακτινοβολία) (συνήθως ώρα ή ημέρα).
- Ο χρόνος ή το χρονικό διάστημα των μετρήσεων
- Εάν οι μετρήσεις είναι άμεσης, διάχυτης ή συνολικής ακτινοβολίας
- Τα όργανα που χρησιμοποιήθηκαν
- Ο προσανατολισμός της λαμβάνουσας επιφάνειας (συνήθως οριζόντιος, μερικές φορές κεκλιμένος σε μια ορισμένη κλίση ή κάθετος στην άμεση ακτινοβολία)
- Εάν υπολογίζεται κατά μέσο όρο, η περίοδος κατά τη διάρκεια της οποίας υπολογίζονται ο μέσος όρος (π.χ., μηνιαίοι μέσοι όροι της καθημερινής ακτινοβολίας).

Τα περισσότερα στοιχεία ακτινοβολίας είναι διαθέσιμα για τις οριζόντιες επιφάνειες και περιλαμβάνουν και την άμεση και τη διάχυτη ακτινοβολία, και μετρήθηκαν με πυρανόμετρα θερμοστοιχείων (ή σε μερικές περιπτώσεις με όργανα τύπου Robitzsch). Τα περισσότερα από αυτά τα όργανα παρέχουν τα αρχεία ακτινοβολίας ως συνάρτηση του χρόνου και τα ίδια δεν παρέχουν μόνο τους ολοκλήρωση των τιμών. Τα στοιχεία καταγράφονται συνήθως σε μια μορφή παρόμοια με αυτήν που παρουσιάζεται στο σχήμα 3.2 από τα καταγράφοντα ποτενσιόμετρα και ολοκληρώνονται γραφικά. Οι αβεβαιότητες στην ολοκλήρωση προσθέτονται στις αβεβαιότητες της απόκρισης των πυρανόμετρων στις μεταβολές της ηλιακής ακτινοβολίας. Σήμερα είναι πιο συνηθισμένη η ηλεκτρονική ολοκλήρωση.



Σχήμα 3.2: Συνολική (άμεση και διάχυτη) ηλιακή ακτινοβολία σε ένα οριζόντιο επίπεδο συνάρτηση του χρόνου σε γεωγραφικό μήκος 43° για μια ηλιόλουστη και μια συννεφιασμένη ημέρα κοντά στην ισημερία.

Δύο τύποι ηλιακών στοιχείων ακτινοβολίας είναι ευρέως διαθέσιμοι. Ο πρώτος είναι μηνιαία μέση ημερήσια συνολική ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια \bar{H} . Ο δεύτερος είναι ωριαία συνολική ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια I για κάθε ώρα για εκτεταμένες περιόδους όπως ένα ή περισσότερα έτη. Τα στοιχεία \bar{H} είναι ευρέως διαθέσιμα και δίνονται για πολλούς σταθμούς. Οι παραδοσιακές μονάδες είναι Watt ανά τετραγωνικό μέτρο και θερμίδες ανά τετραγωνικό εκατοστόμετρο. Αυτά τα στοιχεία είναι διαθέσιμα από μετεωρολογικές υπηρεσίες και τη βιβλιογραφία. Ο Παγκόσμιος Οργανισμός Μετεωρολογίας (World Meteorological Organization) υποστηρίζει τη σύνταξη των ηλιακών στοιχείων ακτινοβολίας στο Παγκόσμιο Κέντρο Δεδομένων Ακτινοβολίας (World Radiation Data Center).

Η ακρίβεια μερικών από τα παλαιότερα στοιχεία (πριν από το 1970) είναι γενικά λιγότερο από επιθυμητή, ως πρότυπα βαθμολόγησης. Οι πρόσφατες εργαστηριακές μετρήσεις και οι μέσοι όροι που βασίζονται σε αυτές είναι πιο ακριβείς ($\pm 5\%$). Τα περισσότερα από τα παλαιότερα στοιχεία είναι πιθανώς όχι καλύτερα από $\pm 10\%$, και για μερικούς σταθμούς η εκτίμηση μπορεί να είναι $\pm 20\%$. Ουσιαστικές ασυνέπειες βρίσκονται σε στοιχεία από διαφορετικές πηγές για τις ίδιες θέσεις.

Μια πολύ εκτενής και προσεκτικά συνταγμένη μηνιαία μέση ημερήσια ηλιακή βάση δεδομένων ακτινοβολίας είναι διαθέσιμη για την Ευρώπη και μέρος της λεκάνης της Μεσογείου. Ο Ευρωπαϊκός Ηλιακός Άτλαντας Ακτινοβολίας, τόμος I (2^η έκδοση, 1984), (European Solar Radiation Atlas, Volume I, 2nd Edition, 1984), είναι βασισμένος στα πυρανομετρικά στοιχεία 139 σταθμών σε 29 χώρες. Περιλαμβάνει την ηλιακή ακτινοβολία που προέρχεται από τα στοιχεία ωρών ηλιοφάνειας για 315 σταθμούς (με 114 σταθμούς να καταγράφουν και τις δυο μετρήσεις) για συνολικά 340 σταθμούς. Δέκα έτη στοιχείων χρησιμοποιήθηκαν για κάθε σταθμό εκτός από μερικούς όπου τα στοιχεία για μικρότερες χρονικές περιόδους ήταν διαθέσιμα. Τα στοιχεία και τα όργανα που χρησιμοποιήθηκαν για να ληφθούν, αξιολογήθηκαν προσεκτικά και έγιναν διορθώσεις για να αντισταθμιστούν τα συστηματικά λάθη των οργάνων και όλα τα στοιχεία είναι βασισμένα στην πυρηλιομετρική κλίμακα της WRR (World Radiation Reference). Ο Άτλαντας περιλαμβάνει πίνακες που παρουσιάζουν τους μέσους όρους, τα μέγιστα, τα ελάχιστα, την εξωγήινη ακτινοβολία, και τις ώρες ηλιοφάνειας.

3.4 Μείωση της ηλιακής ακτινοβολίας λόγω της ατμόσφαιρας

Η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει κάθετα στην επιφάνεια της γης υπόκειται σε μεταβολές λόγω της αλλαγής στην εξωγήινη ακτινοβολία όπως σημειώνεται στο κεφάλαιο 1, και σε δυο επιπρόσθετα και πιο σημαντικά φαινόμενα που είναι:

1. Η ατμοσφαιρική σκέδαση από τα μόρια του αέρα, το νερό και τη σκόνη αέρα και
2. Η ατμοσφαιρική απορρόφηση από το O_3 , το H_2O και το CO_2 . Ο Iqbal (1983) περιγράφει αυτά τα θέματα με ιδιαίτερες λεπτομέρειες.

Τελευταίες έρευνες έδειξαν ότι μαζί με όλα τα παραπάνω σημαντική συμβολή στη μεταβολή της ηλιακής ακτινοβολίας έχουν και άλλα συστατικά της ατμόσφαιρας και ειδικά σε μολυσμένες περιοχές, όπως είναι η συγκέντρωση NO_x και SO_2 .

Η σκέδαση της ακτινοβολίας καθώς περνά μέσα από την ατμόσφαιρα προκαλείται από την αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας με τα μόρια του αέρα, του νερού (ατμός και σταγονίδια) και τη σκόνη. Ο βαθμός στον οποίο η σκέδαση εμφανίζεται είναι μια συνάρτηση του αριθμού των μορίων μέσω των οποίων η ακτινοβολία πρέπει να περάσει, και του μεγέθους των μορίων σχετικά με το λ , το μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Ο οπτικός δρόμος της ακτινοβολίας μέσω των μορίων του αέρα περιγράφεται από την αέρια μάζα. Τα μόρια του νερού και της σκόνης που συναντώνται από την ακτινοβολία εξαρτώνται από τη μάζα αέρα και από τις εξαρτώμενες από το χρόνο και τη θέση ποσότητες της σκόνης και της υγρασίας στην ατμόσφαιρα.

3.4.1 Σκέδαση Rayleigh

Η σκέδαση Rayleigh αναφέρεται στη σκέδαση του φωτός από τα μόρια του αέρα και μπορεί να επεκταθεί στη σκέδαση από σωματίδια διαμέτρου έως το ένα δέκατο του μήκους κύματος του φωτός. Επειδή το μέγεθος των ατμοσφαιρικών μορίων είναι πολύ μικρότερο από το μήκος κύματος της ηλιακής και της υπέρυθρης ακτινοβολίας έχουμε σκέδαση εξαιτίας των ατμοσφαιρικών αέριων. Στη σκέδαση Rayleigh ένα μόριο (ή ένα μικρό σωματίδιο) λογίζεται ως ένα ανεξάρτητο δίπολο.

Η σκέδαση Rayleigh εξαιτίας των μορίων του αέρα είναι αυτή που ευθύνεται για το μπλε χρώμα του ουρανού. Ο λόρδος Rayleigh υπολόγισε την ένταση της ακτινοβολίας μετά

την σκέδαση από δίπολα – σκεδαστές πολύ μικρότερα από το μήκος κύματος και βρήκε ότι αυτή είναι ίση με:

$$I = I_0 \frac{8\pi^4 N \alpha^2}{\lambda^4 R^2} (1 + \cos^2 \theta) \quad (3.1)$$

όπου N είναι ο αριθμός των σκεδαστών,
 α είναι η ικανότητα πόλωσης,
και R είναι η απόσταση από τον παρατηρητή.

Από τον παραπάνω τύπο προκύπτει ότι η σκέδαση σε διεύθυνση κάθετη προς τη διεύθυνση του φωτός είναι ίση με τη μισή ένταση της προς τα μπροστά ακτινοβολίας. Επίσης, η ισχυρή εξάρτηση της σκέδασης Rayleigh από το μήκος κύματος επαυξάνει τα μικρά μήκη κύματος (εκεί που βρίσκεται το μπλε άκρο του ορατού φάσματος) δίνοντας μας το μπλε χρώμα του ουρανού. Για παράδειγμα η σκέδαση στα 400 nm είναι 9.4 φορές μεγαλύτερη από τη σκέδαση στα 700 nm για την ίδια ένταση προσπιπώμενης ακτινοβολίας. Γι' αυτό το λόγο το φως που σκεδάζεται προς τη γη με μεγάλη γωνία ως προς τη διεύθυνση των ακτινών του ήλιου είναι κυρίως στο μπλε άκρο του φάσματος. Η σκέδαση του Rayleigh είναι σημαντική μόνο στα μικρά μήκη κύματος. Για μήκη κύματος μεγαλύτερα από $\lambda = 0,6 \mu\text{m}$ αυτή έχει μικρή επίδραση στην ατμοσφαιρική μετάδοση.



Σχήμα 3.3: Σκέδαση Rayleigh

3.4.2 Σκέδαση Mie

Η κύρια σκέδαση από μόρια και πολύ μικρά σωματίδια (μικρότερα από το ένα δέκατο του μήκους κύματος του φωτός) είναι η σκέδαση του Rayleigh. Για μεγέθη σωματιδίων μεγαλύτερα από το μήκος κύματος κυριαρχεί η σκέδαση του Mie. Αυτή η σκέδαση παράγει ένα πεδίο όπως μια κεραία, κατευθυνόμενο δηλαδή προς μια συγκεκριμένη διεύθυνση. Αυτό το πεδίο είναι ακόμα πιο έντονο για μεγαλύτερα σωματίδια.



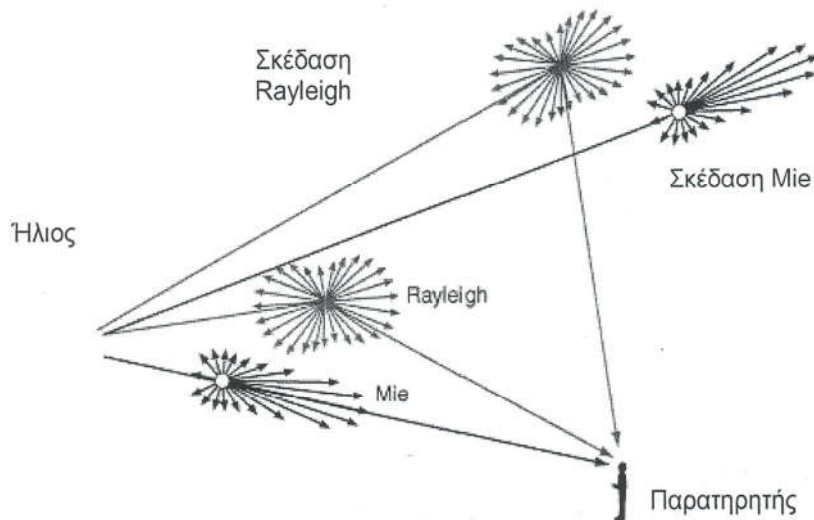
Σχήμα 3.4: Σύγκριση σκέδασης του Rayleigh και σκέδασης του Mie.

Η σκέδαση Mie δεν είναι τόσο εξαρτημένη από το μήκος κύματος και παράγει τη σχεδόν άσπρη λάμψη γύρω από τον ήλιο, όταν υπάρχει μεγάλη συγκέντρωση σωματιδίων στην ατμόσφαιρα. Επίσης μας δίνει το άσπρο φως από την ομίχλη.

3.4.3 Σκέδαση Rayleigh και Mie

Όταν υπάρχει μεγάλη συγκέντρωση σωματιδίων στον αέρα η προς τα εμπρός σκέδαση Mie είναι κυρίαρχη. Αφού δεν είναι άμεσα εξαρτημένη από το μήκος κύματος βλέπουμε μια άσπρη λάμψη γύρω από τον ήλιο.

Ακριβώς πάνω από το κεφάλι η σκέδαση του Rayleigh είναι κυρίαρχη, αφού η σκέδαση του Mie κατευθύνεται προς τα μπροστά. Η σκέδαση του Rayleigh ευνοεί τα μικρά μήκη κύματος γι' αυτό βλέπουμε μπλε χρώμα στον ουρανό.



Σχήμα 3.5: Σχηματική απεικόνιση σκέδασης του Rayleigh και σκέδασης του Mie στην ακτινοβολία που προέρχεται από τον ήλιο

Η σκόνη και το νερό στην ατμόσφαιρα τείνουν να βρίσκονται σε μεγαλύτερα μεγέθη μορίων λόγω της συσσώρευσης των μορίων νερού και της συμπύκνωσης του νερού πάνω στα μόρια σκόνης διάφορων μεγεθών. Αυτά τα φαινόμενα είναι δυσκολότερο να τα επεξεργαστούμε σε σχέση με τα φαινόμενα της σκέδασης Rayleigh από τα μόρια του αέρα, δεδομένου ότι η φύση και η έκταση των μορίων σκόνης και υγρασίας στην ατμόσφαιρα είναι ιδιαίτερα μεταβλητές με την τοποθεσία και το χρόνο. Δύο προσεγγίσεις έχουν χρησιμοποιηθεί για να επεξεργαστούν αυτό το πρόβλημα. Ο Moon (1940) ανέπτυξε έναν συντελεστή μετάδοσης για το υετίσιμο ύδωρ [το ποσό ύδατος (ατμός συν υγρό) στη στήλη αέρα επάνω από τον παρατηρητή] που είναι συνάρτηση του λ^{-2} και έναν συντελεστή για τη σκόνη που είναι συνάρτηση του $\lambda^{-0.75}$. Κατά συνέπεια αυτές οι εκπομπές είναι λιγότερο ευαίσθητες στο μήκος κύματος από ότι είναι η σκέδαση Rayleigh. Η συνολική εκπομπή λόγω της σκέδασης είναι το γινόμενο τριών εκπομπών, οι οποίες είναι τρεις διαφορετικές συναρτήσεις του λ .

Η δεύτερη προσέγγιση στην εκτίμηση των αποτελεσμάτων της σκέδασης από τη σκόνη και το νερό είναι μέσω της εξίσωσης θολότητας του Angstrom. Μια εξίσωση για την ατμοσφαιρική διαπερατότητα λόγω των αερολυμάτων, βασισμένη σε αυτή την εξίσωση, μπορεί να γραφτεί ως:

$$\tau_{\sigma,\lambda} = \exp(-\beta\lambda^{-\alpha} m) \quad (3.2)$$

όπου το β είναι ο συντελεστής θολότητας Angstrom, το α είναι ένας εκθέτης του μήκους κύματος και το λ είναι το μήκος κύματος σε μικρόμετρα. Κατά συνέπεια υπάρχουν δύο παράμετροι, ο β και ο α , οι οποίοι περιγράφουν την ατμοσφαιρική θολότητα και την εξάρτησή της από το μήκος κύματος. Το β ποικίλλει από 0 έως 0,4 για πολύ καθαρή έως πολύ θολή ατμόσφαιρα. Το α εξαρτάται από την κατανομή μεγέθους των αερολυμάτων (μια τιμή 1,3 χρησιμοποιείται συνήθως). Και το β και το α ποικίλουν με το χρόνο καθώς οι ατμοσφαιρικές συνθήκες αλλάζουν.

Θολότητα ονομάζουμε την εξασθένηση της ροής της ηλιακής ακτινοβολίας καθώς περνάει από ένα υλικό χωρίς να υποστεί απορρόφηση. Ο συντελεστής θολότητας ενός υλικού εξαρτάται αποκλειστικά και μόνο από το υλικό και για ένα δεδομένο μήκος κύματος θα είναι ο ίδιος για το ίδιο υλικό και εκφράζει την ποσότητα της ακτινοβολίας που αφαιρείται από την προσπίπτουσα ακτινοβολία εξαιτίας της σκέδασης.

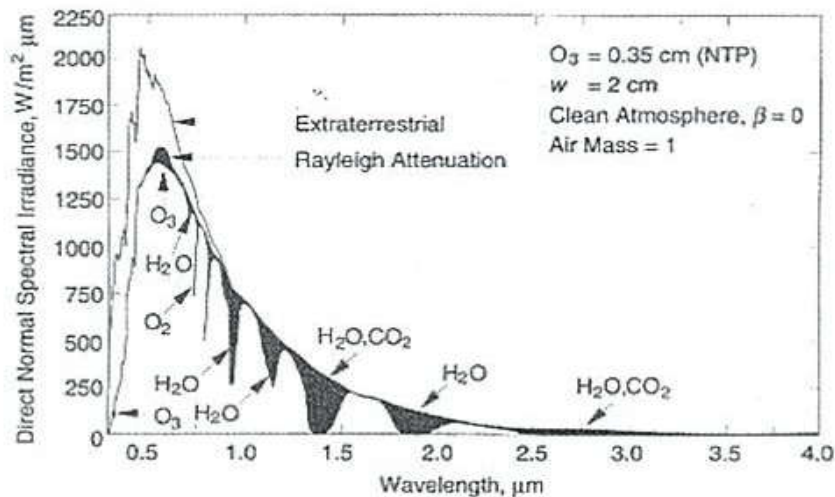
Οι πιο λεπτομερείς αναφορές για τη σκέδαση παρέχονται από τον Fritz (1958), ο οποίος συμπεριέλαβε την επίδραση των σύννεφων, από τον Thekaekara (1974) και από τον Iqbal (1983).

Η απορρόφηση της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα στο φάσμα της ηλιακής ενέργειας οφείλεται κατά ένα μεγάλο μέρος στο όζον (στη ζώνη του υπεριώδους) και στους υδρατμούς και το διοξείδιο του άνθρακα (στις ζώνες των υπέρυθρων). Υπάρχει σχεδόν πλήρης απορρόφηση της ακτινοβολίας μικρού κύματος από το όζον στην ανώτερη ατμόσφαιρα στα μήκη κύματος κάτω από 0,29 μm . Η απορρόφηση λόγω του όζοντος μειώνεται όσο αυξάνεται το λ επάνω από τα 0,29 μm , μέχρι που στα 0,35 μm δεν

υπάρχει καμία απορρόφηση. Υπάρχει επίσης μια αδύνατη ζώνη απορρόφησης λόγω του όζοντος κοντά στο $\lambda = 0,6 \mu\text{m}$.

Οι υδρατμοί απορροφούν έντονα στις ζώνες του υπέρυθρου μέρους του ηλιακού φάσματος, με τις ισχυρές ζώνες απορρόφησης να επικεντρώνονται στα 1,0, 1,4, και 1,8 μm . Πέρα από τα 2,5 μm , η διαπερατότητα της ατμόσφαιρας είναι πολύ χαμηλή εξαιτίας της απορρόφησης από το H_2O και το CO_2 . Η ενέργεια στο εξωγήινο για $\lambda > 2,5 \mu\text{m}$ είναι μικρότερη από το 5 % του συνολικού ηλιακού φάσματος, και η ενέργεια που παραλαμβάνεται στο έδαφος για $\lambda > 2,5 \mu\text{m}$ είναι πολύ μικρή.

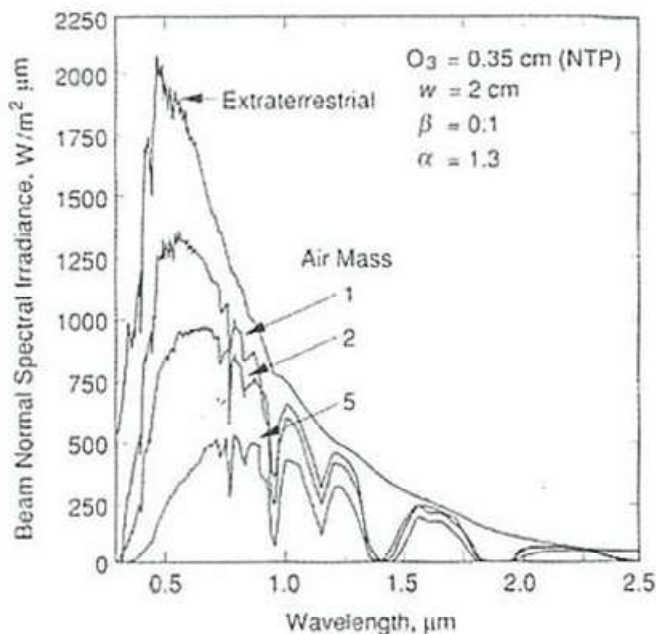
Τα αποτελέσματα της σκέδασης Rayleigh από τα μόρια του αέρα και η απορρόφηση από το O_3 , το H_2O και το CO_2 στη φασματική κατανομή της άμεσης ακτινοβολίας παρουσιάζονται στο σχήμα 3.3 για μια ατμόσφαιρα με $\beta = 0$ και 2 εκατ. υετίσιμου ύδατος, w . Η κατανομή ακτινοβολίας εκτός της ατμόσφαιρας του WRC παρουσιάζεται ως αναφορά.



Σχήμα 3.6: Ένα παράδειγμα των φαινομένων της σκέδασης Rayleigh και της ατμοσφαιρικής απορρόφησης στη φασματική κατανομή της άμεσης ακτινοβολίας (Iqbal, 1983)

Η σκέδαση Rayleigh αντιπροσωπεύεται από τη διαφορά μεταξύ της εξωγήινης καμπύλης και της καμπύλης στην κορυφή των σκιασμένων περιοχών. Η επίδρασή της γίνεται μικρή σε μήκη κύματος μεγαλύτερα από περίπου 0,6 μm . Οι διάφορες ζώνες απορρόφησης παρουσιάζονται από τις σκιασμένες περιοχές.

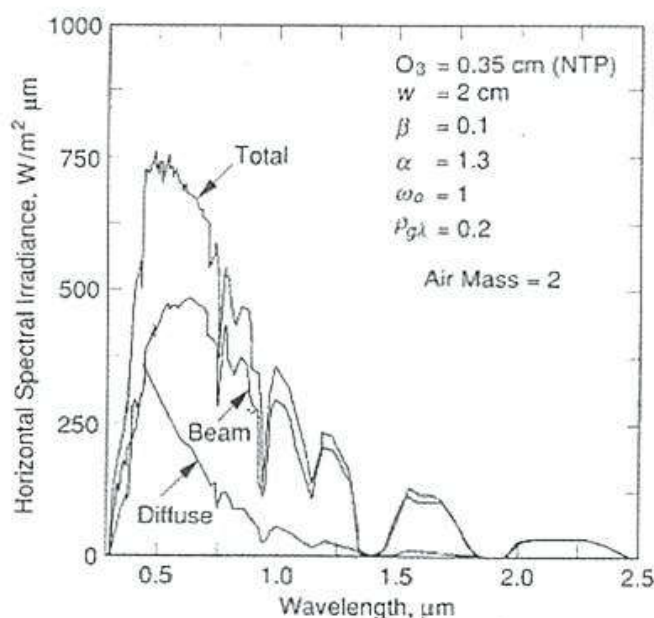
Η επίδραση της μάζας αέρα φαίνεται στο σχήμα 3.4, το οποίο παρουσιάζει τη φασματική κατανομή της άμεσης ακτινοβολίας για μάζες αέρα ίσες με 0 (η εξωγήινη καμπύλη), 1, 2 και 5 για μια ατμόσφαιρα χαμηλής θολότητας.



Σχήμα 3.7: Ένα παράδειγμα της φασματικής κατανομής της άμεσης ακτινοβολίας για μάζες αέρα ίσες με 0, 1, 2 και 5. (Iqbal, 1983)

Η φασματική κατανομή της συνολικής ακτινοβολίας εξαρτάται επίσης από τη φασματική κατανομή της διάχυτης ακτινοβολίας. Μερικές μετρήσεις είναι διαθέσιμες για το υπεριώδες και το ορατό μέρος του φάσματος, οι οποίες έχουν οδηγήσει στο συμπέρασμα ότι στο πεδίο μήκους κύματος από 0,35 έως 0,80 μm , η κατανομή της διάχυτης ακτινοβολίας είναι παρόμοια με αυτήν της συνολικής άμεσης ακτινοβολίας. Η

διάχυτη συνιστώσα έχει μια κατανομή όμοια με αυτή της ολικής αλλά μετατοπισμένη προς την αριστερή άκρη του φάσματος, δηλαδή προς τα μικρά μήκη κύματος. Αυτό είναι σύμφωνο με τη θεωρία της σκέδασης που προβλέπει μεγαλύτερη σκέδαση στα μικρότερα μήκη κύματος. Ο Iqbal χρησιμοποιεί υπολογισμένες φασματικές διανομές όπως αυτές του σχήματος 3.5, για να δείξει ότι για τις τυπικές ατμοσφαιρικές συνθήκες το μεγαλύτερο μέρος της ακτινοβολίας για μήκη κύματος μεγαλύτερα από 1 μm είναι άμεση, ότι η σκέδαση είναι σημαντικότερη στα πιο μικρά μήκη κύματος, και ότι η φασματική κατανομή της διάχυτης εξαρτάται από τις ατμοσφαιρικές συνθήκες.



Σχήμα 3.8: Ένα παράδειγμα υπολογισμένων φασμάτων ολικής, άμεσης και διάχυτης ακτινοβολίας σε μια οριζόντια επιφάνεια για μια τυπική καθαρή ατμόσφαιρα. (Iqbal, 1983)

Για περισσότερο πρακτικούς λόγους, η φασματική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας μπορεί να θεωρηθεί περίπου η ίδια για την άμεση και τη διάχυτη συνιστώσα. Άλλωστε μπορεί επίσης να παρατηρηθεί ότι δεν υπάρχει καμία πρακτική εναλλακτική λύση. Τα

δεδομένα που αφορούν τις ατμοσφαιρικές συνθήκες και πάνω στα οποία μπορεί να βασιστεί οποιοδήποτε μοντέλο είναι σπάνια διαθέσιμα.

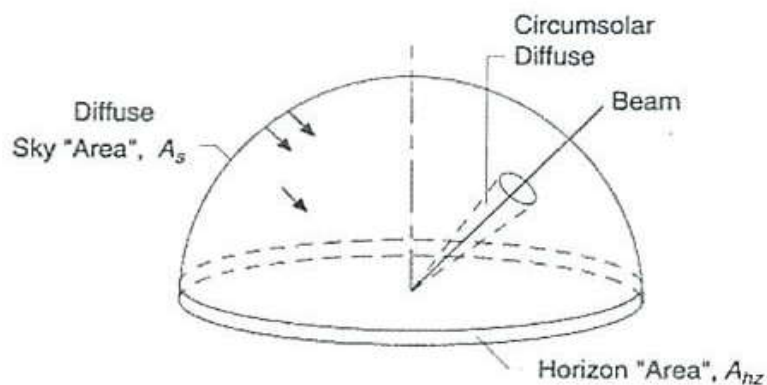
Περίληπτικά, μπορούμε να πούμε ότι η κάθετη συνιστώσα της ηλιακής ακτινοβολίας στη γήινη ατμόσφαιρα έχει μια φασματική κατανομή όπως αυτή φαίνεται στο σχήμα 2.3. Οι ακτίνες X και άλλες ακτινοβολίες πολύ μικρού μήκους κύματος του ηλιακού φάσματος απορροφώνται ψηλά στην ιονόσφαιρα από το άζωτο, το οξυγόνο, και από άλλα ατμοσφαιρικά συστατικά. Το μεγαλύτερο μέρος της υπεριώδους απορροφάται από το όζον. Σε μήκη κύματος μεγαλύτερα από 2,5 μm , ένας συνδυασμός χαμηλής εξωγήινης ακτινοβολίας και ισχυρής απορρόφησης από το CO_2 σημαίνει ότι πολύ λίγη ενέργεια φθάνει στο έδαφος. Κατά συνέπεια, από την άποψη των επίγειων εφαρμογών ηλιακής ενέργειας, μόνο η ακτινοβολία των μηκών κύματος μεταξύ 0,29 και 2,5 μm χρειάζεται να εξεταστεί.

3.5 Ακτινοβολία σε κεκλιμένες επιφάνειες

Επανερχόμαστε τώρα στο γενικό πρόβλημα του υπολογισμού της ακτινοβολίας στις κεκλιμένες επιφάνειες όταν είναι γνωστή μόνο η συνολική ακτινοβολία σε μια οριζόντια επιφάνεια. Για την επίλυση του χρειάζομαστε τις κατευθύνσεις από τις οποίες η άμεση και η διάχυτη συνιστώσα φθάνουν στην εν λόγω επιφάνεια. Σε προηγούμενη παράγραφο εξετάσαμε το γεωμετρικό πρόβλημα της κατεύθυνσης της άμεσης ακτινοβολίας. Η κατεύθυνση από την οποία η διάχυτη ακτινοβολία λαμβάνεται, δηλ., η κατανομή της πάνω στον ουράνιο θόλο, είναι μια συνάρτηση των συνθηκών νεφοκάλυψης και της ατμοσφαιρικής καθαρότητας, οι οποίες είναι ιδιαίτερα μεταβλητές.

Η ανάλυση στοιχείων διάχυτης ακτινοβολίας για μια καθαρή ημέρα έχουν οδηγήσει στο συμπέρασμα ότι η διάχυτη ακτινοβολία αποτελείται από τρία μέρη. Το πρώτο είναι ένα ιστροπικό μέρος, που παραλαμβάνεται ομοιόμορφα από ολόκληρο τον ουράνιο θόλο. Το δεύτερο μέρος είναι η περιφερειακή του ήλιου διάχυτη, που είναι αποτέλεσμα της προς τα μπροστά σκέδασης της ηλιακής ακτινοβολίας και εντοπίζεται στο μέρος του

ουρανού γύρω από τον ήλιο. Το τρίτο μέρος ονομάζεται λάμψη του ορίζοντα, είναι συγκεντρωμένο κοντά στον ορίζοντα και είναι εντονότερο στους καθαρούς και διαυγείς ουραμούς. Το σχήμα 3.6 παρουσιάζει σχηματικά αυτά τα τρία μέρη της διάχυτης ακτινοβολίας.



Σχήμα 3.9: Σχηματική απεικόνιση της κατανομής της διάχυτης ακτινοβολίας πάνω στον ουράνιο θόλο που δείχνει τη συνιστώσα της περιφερειακής του ήλιου και τη συνιστώσα της λάμψης του ορίζοντα που προστίθενται στο ιστροπικό μέρος. (Perez et al., 1988)

Η γωνιακή κατανομή της διάχυτης είναι μέχρι ενός ορισμένου βαθμού συνάρτηση της ανακλαστικότητας ρ_g (albedo) του εδάφους. Μια υψηλή ανακλαστικότητα (όπως αυτή του φρέσκου χιονιού με συντελεστή ανακλαστικότητας ρ_g περίπου ίσο με 0,7) καταλήγει στην αντανάκλαση της ηλιακής ακτινοβολίας πίσω στον ουρανό, η οποία μπορεί στη συνέχεια να διασκορπιστεί και να αποτελέσει τη λάμψη του ορίζοντα.

Είναι απαραίτητο να γνωρίζουμε ή να ήμαστε σε θέση να υπολογίσουμε τη προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία σε κεκλιμένες επιφάνειες όπως επίπεδοι συλλέκτες, παράθυρα, ή άλλοι δέκτες παθητικών συστημάτων. Η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία είναι το άθροισμα ενός συνόλου ρών ακτινοβολίας συμπεριλαμβανομένης της άμεσης ακτινοβολίας, των τριών συστατικών της διάχυτης ακτινοβολίας από τον ουρανό και της ακτινοβολίας που ανακλάται από διάφορες επιφάνειες "που βλέπει" η

κεκλιμένη επιφάνεια. Η συνολική προσπίπτουσα ακτινοβολία σε αυτήν την επιφάνεια μπορεί να γραφεί ως:

$$I_T = I_{T,\Delta} + I_{T,d,iso} + I_{T,d,cs} + I_{T,d,hz} + I_{T,refl} \quad (3.3)$$

όπου οι δείκτες *iso*, *cs*, *hz* και *refl* αναφέρονται στην ισοτροπική, στην περιφερειακή του ήλιου, στη λάμψη του ορίζοντα και στην ανακλώμενη συνιστώσα της ακτινοβολίας.

Γενικά, δεν είναι δυνατό να υπολογιστεί ο όρος της ανακλώμενης ενέργειας λεπτομερώς, λαμβάνοντας υπόψη τα κτίρια, τα δέντρα, κ.λπ., τη μεταβαλλόμενη ηλιακή πρόσπτωση πάνω σε αυτά και τους μεταβαλλόμενους συντελεστές ανάκλασής τους. Για κάθε ένα από τα εμπόδια που παρεμβάλλονται μεταξύ του ήλιου και της επιφάνειας θα πρέπει να είναι γνωστός ο συντελεστής ανάκλασης του ώστε να μπορεί να υπολογιστεί η προσπιπώμενη ανακλώμενη ακτινοβολία στην επιφάνεια. Η τυποποιημένη πρακτική για διευκόλυνση των υπολογισμών, είναι να υποθεθεί ότι υπάρχει μια επιφάνεια, ένα οριζόντιο έδαφος μεγάλο σε έκταση γύρω γύρω από τη θεωρούμενη επιφάνεια υπολογισμού, που ανακλά τη διάχυτη έτσι ώστε γνωρίζοντας το συντελεστή ανάκλασης του υποτιθέμενου εδάφους να υπολογιστεί η συνιστώσα της ανακλώμενης ακτινοβολίας.

Όταν καθοριστεί το I_T , δηλαδή η συνολική ακτινοβολία σε κεκλιμένη επιφάνεια, τότε η αναλογία της συνολικής ακτινοβολίας στη κεκλιμένη επιφάνεια προς αυτή στην οριζόντια επιφάνεια I μπορεί να καθοριστεί. Εξ ορισμού ισχύει:

$$R = \frac{\text{Συνολική ακτινοβολία σε κεκλιμένη επιφάνεια}}{\text{Συνολική ακτινοβολία σε οριζόντια επιφάνεια}} \quad (3.4)$$

Πολλά πρότυπα έχουν αναπτυχθεί με ποικίλη περιπλοκότητα, ως βάση για τον υπολογισμό της I_T . Οι διαφορές είναι κατά ένα μεγάλο μέρος στον τρόπο με τον οποίο οι όροι της διάχυτης ακτινοβολίας αντιμετωπίζονται. Το απλούστερο πρότυπο είναι

βασισμένο στις υποθέσεις ότι η άμεση ακτινοβολία υπερισχύει (όταν υπάρχει) και ότι η διάχυτη (και η ανακλώμενη από το έδαφος ακτινοβολία) συγκεντρώνεται στην περιοχή του ήλιου. Έτσι $R = R_b$ και όλη η ακτινοβολία αντιμετωπίζεται ως άμεση. Αυτό οδηγεί σε ουσιαστική υπερεκτίμηση της ακτινοβολίας σε κεκλιμένο επίπεδο και η διαδικασία αυτή δεν συνίσταται. Οι συνιστώμενες μέθοδοι δίνονται στις επόμενες δύο παραγράφους.

3.6 Ακτινοβολία σε κεκλιμένες επιφάνειες – ισοτροπικός ουρανός

Μπορεί να υποθεθεί ότι ο συνδυασμός της διάχυτης και της ανακλώμενης από το έδαφος ακτινοβολίας είναι ισοτροπικός. Με αυτήν την υπόθεση, το άθροισμα της διάχυτης από τον ουρανό και της ανακλώμενης από το έδαφος ακτινοβολίας στην κεκλιμένη επιφάνεια είναι το ίδιο ανεξάρτητα από τον προσανατολισμό, και η συνολική ακτινοβολία στην κεκλιμένη επιφάνεια είναι το άθροισμα της συμβολής της άμεσης που υπολογίζεται ως $I_b R_b$ και της διάχυτης σε οριζόντια επιφάνεια I_d επί ένα συντελεστή που εξαρτάται από την κλίση του επιπέδου. Αυτό αντιπροσωπεύει μια βελτίωση της υπόθεσης ότι όλη η ακτινοβολία μπορεί να αντιμετωπιστεί ως άμεση, αλλά και καλύτερες μέθοδοι είναι διαθέσιμες.

Μια βελτίωση σε αυτά τα μοντέλα είναι το μοντέλο ισοτροπικής διάχυσης που αναπτύχθηκε από τους Liu και Jordan (1963). Η ακτινοβολία στην κεκλιμένη επιφάνεια θεωρείται ότι περιλαμβάνει τρία συστατικά: την άμεση, την ισοτροπική διάχυτη και την ηλιακή ακτινοβολία που διάχυτα ανακλάται από το έδαφος. Ο τρίτος και ο τέταρτος όρος στην εξίσωση 3.3 λαμβάνονται μηδέν καθώς όλη η διάχυτη υποτίθεται ότι είναι ισοτροπική. Μια επιφάνεια που είναι κεκλιμένη με κλίση β ως προς τον οριζοντα έχει έναν παράγοντα θέασης του ουρανού F_{c-s} που δίνεται από τη σχέση $(1 + \cos\beta) / 2$. Η επιφάνεια έχει έναν παράγοντα θέασης του εδάφους F_{c-g} που δίνεται από τη σχέση $(1 - \cos\beta) / 2$, και εάν ο περιβάλλον χώρος έχει έναν συντελεστή ανάκλασης διάχυσης ρ_g για τη συνολική ηλιακή ακτινοβολία, η ανακλώμενη ακτινοβολία από το περιβάλλον στην

επιφάνεια θα είναι $I\rho_g(1 - \cos \beta)/2$. Κατά συνέπεια η εξίσωση 3.3 τροποποιείται για να δώσει τη συνολική ηλιακή ακτινοβολία στην κεκλιμένη επιφάνεια για μια ώρα ως το άθροισμα τριών όρων:

$$I_T = I_b R_b + I_d \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + I\rho_g \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (3.5)$$

Από δω και πέρα σε όλους τους υπολογισμούς θα θεωρούμε ότι η ηλιακή ακτινοβολία διαπερνά έναν ιστροπικό ουρανό.

3.7 Ακτινοβολία σε κεκλιμένες επιφάνειες – ανιστροπικός ουρανός

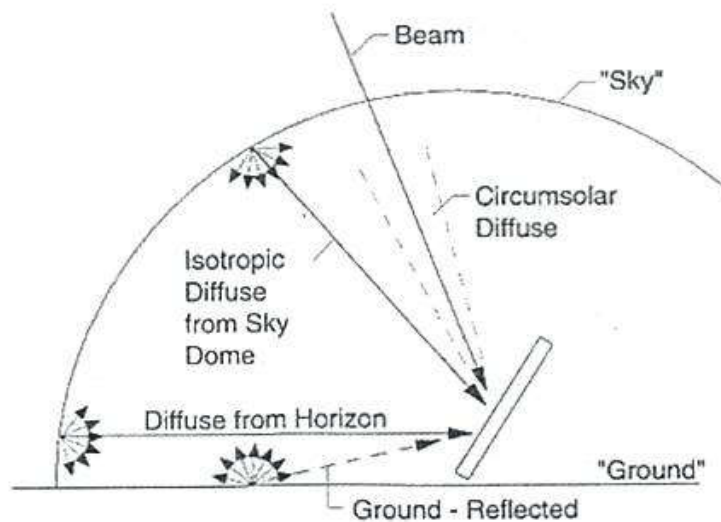
Το ιστροπικό μοντέλο διάχυσης (εξίσωση 3.5) είναι εύκολο να κατανοηθεί. Κάνει συντηρητικές εκτιμήσεις (δηλ., τείνει να υποτιμήσει την I_T) και καθιστά τον υπολογισμό της ακτινοβολίας σε κεκλιμένες επιφάνειες εύκολο. Εντούτοις, βελτιωμένα μοντέλα έχουν αναπτυχθεί που λαμβάνουν υπόψη τη διάχυτη περιφερειακή ακτινοβολία του ήλιου και τη λάμψη του ορίζοντα σε μια κεκλιμένη επιφάνεια όπως παρουσιάζονται σχηματικά στο σχήμα 3.7.

Το μοντέλο των Hay και Davies (1980) βασίζεται στην υπόθεση ότι όλη η διάχυτη ακτινοβολία αποτελείται από δυο μέρη, το ιστροπικό και το περιφερειακό του ήλιου. Κατά συνέπεια η ακτινοβολία σε έναν κεκλιμένο συλλέκτη γράφεται ως:

$$I_{d,T} = I_d \left[(1 - A_i) \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + A_i R_b \right] \quad (3.6)$$

όπου ο A_i είναι ένας ανιστροπικός δείκτης και είναι συνάρτηση της διαπερατότητας της ατμόσφαιρας για την άμεση ακτινοβολία:

$$A_i = \frac{I_{hm}}{I_{sm}} = \frac{I_b}{I_o} \quad (3.7)$$



Σχήμα 3.10: Άμεση, διάχυτη και ανακλώμενη από το έδαφος ακτινοβολία σε μια κεκλιμένη επιφάνεια στο μοντέλο του ανισοτροπικού.

Ο ανισοτροπικός δείκτης καθορίζει το μέρος της διάχυτης που πρόκειται να αντιμετωπιστεί ως προς τα μπροστά διάχυτης. Η προς τα μπροστά διάχυτη ακτινοβολία θεωρείται ότι προσπίπτει με την ίδια γωνία όπως και η άμεση ακτινοβολία. Πρακτικά, είναι η διάχυτη που προέρχεται από το περιφερειακό τμήμα του ήλιου. Η ισοροπία της διάχυτης σε σχέση με την ανακλώμενη υποτίθεται ότι είναι ισοτροπική. Υπό συνθήκες καθαρού ουρανού, ο A_i θα είναι υψηλός και το μεγαλύτερο μέρος της διάχυτης θα υποτίθεται ότι είναι προς τα μπροστά διάχυτη, αφού δεν υπάρχουν σύννεφα που να κρύβουν τον ηλιακό δίσκο. Όταν δεν υπάρχει άμεση ακτινοβολία, ο A_i θα είναι μηδέν. Τότε η υπολογισμένη διάχυτη θα είναι μόνο ισοτροπική, και το μοντέλο γίνεται το ίδιο με την εξίσωση 3.5.

Η συνολική ακτινοβολία σε μια κεκλιμένη επιφάνεια είναι τότε:

$$I_T = (I_b + I_d A_i) R_b + I_d (1 - A_i) \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) + I_{\rho_g} \left(\frac{1 - \cos \beta}{2} \right) \quad (3.8)$$

Η μέθοδος των Hay και Davies για τον υπολογισμό της I_T δεν είναι πολύ πιο σύνθετη από το ιστροπικό μοντέλο και οδηγεί σε ελαφρώς υψηλότερες εκτιμήσεις ακτινοβολίας σε κεκλιμένη επιφάνεια. Εντούτοις, δεν λαμβάνει καθόλου υπόψη του τη λάμψη του ορίζοντα. Οι Temps και Coulson (1977) συμπεριλαμβάνουν τη λάμψη του ορίζοντα με την προσθήκη ενός συντελεστή διόρθωσης $[1 + \sin^3(\beta/2)]$ στη διάχυτη ισότροπη. Ο Klucher (1979) τροποποίησε αυτόν το συντελεστή διόρθωσης προσθέτοντας έναν παράγοντα F ώστε να λαμβάνει υπόψη του τη νεφοκάλυψη. Το βελτιωμένο μοντέλο έχει τη μορφή:

$$I_{d,T} = I_d \left\{ (1 - A_i) \left(\frac{1 + \cos \beta}{2} \right) \left[1 + f \sin^3 \left(\frac{\beta}{2} \right) \right] + A_i R_b \right\} \quad (3.9)$$

όπου ο A_i έχει οριστεί παραπάνω και ο f ορίζεται ως:

$$f = \sqrt{\frac{I_b}{I}} \quad (3.10)$$

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 4

ΜΟΝΤΕΛΑ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΥ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

4.1 Εισαγωγή

Πριν προχωρήσουμε στο επόμενο μέρος αυτής της εργασίας, δηλαδή στον υπολογισμό των ηλιακών κερδών πάνω σε επίπεδα διαφορετικού προσανατολισμού, καλό θα ήταν να γίνει μια μικρή ανάλυση και περιγραφή των διαθέσιμων μοντέλων υπολογισμού της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Στόχος αυτής της περιγραφής δεν είναι η πλήρης παρουσίαση του κάθε μοντέλου αλλά κυρίως η απόδοση της βασικής ιδέας και των χαρακτηριστικών που διαφοροποιούν το ένα από το άλλο.

Είναι αξιοσημείωτο το γεγονός ότι στη βιβλιογραφία υπάρχουν αρκετά και διαφορετικά μεταξύ τους μοντέλα για τον υπολογισμό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε ένα επίπεδο. Η μελέτη σε αυτόν τον τομέα της φυσικής της ατμόσφαιρας έχει ξεκινήσει από τις αρχές του προηγούμενου αιώνα (Angstrom 1924). Τα τελευταία χρόνια, με την προώθηση των ανανεώσιμων πηγών ενέργειας, αυξήθηκε και το ενδιαφέρον για όσο το δυνατόν πιο ακριβή δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας. Αυτά χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό και τη διαστασιολόγηση συστημάτων εκμετάλλευσης της ηλιακής ακτινοβολίας, όπως είναι ηλιακοί συλλέκτες, φωτοβολταϊκά συστήματα κ.α.

Υπάρχουν συστήματα που εκμεταλλεύονται κυρίως την άμεση ακτινοβολία που περνάει την ατμόσφαιρα, όπως οι ηλιακοί συλλέκτες, ενώ αλλά αξιοποιούν εξίσου και τη διάχυτη ακτινοβολία του ουράνιου θόλου, όπως διατάξεις φυσικού φωτισμού και φωτοβολταϊκά συστήματα. Για την άμεση και τη διάχυτη ακτινοβολία έχουν αναπτυχθεί και τα κατάλληλα μοντέλα που υπολογίζουν τις αντίστοιχες τιμές με δεδομένα εισόδου είτε ήδη υπάρχουσες μετρήσεις είτε ατμοσφαιρικές και κλιματολογικές παραμέτρους του τόπου. Στα πρώτα στάδια ανάπτυξης των μοντέλων κυριαρχούσε η μετατροπή μετρημένων

τιμών σε μοντέλα με κατάλληλες μεθόδους αριθμητικής ανάλυσης λαμβάνοντας υπόψη κάποια βασικά στοιχεία του τόπου όπως το γεωγραφικό πλάτος. Αυτά τα μοντέλα ονομάζονται εμπειρικά και αναλύονται σε επόμενη παράγραφο.

Τα πιο σύνθετα και παράλληλα πιο σύγχρονα μοντέλα προσπαθούν να αναλύσουν όσο το δυνατόν πληρέστερα και ακριβέστερα τις διαδικασίες σκέδασης και απορρόφησης που συντελούνται έως ότου φτάσει η ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της γης. Αυτές οι διαδικασίες μπορούν να αναλυθούν σε αυτές που συμβαίνουν εξαιτίας γενικά των σωματιδίων που βρίσκονται στην ατμόσφαιρα της γης και ειδικότερα σε αυτές που συμβαίνουν εξαιτίας ορισμένων χημικών στοιχείων, τα οποία επιδρούν σε συγκεκριμένα μήκη κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας. Αυτά θα αναλυθούν στην αμέσως επόμενη ενότητα.

Η σύγκριση των υπολογιστικών και των εμπειρικών μοντέλων που παρουσιάζονται περιληπτικά παρακάτω και η παρουσίαση των συγκεκριμένων ιδιοτήτων του καθενός θα αναδείξει τελικά τα επικρατέστερα που θα χρησιμοποιηθούν τελικά στο υπολογιστικό μέρος της εργασίας. Ακολουθεί μια απλή περιγραφή των μοντέλων που σκοπό έχει να αναδείξει την εξέλιξη όσο αφορά τα μοντέλα υπολογισμού ακτινοβολίας αλλά και την πορεία που θα πρέπει αυτά να ακολουθήσουν ώστε να γίνουν ακόμα πιο ακριβή και γενικά στο μέλλον. Τα μοντέλα που τελικά θα χρησιμοποιηθούν θα αναλυθούν εκτενέστερα στο 5^ο κεφάλαιο.

4.2 Μοντέλα υπολογισμού άμεσης ακτινοβολίας

Μετά από μια εκτενή βιβλιογραφική έρευνα (Gueymard, 2003a) βρέθηκαν εικοσιένα μοντέλα υπολογισμού που προβλέπουν την άμεση ηλιακή ακτινοβολία σε επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ηλίου ολόκληρου του ηλιακού φάσματος. Όλα τα μοντέλα παρουσιάζονται στην παράγραφο 4.4 σε αλφαβητική σειρά και αναλύονται τα γενικά χαρακτηριστικά τους. Μια σύγκριση των απαιτήσεων σε δεδομένα εισόδου τους γίνεται

στον πίνακα 4.1, όπου φανερώνεται ότι κάποια μοντέλα απαιτούν περισσότερα δεδομένα εισόδου από κάποια αλλά.

Λαμβάνοντας υπόψη αυτόν τον πίνακα μπορούμε με ευκολία να διακρίνουμε ποια από τα μοντέλα είναι πιο εύκολο να συγκριθούν. Όσα περισσότερα δεδομένα απαιτεί ένα μοντέλο τόσο πιο δύσκολη είναι η πραγματοποίηση των υπολογισμών που απαιτεί. Είναι χαρακτηριστικό το γεγονός ότι όσο πιο σύγχρονο είναι το μοντέλο τόσο περισσότερα δεδομένα εισόδου απαιτεί.

4.3 Συλλογή στοιχείων ηλιακής ακτινοβολίας

Όσο αφορά τον ελλαδικό χώρο, οι μετρήσεις της ηλιακής ακτινοβολίας άρχισαν το 1955 από την Ε.Μ.Υ. και το Αστεροσκοπείο Αθηνών, που μετράει την ολική ηλιακή ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο ανά ώρα στην Αθηνά και την ηλιοφάνεια σε διάφορες πόλεις της Ελλάδας. Βάσει των μετρήσεων αυτών το Αστεροσκοπείο δίδει σε ετήσια έκδοση τις ωριαίες, ημερήσιες και μηνιαίες τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας για την περιοχή των Αθηνών (National Observatory of Athens).

Σήμερα, σχεδόν κάθε πόλη της Ελλάδας που διαθέτει αεροδρόμιο έχει και εγκατεστημένο από την Ε.Μ.Υ. ένα μικρό μετεωρολογικό σταθμό. Επιπλέον, εργαστήρια μετεωρολογίας, περιβάλλοντος και φυσικής της ατμόσφαιρας υπάρχουν σε αρκετά πανεπιστήμια και Τεχνολογικά Εκπαιδευτικά Ιδρύματα, παρέχοντας μετρήσεις αντίστοιχες με τις Ε.Μ.Υ.. Τα τελευταία χρόνια μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας πραγματοποιεί και η Δ.Ε.Η. σε διάφορες περιοχές της Ελλάδας και ιδιαίτερα στα νησιά, αλλά οι μετρήσεις είναι ολίγων μόνο ετών για να αποτελέσουν βάση υπολογισμών (Δ.Ε.Η.). Τέλος, η Εθνική Στατιστική Υπηρεσία, στα ετήσια δελτία της αναφέρει κάποιες μέσες τιμές κυρίως για ολόκληρη την Ελλάδα.

Οι τιμές της ολικής ακτινοβολίας που μετρούνται από τους παραπάνω φορείς θα φανούν χρήσιμες σε αυτά τα μοντέλα που χρησιμοποιούν μετρημένες τιμές ολικής ακτινοβολίας

για να υπολογίσουν τιμές διάχυτης ακτινοβολίας και ολικής ακτινοβολίας σε κεκλιμένο επίπεδο. Η συλλογή των στοιχείων που απαιτούνται για την επαλήθευση των πιο σύγχρονων υπολογιστικών μοντέλων είναι δυσκολότερη υπόθεση αφού απαιτούνται εξειδικευμένα όργανα και προσωπικό για τις αντίστοιχες μετρήσεις. Κατά μεγάλο ποσοστό σε αυτές τις αιτίες οφείλονται και οι αποκλίσεις των υπολογιστικών μοντέλων που τελικά επιλέχθηκαν αφού δεν ήταν διαθέσιμα τα απαραίτητα στοιχεία εισόδου για την επαλήθευση αυτών των μοντέλων.

4.4 Απαιτήσεις αριθμητικών μοντέλων υπολογισμού άμεσης ακτινοβολίας – Αναφορά μοντέλων

Ο κατάλογος των πιθανών ατμοσφαιρικών παραμέτρων εισόδου, εκτός από τη θέση του ήλιου (γωνία ζενίθ ή ηλιακό ύψος Z) που είναι κοινή σε όλα τα μοντέλα, παρατίθεται παρακάτω:

- p , Πίεση τόπου (σε mb ή hpa)
- w , Υετίσιμο ύδωρ σε κάθετη στήλη (σε cm ή g / cm²)
- u_o , ποσότητα κάθετης στήλης όζοντος (σε cm)
- u_{ns} , ποσότητα κάθετης στήλης διοξειδίου του αζώτου στη στρατόσφαιρα (σε cm)
- u_{nt} , ποσότητα κάθετης στήλης διοξειδίου του αζώτου στην τροπόσφαιρα (σε cm)
- u_n , συνολική ποσότητα κάθετης στήλης διοξειδίου του αζώτου στην ατμόσφαιρα (σε cm)
- β , Φασματικός συντελεστής θολότητας Angstrom αδιάστατος,
- α , Δείκτης μήκους κύματος Angstrom αδιάστατος,
- τ_a , Συντελεστής θολότητας εύρους Unsworth – Monteith αδιάστατος,

Μοντέλο	ρ	w	u_o	u_{ns}	u_{nt}	u_n	τ_α	β	α
Bird (1980)	•	•	•					•	•
Hoyt (1978)	•	•	•					•	
Clarke (2000)	•	•	•					•	•
CPCR 2 (1989)	•	•	•					•	•
Iqbal C (1983)	•	•	•					•	•
METSTAT (1998)	•	•	•				•	•	
MRM (1993)	•	•	•					•	
MLWT 1 (1996)	•	•	•	•	•			•	
PSIM (1993)	•	•						•	
Perrin (1982)	•	•	•					•	
Ψίλογλου (2000)	•	•	•					•	
REST (2003)	•	•	•			•		•	
Rodger (1978)	•	•					•	•	
Σανταμούρη (1991)	•	•	•					•	•
Yang (2001)	•	•	•					•	

Πίνακας 4.1: Δεδομένα εισόδου των αντίστοιχων μοντέλων.

Επειδή πολύ λίγα μοντέλα υπολογίζουν την διαπερατότητα από τη σκέδαση των αερολυμάτων ως συνάρτηση του α , και επειδή υπάρχει μια σχετική δυσκολία στην εύρεση αξιόπιστων μετρημένων δεδομένων για το α , η τιμή του έχει οριστεί στη σταθερή τιμή 1,3 για όλα τα μοντέλα που χρησιμοποιούν αυτή την παράμετρο. Αυτή η τιμή προτείνεται από τον ίδιο τον Angstrom και ανταποκρίνεται πολύ καλά σε αγροτικά και ηπειρωτικά περιβάλλοντα.

Σε κάθε μοντέλο που ακολουθεί, E_{bn} είναι η άμεση ηλιακή ακτινοβολία σε επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ηλίου, E_{0n} είναι η ακτινοβολία εκτός ατμόσφαιρας, δηλαδή η ηλιακή σταθερά διορθωμένη ανάλογα με την απόσταση ηλίου – γης, θ_z είναι η γωνία ζενίθ του ήλιου και h είναι η γωνία του ηλιακού ύψους ($h=90^\circ - \theta_z$).

4.4.1 Μοντέλο Bird

Το μοντέλο των Bird και Hulstrom (Bird and Hulstrom, 1980, 1981a,b) είναι ένα από τα πρώτα μοντέλα υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας που αναπτύχθηκαν και αποτελεί τη βάση για πολλά από τα υπόλοιπα μοντέλα που θα αναλυθούν παρακάτω. Με το μοντέλο του Bird η άμεση ηλιακή ακτινοβολία σε επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ηλίου υπολογίζεται από τον παρακάτω τύπο:

$$E_{bn} = 0.9662 \cdot E_{0n} \cdot T_R \cdot T_o \cdot T_g \cdot T_w \cdot T_a \quad (4.1)$$

όπου T_R είναι η διαπερατότητα από τη σκέδαση Rayleigh, T_o είναι η διαπερατότητα του όζοντος, T_g η διαπερατότητα των ομογενώς αναμεμιγμένων αερίων, T_w είναι η διαπερατότητα από την απορρόφηση των υδρατμών και T_a είναι η διαπερατότητα από τη σκέδαση των αερολυμάτων. Εκφράσεις για τις διάφορες διαπερατότητες παρουσιάζονται στις πρωτότυπες εκδόσεις (Bird and Hulstrom, 1980, 1981a,b). Για λόγους σύγκρισης με τα υπόλοιπα μοντέλα εδώ θα αναφέρουμε μόνο την εξίσωση για τη διαπερατότητα των αερολυμάτων:

$$T_a = \exp\left(-t_a^{0.873} \left(1 + t_a - t_a^{0.7088}\right) \cdot m^{0.9108}\right) \quad (4.2)$$

όπου m είναι η αέρια μάζα, και ο μέσος συντελεστής θόλωσης t_a ορίζεται ως συνάρτηση των συντελεστών θόλωσης σε μήκος κύματος 0.35 μm και σε μήκος κύματος 0.5 μm ως ακολούθως:

$$t_a = 0.2758\tau_{a\lambda(0.38)} + 0.35\tau_{a\lambda(0.5)} \quad (4.3)$$

Για την Ελλάδα οι Λάλας, Πισιμάνης και Νοταρίδου (Λάλας, Πισιμάνης και Νοταρίδου, 1982) εφάρμοσαν το μοντέλο του Bird βασιζόμενοι σε στοιχεία του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Σύμφωνα με αυτή τη δημοσίευση, το μοντέλο με τους κατάλληλους συντελεστές για τον Ελληνικό χώρο αποδίδει ικανοποιητικά με μέγιστη

απόκλιση 10 % κατά τη διάρκεια του χρόνου, σε σύγκριση με μέσες μηνιαίες τιμές περίπου 20 ετών (1961 - 1981).

4.4.2 Μοντέλο Hoyt

Η βασικότερη διαφορά του μοντέλου του Hoyt (Hoyt, 1978) σε σχέση με το μοντέλο του Bird, είναι ο τρόπος με τον οποίο διαχειρίζεται τη διαπερατότητα της σκόνης, των σωματιδίων και της σκέδασης του Rayleigh. Αν κάποιος θεωρήσει μια στήλη αέρα κατά μήκος της ατμόσφαιρας παράλληλη προς τη γωνία ζενίθ του ήλιου, η σχετική ελάττωση της προσπιπτόμενης ηλιακής ακτινοβολίας από τη διάχυση και την απορρόφηση στη στήλη αέρα είναι γνωστός ως λόγος σκέδασης και λόγος απορρόφησης αντίστοιχα. Σε αυτό το μοντέλο δε χρησιμοποιείται η διαπερατότητα αλλά το ποσοστό απορρόφησης α_i . Για το ποσοστό απορρόφησης ισχύει:

$$\alpha_i = 1 - T_i \quad (4.4)$$

Για κάθε γωνία ζενίθ, η άμεση ηλιακή ακτινοβολία σε επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ηλίου είναι:

$$E_{bn} = E_{0n} \cos Z \left\{ 1 - \sum_{i=1}^5 a_i \right\} (1 - s_a)(1 - s_d) \quad (4.5)$$

όπου s_a και s_d είναι οι λόγοι διάχυσης του αέρα και της σκόνης αντίστοιχα, και a_i είναι οι λόγοι απορρόφησης για τους υδρατμούς ($i=1$), για το διοξείδιο του άνθρακα ($i=2$), για το όζον ($i=3$), για το οξυγόνο ($i=4$) και για τη σκόνη ($i=5$).

4.4.3 Μοντέλο Clarke

Είναι μοντέλο που αναπτύχθηκε από τον J. A. Clarke το 2000 (Clarke J. A. 2000). Η άμεση ακτινοβολία που προσπίπτει σε οριζόντιο επίπεδο είναι η:

$$E_{bn} = E_{0n} \cdot T_R \cdot T_o \cdot T_g \cdot T_w \cdot T_a \quad (4.6)$$

όπου T_R η διαπερατότητα εξαιτίας της σκέδασης Rayleigh (Davies et al 1975), T_o και T_w η διαπερατότητα εξαιτίας του όζοντος και των υδρατμών (Lacis and Hansen 1974), T_g η διαπερατότητα εξαιτίας των αναμειγμένων αερίων (Bird and Hulstrom 1979) και T_a η διαπερατότητα εξαιτίας των αερολυμάτων (Mai and Iqbal 1983). Όπως φαίνεται από τις αντίστοιχες διαπερατότητες αυτό το μοντέλο κάνει μια προσεκτική επιλογή των διαπερατοτήτων που θα χρησιμοποιήσει. Σε σχέση με άλλα μοντέλα, ο Clarke δεν υπολογίζει καινούριες σχέσεις για τις διαπερατότητες αλλά χρησιμοποιεί σχέσεις που έχουν αναπτύξει άλλοι, κάνοντας ουσιαστικά μια σύνθεση αρκετών μοντέλων σε ένα. Έτσι δεν υπολογίζει από την αρχή διαπερατότητες αλλά χρησιμοποιεί αυτές που πειραματικά δίνουν τις καλύτερες τιμές. Μπορούμε να πούμε ότι είναι ένα συνθετικό μοντέλο που χρησιμοποιεί τις βασικές αρχές του μοντέλου του Bird.

4.4.4 Μοντέλο CPCR 2

Είναι από τα λίγα μοντέλα που υπολογίζουν την άμεση ακτινοβολία χωρίζοντας την σε δυο φάσματα εύρους με διαχωριστικό μήκος κύματος τα 0.7 μm. Δηλαδή, χωρίζει το φάσμα της ηλιακής ακτινοβολίας σε δυο φάσματα μικρότερου εύρους. Αυτό το κάνει διότι άλλες διαπερατότητες υπερέχουν σε μικρότερα μήκη κύματος (όπως η διαπερατότητα της σκέδασης Rayleigh) και άλλες σε μεγαλύτερα μήκη κύματος. Έτσι κάθε φορά η διαπερατότητα που υπολογίζεται είναι συνάρτηση του μήκους κύματος. Η τελική εύρεση της άμεσης ακτινοβολίας γίνεται και εδώ χρησιμοποιώντας την εξίσωση (4.1) αλλά για δυο φάσματα εύρους. Οπότε υπολογίζεται η προσπίπτουσα ακτινοβολία για το πρώτο και το δεύτερο φάσμα εύρους και έπειτα η πρόσθεση των δυο επιμέρους ακτινοβολιών θα δώσει την ολική άμεση ακτινοβολία που προσπίπτει σε επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ήλιου. Σε κάποιες δημοσιεύσεις (Gueymard, 1993a, Battles *et al.*, 2000) έχει αναδειχθεί ως το καλύτερο μοντέλο λαμβάνοντας υπόψη το συστηματικό σφάλμα και την τυπική απόκλιση από μετρημένες τιμές.

4.4.5 Μοντέλο Iqbal C

Αυτό το μοντέλο αναπτύχθηκε από τον Iqbal (Iqbal, 1983) και βασικά είναι ταυτόσημο με το πρωτότυπο μοντέλο του Bird που περιγράφηκε παραπάνω. Υπάρχουν κάποιες διορθώσεις ώστε να γίνει το μοντέλο πιο ακριβές και να λαμβάνει υπόψη του περισσότερα δεδομένα εισόδου. Αυτές οι διορθώσεις είναι:

- Ο συντελεστής αντί για 0.9662 είναι 0.9751 στην εξίσωση (4.1).
- Το υετίσιμο ύδωρ είναι διορθωμένο λαμβάνοντας υπόψη τη θερμοκρασία και την πίεση.
- Η αέρια μάζα είναι διορθωμένη λαμβάνοντας υπόψη την πίεση.

Αποτελέσματα από προηγούμενες ανεξάρτητες συγκρίσεις (Gueymard, 1993a, Battles et al, 2000) έδειξαν ότι η απόδοση του συγκεκριμένου μοντέλου είναι πολύ κοντά σε αυτή του μοντέλου CPCR2.

4.4.6 Μοντέλο METSTAT

Όπως το μοντέλο Iqbal C, έτσι και το METSTAT (Maxwell, 1998) βασίζονται πάνω στο μοντέλο του Bird με τις αντίστοιχες διορθώσεις για καλύτερη ακρίβεια. Οι τροποποιήσεις σε αυτή την περίπτωση είναι:

- Ο συντελεστής εδώ είναι 0.9751 στην εξίσωση (4.1) όπως και στο μοντέλο Iqbal C.
- Μια διαφορετική έκφραση χρησιμοποιείται για το T_w .
- Μια διαφορετική έκφραση χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό της αέριας μάζας (Kasten and Young, 1989).
- Για την εύρεση του T_a χρησιμοποιείται η ακόλουθη έκφραση:

$$T_a = \exp(-m \cdot \tau_a) \quad (4.7)$$

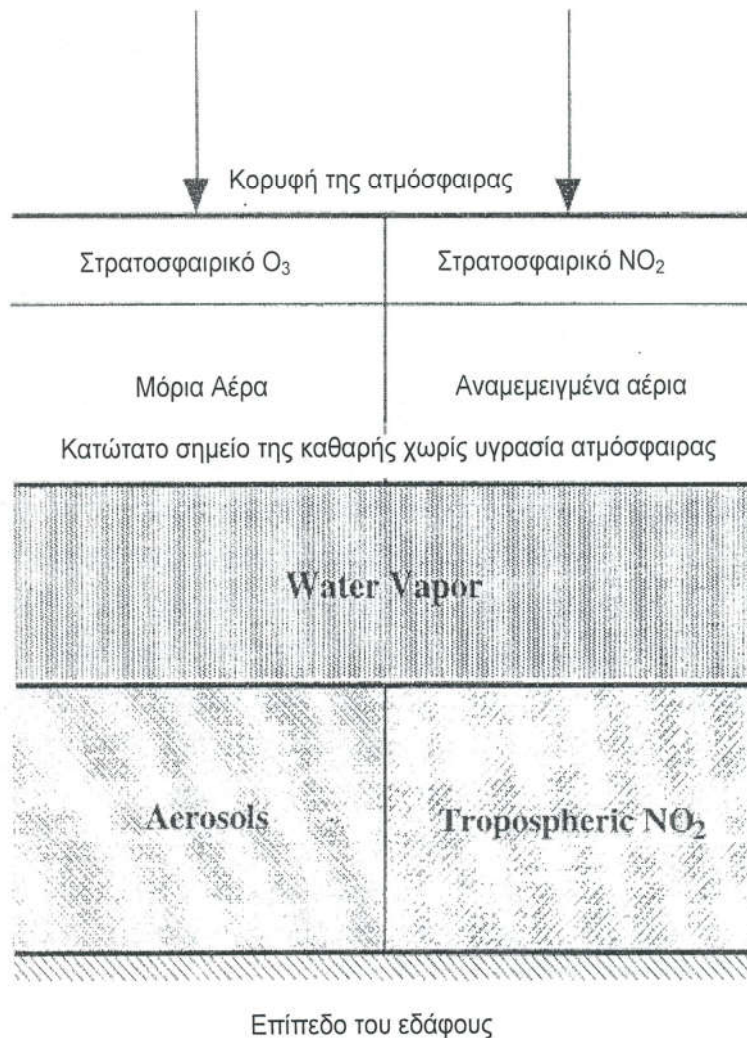
Το μοντέλο αυτό έχει χρησιμοποιηθεί για να προβλέψει ακτινοβολίες σε 239 τοποθεσίες για την Εθνική Βάση Δεδομένων Ηλιακής Ακτινοβολίας των ΗΠΑ (US National Solar Radiation Data Base, NSRDB) (Maxwell et al., 1991).

4.4.7 Μοντέλο MRM (Meteorological Radiation Model)

Το μοντέλο MRM (Kambezidis *et al.*, 1993, 1997, Muneer *et al.*, 1996, 1997a, b, 1998, 2000) αναπτύχθηκε για να προβλέπει την ακτινοβολία κάτω από οποιοσδήποτε ατμοσφαιρικές συνθήκες, όχι μόνο σε περιπτώσεις καθαρού ουρανού όπως αυστηρά αναλύουμε εδώ. Αυτό το μοντέλο έχει χρησιμοποιηθεί για να υπολογιστεί η ηλιακή ακτινοβολία σε διαφορετικά ευρωπαϊκά ερευνητικά προγράμματα. Για καθαρό και συννεφιασμένο ουρανό το μοντέλο προτείνει διαφορετικούς συντελεστές για τις εξισώσεις απορρόφησης και σκέδασης ώστε να προσομοιώσει όσο το δυνατόν ακριβέστερα τις συνθήκες του πραγματικού ουρανού. Επειδή έχει χρησιμοποιηθεί για υπολογισμούς στον ελλαδικό χώρο και στη λεκάνη της μεσογείου, και επειδή στη βιβλιογραφία είναι διαθέσιμες όλες οι συναρτήσεις που το συνθέτουν όπως επίσης και σύγκριση με υπάρχοντα δεδομένα, θα το χρησιμοποιήσουμε στο υπολογιστικό κομμάτι της εργασίας οπότε θα αναλυθεί λεπτομερέστερα στην παράγραφο 5.3.

4.4.8 Μοντέλο MLWT 1 (Multilayer – Weighted Transmittance model)

Αρχικά αναπτύχθηκε ως ένα μοντέλο πρόβλεψης ακτινοβολίας και θολότητας (Gueymard 1996, 1998). Αυτό το μοντέλο έχει κάποιες ιδιαιτερότητες: είναι το πρώτο γνωστό μοντέλο της βιβλιογραφίας που βασίζεται πάνω στην αρχή της πολυστρωματικής φασματικής διαστρωμάτωσης (Gueymard 1996, Molineaux and Ineichen 1996). Θεωρεί ότι η ατμόσφαιρα αποτελείται από δυο μέρη: ένα στην κορυφή της ατμόσφαιρας όπου βρίσκονται συγκεντρωμένοι οι περισσότεροι ρύποι και ένα που αποτελεί την καθαρή ατμόσφαιρα, όπως φαίνεται στο σχήμα 4.1.



Σχήμα 4.1: Σχηματική απεικόνιση των στρωμάτων εξόντωσης της ατμόσφαιρας.

Αυτή η μέθοδος αποφεύγει τους περιορισμούς του νόμου των Beer – Bouguer – Lambert όταν εφαρμόζεται σε μεγάλα φάσματα ή στο συνολικό φάσμα. Απαιτεί περίπλοκες παραμετροποιήσεις γιατί η διαπερατότητα ενός στρώματος της ατμόσφαιρας εξαρτάται από τα φασματικά χαρακτηριστικά όλων των στρωμάτων που βρίσκονται από πάνω. Σε αντάλλαγμα, αυτή η τεχνική συνήθως εγγυάται καλύτερη ακρίβεια μοντελοποίησης συνολικά. Το MLWT 1 επίσης λαμβάνει υπόψη το

μεταβαλλόμενο φαινόμενο της ακτινοβολίας του ουράνιου θόλου (το οποίο αυξάνεται με τη θολότητα και την αέρια μάζα). Όλες οι απαραίτητες εξισώσεις μπορούν να βρεθούν αλλού (Gueymard, 1998), αν και αυτή η δημοσίευση παρουσιάζει το μοντέλο σε αντίστροφο ρόλο, δηλαδή για την εύρεση της θολότητας από μετρήσεις.

Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία σε επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ηλίου σε αυτό το μοντέλο υπολογίζεται από τον τύπο:

$$E_{0n} = E_{0n} \cdot T_{Rg} \cdot T_o \cdot T_{ns} \cdot T_{nt} \cdot T_w \cdot T_a \quad (4.8)$$

όπου T_{Rg} είναι η διαπερατότητα για τα συνδυασμένα φαινόμενα Rayleigh και αναμεμιγμένων αερίων.

Η διαφορά σε σχέση με όλα τα υπόλοιπα μοντέλα είναι ότι λαμβάνει υπόψη την απορροφητικότητα της ηλιακής ακτινοβολίας που συμβαίνει εξαιτίας του διοξειδίου του αζώτου που βρίσκεται στην τροπόσφαιρα (T_{nt}) και του διοξειδίου του αζώτου που βρίσκεται στη στρατόσφαιρα της γης (T_{ns}). Οι υπόλοιπες απορροφητικότητες είναι ίδιες με τα υπόλοιπα μοντέλα αλλά υπολογίζονται με διαφορετικό τρόπο.

Υπάρχει μια πρόσφατη βελτιωμένη έκδοση αυτού του μοντέλου (MLWT 2) που προέκυψε με την χρησιμοποίηση της τελευταίας έκδοσης του φασματικού κώδικα SMARTS 2 (Gueymard 1995). Οι βελτιώσεις αφορούν τους οπτικούς δρόμους για κάθε διαδικασία απορρόφησης.

4.4.9 Παραμετρικό Μοντέλο Ηλιακής Ακτινοβολίας (Parameterized solar irradiance model, PSIM)

Εδώ αναπτύχθηκε ένα ειδικό μοντέλο (Gueymard 1993b) όπου η ακτινοβολία παραμετροποιείται ως συνάρτηση του β και του συνημίτονου του ηλιακού ύψους και όχι

ως συνάρτηση της αέριας μάζας, επιτρέποντας μια αλγεβρική χρονική ολοκλήρωση έτσι ώστε να υπολογίζονται κατευθείαν οι ημερήσιες.

4.4.10 Μοντέλο του Perrin de Brichambaut

Περισσότερο γνωστός για τα εμπειρικά μοντέλα του που είναι προσαρμοσμένα για το κλίμα της Γαλλίας, αυτός ο συγγραφέας επίσης επινόησε μερικές απλές εξισώσεις που μπορούν να συνδυαστούν ώστε να σχηματίσουν ένα πλήρες μοντέλο ηλιακής ακτινοβολίας (Perrin de Brichambaut and Vauge 1982). Αυτό το μοντέλο δηλαδή ξεκίνησε ως εμπειρικό μοντέλο, όπως αυτά που θα περιγραφούν παρακάτω, και με κάποιες τροποποιήσεις έλαβε μια πιο γενική μορφή.

Σε αυτό το μοντέλο οι διαπερατότητες του Rayleigh και των αερολυμάτων δεν υπολογίζονται με τη βοήθεια εξισώσεων όπως στα παραπάνω μοντέλα αλλά υπάρχουν ως τιμές σε πίνακα. Η ανταλλαγή αυτών των δεδομένων τιμών με γενικούς τύπους θα βοηθήσει τη γενικότητα του μοντέλου και την εφαρμογή του σε διαφορετικούς τόπους εκτός της Γαλλίας.

4.4.11 Μοντέλο Ψίλογλου

Το μοντέλο αυτό ξεκίνησε από ανεξάρτητες δημοσιεύσεις υπολογισμού διαπερατοτήτων. Το ολοκληρωμένο μοντέλο που προέκυψε από την ανάπτυξη των ξεχωριστών διαπερατοτήτων περιγράφεται σε μια πρόσφατη δημοσίευση (Psiloglou et al., 2000). Ένα ειδικό χαρακτηριστικό αυτού του μοντέλου είναι ότι η διαπερατότητα των αναμεμιγμένων αερίων λαμβάνεται από το γινόμενο πέντε ξεχωριστών διαπερατοτήτων, μια για κάθε ένα από τα αέρια που είναι ομοιόμορφα αναμεμιγμένα στην ατμόσφαιρα: CH₄, CO, CO₂, N₂O και O₂. Η διαπερατότητα για κάθε ένα από αυτά τα αέρια, όπως επίσης και για τους υδρατμούς, το όζον και τα αερολύματα, έχει τη γενική μορφή:

$$T_i = 1 - A_i m U_i / [(1 + B_i m U_i)^{C_i} + D_i m U_i] \quad (4.9)$$

όπου A_i , B_i , C_i και D_i είναι αριθμητικοί συντελεστές που εξαρτώνται από κάθε διαδικασία απορρόφησης i . Σύμφωνα με το μοντέλο, η σχετική αέρια μάζα χρησιμοποιείται σε όλες τις διαδικασίες απορρόφησης. Μια πιο συνεπής προσέγγιση θα ήταν αν η σχετική αέρια μάζα χρησιμοποιούνταν για το όζον, τους υδρατμούς και τα αερολύματα ενώ η απόλυτη αέρια μάζα θα χρησιμοποιούνταν για τη σκέδαση Rayleigh και για την απορρόφηση των αναμεμιγμένων αερίων, λόγω του ότι τα πρώτα βρίσκονται κυρίως στα χαμηλότερα στρώματα της ατμόσφαιρας εκεί όπου η πίεση του τόπου υπολογισμού διαδραματίζει σημαντικό ρόλο.

Είναι σημαντικό να τονιστεί ότι η διαπερατότητα των αερολυμάτων έχει εκτιμηθεί για τυπικές αστικές συνθήκες της Μεσογειακής περιοχής, χρησιμοποιώντας προφίλ αερολυμάτων από την Αθηνά. Συνεπώς, αυτή η διαπερατότητα των αερολυμάτων δεν είναι συνάρτηση του συντελεστή θολότητας, με αποτέλεσμα το μοντέλο του Ψίλογλου να θεωρείται ως ένα τοπικά αναπτυγμένο μοντέλο παρά ως ένα μοντέλο γενικής εφαρμογής.

4.4.12 Μοντέλο αποτίμησης αναφοράς ηλιακής διαπερατότητας (Reference Evaluation of Solar Transmittance, REST)

Αυτό το πρόσφατα ανεπτυγμένο μοντέλο (Gueymard 2003) διατηρεί τη βασική μορφή των προηγούμενων μοντέλων με εξαίρεση ότι λαμβάνεται υπόψη μια συνολική διαπερατότητα για το NO_2 , την T_n . Νέες και πολύ ακριβείς παραμετροποιήσεις έχουν αναπτυχθεί για κάθε μια από τις διαδικασίες απορρόφησης και από αυτές έχουν εξαχθεί ευφείς συναρτήσεις, συνήθως πολυώνυμα. Αυτές οι παραμετροποιήσεις μπορούν να αξιολογηθούν ως οι καλύτερες όσο αφορά τις χαρακτηριστικές διαπερατότητες μοντελοποίησης ευρέως φάσματος, δηλαδή χωρίς πρόβλεψη για το φαινόμενο της πολυστρωματικής απορρόφησης του φάσματος, λαμβάνοντας υπόψη το συστηματικό σφάλμα και την τυπική απόκλιση από μετρημένες τιμές. Οπότε αυτό το μοντέλο δεν είναι το πιο ακριβές στην πρόβλεψη της ακτινοβολίας εξαιτίας των περιορισμών του νόμου των Beer – Bouguer – Lambert όταν εφαρμόζεται σε υπολογισμούς ευρέως φάσματος.

4.4.13 Μοντέλο Rodgers

Αυτό το παραμετροποιημένο μοντέλο ακτινοβολίας προβλέπει την ηλιακή ακτινοβολία από το T_a , την υγρασία και την αέρια μάζα του τόπου χωρίς να υπολογίζει τις ξεχωριστές ατμοσφαιρικές διαπερατότητες (Rodgers et al. 1978).

Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία σε επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ηλίου λαμβάνεται ως συνάρτηση της ιδεατής ακτινοβολίας E_w κάτω από μια ατμόσφαιρα ελεύθερη αερολυμάτων:

$$E_{bn} = T_a E_w \quad (4.10)$$

$$\text{όπου } E_w = E_{0n} \exp(b_0 + b_1 m' + b_2 m'^2 + b_3 m'^3) \quad (4.11)$$

και η σχετική αέρια μάζα υπολογίζεται από τον τύπο:

$$m' = (p / 1013.25) / \cos Z \quad (4.12)$$

όπου p είναι η ατμοσφαιρική πίεση του τόπου.

4.4.14 Μοντέλο Σανταμούρη

Αυτό το μοντέλο διαπερατότητας αποτελεί μια επανεκτίμηση του μοντέλου του Bird, με διαφορετικούς αριθμητικούς συντελεστές. Σε αυτό το μοντέλο η απόλυτη μάζα αέρα χρησιμοποιείται αντί για τη σχετική για τον υπολογισμό δυο φαινομένων απορρόφησης, της διάχυσης Rayleigh και της απορρόφησης των αναμεμιγμένων αερίων (Santamouris 1991).

Η έκφραση που εξαρτάται από το συντελεστή θολότητας για τη διαπερατότητα των αερολυμάτων χρησιμοποιείται εδώ. Αυτή είναι μια συνάρτηση της μέσης αέριας μάζας των αερολυμάτων t_a , που προκύπτει από τις αέριες μάζες των δυο περιοχών φάσματος των αερολυμάτων, όπως στο μοντέλο του Bird.

4.4.15 Μοντέλο Yang

Αυτό το πρόσφατο μοντέλο υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας (Yang et al. 2001) βασίζεται στο γινόμενο των διαπερατοτήτων εκμεταλλευόμενο την ιδέα των αποτελεσματικών μηκών κύματος, όπως το CPC2R 2.

Η τελευταία έκδοση του μοντέλου έχει την παρακάτω μορφή:

$$E_{bn} = E_{0n} (T_R T_O T_g T_w T_a - 0.013) \quad (4.13)$$

όπου T_i είναι οι αντίστοιχες διαπερατότητες όπως αυτές παρουσιάστηκαν παραπάνω. Το μοντέλο θα χρησιμοποιηθεί για το επόμενο μέρος της εργασίας οπότε οι τύποι των αντίστοιχων διαπερατοτήτων θα αναπτυχθούν εκτενέστερα στην παράγραφο 5.4.

Τα παραπάνω μοντέλα είναι μοντέλα υπολογισμού άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε ένα επίπεδο κάθετο στις ακτίνες του ήλιου. Εκτός όμως από την άμεση συνιστώσα, σημαντικό ρόλο παίζει και η διάχυτη συνιστώσα της ηλιακής ακτινοβολίας. Επειδή στους υπολογισμούς χρησιμοποιείται η ίδια μέθοδος για τον υπολογισμό της διάχυτης ακτινοβολίας σε οριζόντιο και σε κεκλιμένο επίπεδο ανεξάρτητα από το μοντέλο που χρησιμοποιείται, δεν αναφέρεται τίποτα σε αυτό το κεφάλαιο αλλά ο τρόπος υπολογισμού της διάχυτης συνιστώσας στα υπολογιστικά μοντέλα ακτινοβολίας θα αναφερθεί αναλυτικά στο κεφάλαιο περιγραφής των μοντέλων που χρησιμοποιήθηκαν. Το ίδιο ισχύει και για τα εμπειρικά μοντέλα που περιγράφονται στην αμέσως επόμενη ενότητα.

4.5 Εμπειρικά μοντέλα υπολογισμού της ηλιακής ακτινοβολίας

Αυτά τα μοντέλα βασίζονται κυρίως σε εμπειρικές σχέσεις και σε συσχετίσεις μεταξύ μετρήσεων ηλιακής ακτινοβολίας και μεθόδων αριθμητικής ανάλυσης. Στην πλειοψηφία τους αναπτύχθηκαν κατά τη δεκαετία του '70 όπου και πρωτοπαρουσιάστηκε το ενδιαφέρον για εκμετάλλευση της ηλιακής ακτινοβολίας ως ανανεώσιμης πηγής ενέργειας. Κανένα από αυτά δε λαμβάνει υπόψη του το νόμο των Beer – Bouguer – Lambert και τις απορροφήσεις εξαιτίας των αερίων και των στοιχείων της ατμόσφαιρας. Από την άλλη όμως αυτά αναπτύχθηκαν με βάση μετρημένες τιμές οπότε ο νόμος των Beer – Bouguer – Lambert και οι απορροφήσεις εξαιτίας των αερίων και των στοιχείων της ατμόσφαιρας λαμβάνονται έμμεσα υπ' όψη. Αναπτύχθηκαν κυρίως για τοπική χρήση αφού για τα περισσότερα απαιτούνται τοπικές παράμετροι εισόδου.

4.5.1 Μοντέλο Hottel

Τα φαινόμενα της διάχυσης και απορρόφησης της ακτινοβολίας στην ατμόσφαιρα είναι μεταβλητά με το χρόνο καθώς οι ατμοσφαιρικές συνθήκες και η αέρια μάζα αλλάζουν. Είναι χρήσιμο να οριστεί μια πρότυπη «καθαρή» ατμόσφαιρα και να υπολογίσουμε την ωριαία και ημερήσια ακτινοβολία που δέχεται μια οριζόντια επιφάνεια κάτω από αυτές τις συνθήκες.

Ο Hottel (Hottel H. C., 1976) παρουσίασε μια μέθοδο για υπολογισμό της άμεσης ακτινοβολίας που διαπερνά την «καθαρή» ατμόσφαιρα λαμβάνοντας υπόψη τη γωνία ζενίθ και το ύψος του τόπου για μια πρότυπη ατμόσφαιρα και τέσσερις κλιματικούς τύπους. Υπάρχουν συντελεστές για ατμόσφαιρες με ορατότητα 5 και 23 χιλιομέτρων και για διάφορους κλιματικούς τύπους, όπως τροπικό, καλοκαίρι και χειμώνα μέσω γεωγραφικού πλάτους και υποαρκτικό. Το μοντέλο αυτό θα χρησιμοποιηθεί στο υπολογιστικό κομμάτι της εργασίας οπότε οι τύποι με τους αντίστοιχους συντελεστές θα εμφανιστούν στην παράγραφο 5.6.

4.5.2 Μοντέλο Reddy

Είναι ένας εμπειρικός τύπος που αναπτύχθηκε από τον S. Jeevanda Reddy το 1971 στην Ινδία (Reddy S. J., 1971) για τον υπολογισμό της ολικής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε μια επιφάνεια. Η γενική μορφή του τύπου είναι η εξής:

$$E_n = (\lambda N + \psi_{i,j} \cos \phi) 10^2 \left[\frac{(1 + 0.8s)(1 - 0.2t)}{\sqrt{h}} \right] \text{ cal / cm}^2 / \text{ day.} \quad (4.14)$$

όπου ϕ = το πλάτος του τόπου σε μοίρες,

$\lambda = 0.2 / (1 + 0.1\phi)$, παράγοντας γεωγραφικού πλάτους

N = το μέσο μήκος της τυπικής μέρας του μήνα

$\psi_{i,j}$ = ο εποχιακός συντελεστής για ηπειρωτικά και παράκτια μέρη, που αλλάζει με το μήνα

$s = n / N$

n = οι μέρες ώρες ηλιοφάνειας της τυπικής ημέρας του μήνα

$t = r / M$ όπου r είναι οι μέρες βροχής κατά τη διάρκεια του μήνα και M είναι οι μέρες του μήνα

και h = η μέση ημερήσια υγρασία του μήνα.

4.5.3 Μοντέλο ASHRAE

Όπως λέει και η ονομασία του, είναι μοντέλο που αναπτύχθηκε από την Αμερικανική Εταιρία Μηχανικών Θέρμανσης Ψύξης και Κλιματισμού (American Society of Heating Refrigerating and Air – conditioning Engineers) το 1967 (ASHRAE, 1999). Ο γενικός τύπος για την άμεση ακτινοβολία έχει την μορφή:

$$I_{DN} = A e^{-B / \sin \beta} \quad (4.15)$$

όπου A είναι η φαινόμενη ηλιακή ακτινοβολία μηδενικής αέριας μάζας, $m=0$, B είναι ο αδιάστατος συντελεστής ατμοσφαιρικής απόσβεσης και το β είναι το ηλιακό ύψος. Για

πολύ διαυγή ατμόσφαιρα, η άμεση ακτινοβολία κάθετου επιπέδου I_{DN} θα πρέπει να αυξηθεί κατά περίπου 15 %.

Σε αυτό το μοντέλο δεν υπολογίζονται ξεχωριστά οι διαπερατότητες για τις διαδικασίες εξόντωσης της ατμόσφαιρας αλλά δίνονται έτοιμες τιμές του αδιάστατου συντελεστή ατμοσφαιρικής απόσβεσης B για κάθε μήνα του έτους.

Η διάχυτη ακτινοβολία που προσπίπτει σε μια επιφάνεια προέρχεται αφενός από τον ουρανό και αφετέρου από ανάκλαση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος και σε γειτονικές επιφάνειες.

Η εξ' ουρανού διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία I_{ds} [W / m^2], που προσπίπτει σε ένα κεκλιμένο επίπεδο, υπό συνθήκες διαυγούς ατμόσφαιρας, μπορεί να προσεγγισθεί με τη σχέση:

$$I_{ds} = CI_{DN}F_{ss} \quad (4.16)$$

όπου C είναι ο αδιάστατος συντελεστής διάχυτης ακτινοβολίας,

F_{ss} είναι ο αδιάστατος παράγοντας θέασης του κεκλιμένου επιπέδου – ουρανού που υπολογίζεται από τη σχέση

$$F_{ss} = (1 + \cos \beta) / 2 \quad (4.17)$$

όπου β είναι η γωνία κλίσης του επιπέδου ως προς το οριζόντιο επίπεδο.

Η διάχυτη ακτινοβολία I_{dg} [W / m^2], που προσπίπτει σε κεκλιμένο επίπεδο προερχόμενη από ανάκλαση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος, προσεγγίζεται με τη σχέση:

$$I_{dg} = I_{th} \rho_g F_{sg} \quad (4.18)$$

όπου I_{th} η ολική προσπίπτουσα ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο σε W / m^2 που υπολογίζεται από τη σχέση

$$I_{iH} = I_{DN} (C + \sin \beta) \quad (4.19)$$

ρ_g = ο αδιάστατος συντελεστής ανάκλασης του εδάφους. Λαμβάνει τιμές από 0.2 (συνήθης τιμή) έως 0.7 (για χιονισμένο έδαφος),

F_{sg} = ο αδιάστατος παράγοντας θέασης κεκλιμένου επιπέδου – εδάφους, που υπολογίζεται από τη σχέση:

$$F_{sg} = (1 - \cos \beta) / 2 \quad (4.20)$$

Για τους αδιάστατους συντελεστές A, B και C, υπάρχουν τιμές για την Ελλάδα που προέκυψαν με αριθμητική επεξεργασία μετρήσεων στον Τομέα Θερμότητας του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου (Αντωνόπουλος).

4.6 Μοντέλα που χρησιμοποιούν το ποσοστό νεφοκάλυψης

Τα δεδομένα ακτινοβολίας είναι η καλύτερη πηγή δεδομένων για τον υπολογισμό της μέσης προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Αν υπάρχει έλλειψη τέτοιων δεδομένων είναι δυνατό να χρησιμοποιηθούν εμπειρικοί τύποι για να υπολογιστεί η ακτινοβολία με τη βοήθεια των ωρών ηλιοφάνειας ή της νεφοκάλυψης. Δεδομένα ωρών ακτινοβολίας είναι ευρέως διαθέσιμα από εκατοντάδες σταθμούς σε πολλές χώρες και βασίζονται συνήθως σε δεδομένα που λαμβάνονται με τη βοήθεια των οργάνων Campbell – Stokes. Πληροφορίες για νεφοκάλυψη ενός τόπου είναι επίσης ευρέως διαθέσιμες αλλά βασίζονται σε ανθρώπινες οπτικές εκτιμήσεις και είναι πιθανώς λιγότερο χρήσιμες από ότι οι μέσες ώρες ηλιοφάνειας.

Αρκετά μοντέλα υπάρχουν τα οποία μετατρέπουν την διάρκεια της ηλιοφάνειας σε ακτινοβολία. Αυτά τα μοντέλα βασίζονται στον τύπο του Angstrom (Angstrom, 1924):

$$\frac{H}{H_0} = a + b \cdot S \quad (4.21)$$

όπου H είναι η ακτινοβολία που προσπίπτει πάνω σε οριζόντιο επίπεδο, H_0 είναι η ακτινοβολία που φτάνει στα όρια της ατμόσφαιρας, a και b είναι εμπειρικοί συντελεστές που εξαρτώνται από τον τόπο και S είναι το κλάσμα της πραγματικής ηλιοφάνειας προς τη συνολικά δυνατή του τόπου. Σύμφωνα με δημοσιεύσεις (Gueymard et al., 1995), τα βελτιωμένα μοντέλα αυτού του τύπου παρουσιάζουν ένα σφάλμα περίπου δυο με τέσσερις τάξεις μεγέθους μεγαλύτερο από τα αντίστοιχα όργανα μέτρησης ηλιακής ακτινοβολίας.

Σύμφωνα με μια έκθεση του 1988 του Διεθνούς Οργανισμού Ενέργειας σχετική με την αξιοπιστία των μοντέλων υπολογισμού της ηλιακής ακτινοβολίας (IEA, 1988) «Είναι ελάχιστοι αυτοί που θα προτείνανε μοντέλα βασισμένα στην ηλιοφάνεια. Ακόμα και αν η εξίσωση του Angstrom μετατραπεί με τον καλύτερο τρόπο καλύπτοντας πλήρως τις κλιματικές συνθήκες ενός τόπου, απαιτεί την ύπαρξη δεδομένων ακτινοβολίας για να μπορέσει να προβλέψει ακτινοβολία.» Αυτός είναι και ο σημαντικότερος λόγος για τον οποίο αποκλείστηκαν από την παρούσα εργασία μοντέλα αυτής της κατηγορίας. Σήμερα υπάρχουν διαθέσιμα αρκετά μοντέλα αυτής της κατηγορίας με βασική διαφοροποίηση τους δείκτες a και b ώστε να καλύπτουν τις απαιτήσεις κάποιας συγκεκριμένης περιοχής.

4.7 Μοντέλα που χρησιμοποιούν το δείκτη αιθριότητας K_T

Το 1960 οι Liu και Jordan παρατήρησαν ότι ο λόγος της μέσης ημερήσιας τιμής της διάχυτης προς τη μέση ημερήσια ολική ακτινοβολία, σε οριζόντια επιφάνεια κάθε μήνα, συσχετίζεται ικανοποιητικά με το δείκτη αιθριότητας.

Μέσος μηνιαίος δείκτης αιθριότητας \bar{K}_T , ονομάζεται ο λόγος της μέσης ημερήσιας ολικής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο \bar{H} , στο έδαφος κάθε μήνα, προς τη μέση ημερήσια ολική ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο εκτός ατμόσφαιρας \bar{H}_0 , δηλαδή:

$$\bar{K}_T = \frac{\bar{H}}{\bar{H}_o} \quad (4.22)$$

Αντίστοιχα, ημερήσιος δείκτης αιθριότητας ονομάζεται ο λόγος της ημερήσιας ολικής ακτινοβολίας μιας ημέρας σε οριζόντιο επίπεδο στο έδαφος H , προς την ολική ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο εκτός ατμόσφαιρας την ίδια ημέρα H_o , δηλαδή:

$$K_T = \frac{H}{H_o} \quad (4.23)$$

Με τον ίδιο τρόπο ορίζεται και ο ωριαίος δείκτης αιθριότητας:

$$k_T = \frac{I}{I_o} \quad (4.24)$$

όπου είναι I η ωριαία ολική ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο στο έδαφος και I_o η ωριαία ολική ακτινοβολία εκτός ατμόσφαιρας σε οριζόντιο επίπεδο.

Η εύρεση των \bar{H}_o , H_o και I_o γίνεται από τις εξισώσεις (2.18) και (2.19). Ειδικότερα ο μηνιαίος δείκτης αιθριότητας βρίσκεται ως ο μέσος όρος των ημερήσιων K_T όλων των ημερών του μήνα, όπως είναι φανερό από τον ορισμό του K_T .

Έχοντας μετρήσει ή υπολογίσει την ολική ηλιακή ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο και το δείκτη αιθριότητας είναι δυνατό να υπολογίσουμε τις δυο συνιστώσες της, την άμεση και τη διάχυτη σε ωριαία, ημερήσια ή μηνιαία βάση.

Το 1982 οι Erbs, Klein και Duffie παρουσίασαν τις δικές τους εμπειρικές σχέσεις που συνδέουν την ολική και τη διάχυτη ακτινοβολία με το δείκτη αιθριότητας, έχοντας υπόψη τους μετρήσεις ολικής και διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας, που έγιναν σε διάφορες τοποθεσίες των Ηνωμένων Πολιτειών, και διαφοροποιώντας το λόγο I_d/I ανάλογα με τις

τιμές της ωριαίας γωνίας δύσης του ήλιου και του δείκτη αιθριότητας. Έτσι για την εύρεση της ανά μήνα μέσης ημερήσιας διάχυτης ακτινοβολίας δίνονται από τους συγγραφείς αυτούς οι σχέσεις:

Για $\omega_s \leq 1.4208$ και $0.3 \leq \bar{K}_T \leq 0.8$

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}_0} = 1.391 - 3.560\bar{K}_T + 4.189\bar{K}_T^2 - 2.137\bar{K}_T^3 \quad (4.25)$$

Για $\omega_s > 1.4208$ και $0.3 \leq \bar{K}_T \leq 0.8$

$$\frac{\bar{H}_d}{\bar{H}_0} = 1.311 - 3.022\bar{K}_T + 3.427\bar{K}_T^2 - 1.821\bar{K}_T^3 \quad (4.26)$$

Η ανά ημέρα διάχυτη ακτινοβολία δίδεται από τις σχέσεις:

Για $\omega_s < 1.4208$ και $K_T < 0.715$

$$\frac{H_d}{H} = 1.0 - 0.2727K_T + 2.4495K_T^2 - 11.9514K_T^3 + 9.3879K_T^4 \quad (4.27)$$

Για $\omega_s < 1.4208$ και $K_T \geq 0.715$

$$\frac{H_d}{H} = 0.143 \quad (4.28)$$

Για $\omega_s \geq 1.4208$ και $K_T < 0.722$

$$\frac{H_d}{H} = 1.0 + 0.2832K_T - 2.5557K_T^2 + 0.8448K_T^3 \quad (4.29)$$

Για $\omega_s \geq 1.4208$ και $K_T \geq 0.722$

$$\frac{H_d}{H} = 0.175 \quad (4.30)$$

Τέλος η ανά ώρα διάχυτη ακτινοβολία δίνεται από τις σχέσεις:

Για $k_T \leq 0.22$

$$\frac{I_d}{I} = 1.0 - 0.09k_T \quad (4.31)$$

Για $0.22 < k_T \leq 0.80$

$$\frac{I_d}{I} = 0.9511 - 0.1604k_T + 4.388k_T^2 - 16.638k_T^3 + 12.336k_T^4 \quad (4.32)$$

Για $k_T > 0.80$

$$\frac{I_d}{I} = 0.165 \quad (4.33)$$

Η γενικότητα των τύπων των Liu και Jordan έχει αμφισβητηθεί ιδιαίτερα όταν εφαρμόζονται σε τροπικά κλίματα. Οι Saunier et al. (1987) προτείνουν μια εναλλακτική έκφραση των παραπάνω σχέσεων για τροπικά κλίματα.

4.8 Επιλογή μοντέλων

Η βιβλιογραφία περιλαμβάνει σαφώς πολύ περισσότερα μοντέλα από αυτά που περιγράφηκαν παραπάνω, κάποια πιο εξειδικευμένα, κάποια πιο τοπικά και κάποια πιο γενικού ενδιαφέροντος. Τα πιο σύγχρονα και απαιτητικά από άποψη υπολογισμών αποτελούνται από εξισώσεις υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας και διαπερατοτήτων για κάθε μήκος κύματος της ηλιακής ακτινοβολίας (SPECTRAL και SMARTS 2 (Gueymard C, 1995)). Αυτά θεωρούνται ως μοντέλα αναφοράς για πολλές από τις συγκρίσεις μοντέλων που βρέθηκαν στη βιβλιογραφία και έχουν αναπτυχθεί από εξειδικευμένους φορείς όπως η Αμερικανική Αεροπορία και η NASA. Λόγω του τρόπου αντιμετώπισης της ηλιακής ακτινοβολίας από αυτά τα μοντέλα, ξεφεύγουν από τα πλαίσια αυτής της εργασίας γι' αυτό και δεν αναλύονται ούτε μελετήθηκαν ιδιαίτερα όπως τα άλλα μοντέλα.

Μια άλλη αιτία αποκλεισμού κάποιων από τα παραπάνω μοντέλα είναι η έλλειψη των αντίστοιχων δεδομένων εισόδου. Όπως φαίνεται από τον πίνακα 1 κάθε μοντέλο απαιτεί τα δικά του δεδομένα εισόδου που δεν είναι κατ' ανάγκη ίδια με τα υπόλοιπα μοντέλα. Αυτό σημαίνει ότι αν κάποιος θέλει να επαληθεύσει τα αποτελέσματα όλων των παραπάνω μοντέλων θα έπρεπε να είχε όλα τα αντίστοιχα δεδομένα εισόδου και ειδικότερα τη συνολική ποσότητα οξειδίων του αζώτου στην ατμόσφαιρα, την επιμέρους συγκέντρωση οξειδίων στην τροπόσφαιρα και τη στρατόσφαιρα και το συντελεστή θολότητας εύρους Unsworth – Monteith.

Όσο αφορά την Αθήνα και τη Θεσσαλονίκη, η απόσταση και η δυσκολία επικοινωνίας με τα αντίστοιχα εργαστήρια δεν κατέστησαν δυνατή την εύρεση αυτών των δεδομένων. Οι τιμές αναφοράς που χρησιμοποιήθηκαν βρέθηκαν κυρίως από τη βιβλιογραφία (Μοσχάτος 1992, NOA, Climatological Bulletin, AUTH, Climatological Bulletin) για την Αθήνα και τη Θεσσαλονίκη. Ειδικότερα για τη Θεσσαλονίκη, με την ευγενική βοήθεια και συνεργασία του κ. Α. Μπάη διευθυντή του Εργαστηρίου Φυσικής της Ατμόσφαιρας του Τμήματος Φυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης έγινε σύγκριση και

με δεδομένα ακτινοβολίας των ετών 1999, 2000 και 2001. Ωστόσο επειδή αυτά τα δεδομένα δεν καλύπτουν μεγάλη χρονική περίοδο χρησιμοποιήθηκαν επίσης και τα δεδομένα της βιβλιογραφίας που καλύπτουν μια περίοδο είκοσι ετών από το 1961 έως το 1980. Δυστυχώς τα δεδομένα που βρέθηκαν περιελάμβαναν μόνο μετρήσεις ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε οριζόντιο επίπεδο, απόλυτης και σχετικής υγρασίας, ατμοσφαιρικής πίεσης και θερμοκρασίας χωρίς κάποια αλλά ατμοσφαιρικά στοιχεία όπως η συγκέντρωση σωματιδίων, αερολυμάτων, όζοντος και οξειδίων του αζώτου στην ατμόσφαιρα ή δείκτες διαπερατότητας για αυτά τα στοιχεία που είναι απαραίτητα σε αρκετά από τα παραπάνω μοντέλα.

Απώτερος στόχος της εργασίας είναι ο υπολογισμός της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας σε σύνθετη επιφάνεια τυχαίου προσανατολισμού και γεωγραφικού τόπου. Για να γίνει αυτό προϋποθέτει συνδυασμό ακρίβειας αλλά και ελαχιστοποίησης των διαθέσιμων στοιχείων εισόδου. Στόχος αυτής της μελέτης δεν είναι να αναδείξει το ακριβέστερο μοντέλο αλλά το ακριβέστερο που έχει και τις λιγότερες απαιτήσεις σε στοιχεία. Η εφαρμογή άλλωστε αυτού του μοντέλου σε πρακτικές εφαρμογές μας υπαγορεύει ότι το επιλεγμένο μοντέλο πρέπει να διαθέτει απλότητα, ευελιξία και προσαρμοστικότητα σε κάθε δεδομένο περιβάλλον υπολογισμού. Σαν δεύτερη προτεραιότητα ακρίβειας έχει θεωρηθεί η Ελλάδα, για την οποία και προορίζεται η χρήση του.

Η προσπάθεια επαλήθευσης κάποιων μετρημένων τιμών ανάγκασε την εισαγωγή στον υπολογισμό των συντελεστών νεφοκάλυψης. Τα περισσότερα από τα θεωρούμενα μοντέλα έχουν αναπτυχθεί για καθαρό ουρανό και μάλιστα οι αντίστοιχες δημοσιεύσεις αναφέρουν ποσοστά απόκλισης σε περίπτωση νεφοκάλυψης μεγαλύτερα του 25 %. Η νεφοκάλυψη προστέθηκε ώστε να γίνει δυνατή η αντιστοιχία των υπολογισμών με μετρημένες τιμές της βιβλιογραφίας και δε σκοπεύει να αποκλείσει ή να χαρακτηρίσει κάποιο μοντέλο ως μη ακριβές ή αποδεκτό για υπολογισμούς. Απλά ερευνάται η δυνατότητα συνδυασμού ακρίβειας με τα ελάχιστα δυνατά δεδομένα εισόδου για κάποιες συγκεκριμένες εφαρμογές.

Συμπερασματικά, από τα ανωτέρω μοντέλα αμέσως αποκλείστηκαν τα μοντέλα METSTAT, MLWT 1, Rodger και REST εξαιτίας του γεγονότος ότι δεν ήταν διαθέσιμα δεδομένα ποσοτήτων αζώτου της ατμόσφαιρας και συντελεστές θολότητας για τις παραπάνω πόλεις. Το μοντέλο CPCR 2 αποκλείστηκε διότι είναι μοντέλο φασματικό και απαιτούσε συντελεστές για διαφορετικά φάσματα, πράγμα πολύ δύσκολο στα πλαίσια αυτής της εργασίας.

Από τα μοντέλα που χρησιμοποιούν ξεχωριστές διαπερατότητες για τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας, αυτά που τελικά θα χρησιμοποιήσουμε στην παρούσα εργασία είναι το μοντέλο του Clarke, το μοντέλο του Yang, που έχει την καλύτερη επίδοση από όλα τα μοντέλα για τα οποία διαθέτουμε δεδομένα (Gueymard, 2003a, b) και το μοντέλο MRM το οποίο έχει αναπτυχθεί από το Εθνικό Αστεροσκοπείο Αθηνών και θεωρείται αξιόπιστο για υπολογισμούς στο μεσογειακό χώρο.

Από τα εμπειρικά μοντέλα, δηλαδή από αυτά που δε θέλουμε συγκεκριμένα δεδομένα συγκεντρώσεων στοιχείων της ατμόσφαιρας, θα χρησιμοποιήσουμε το μοντέλο της ASHRAE και το μοντέλο του Hottel. Όσο αφορά το μοντέλο της ASHRAE, εκτός από αυτό που αναπτύχθηκε για την αμερικανική επικράτεια θα χρησιμοποιήσουμε το ίδιο μοντέλο με τους συντελεστές που αναπτύχθηκαν από τον Τομέα Θερμότητας του Εθνικού Μετσόβιου Πολυτεχνείου για την περιοχή των Αθηνών.

Όσο αφορά το μοντέλο του Hottel θα χρησιμοποιήσουμε δυο εκδοχές του, μια με συντελεστές για καθαρή ατμόσφαιρα και ορατότητα 23 χιλιομέτρων και μια για ατμόσφαιρα με μειωμένη ορατότητα στα 5 χιλιόμετρα (Kreider, Curtiss and Rabl, 2002), η οποία θα εξεταστεί αν προσεγγίζει περισσότερο την επιβαρημένη ατμόσφαιρα της περιοχής των Αθηνών.

Ο λόγος που απορρίπτουμε το μοντέλο του Reddy και τα μοντέλα που χρησιμοποιούν το δείκτη αιθριότητας και το ποσοστό της νεφοκάλυψης είναι ότι σκοπός της εργασίας είναι η υλοποίηση μοντέλων με όσο το δυνατόν λιγότερα δεδομένα εισόδου. Το μοντέλο του Reddy απαιτεί αρκετά δεδομένα εισόδου σε σχέση με τα άλλα εμπειρικά μοντέλα. Τα

μοντέλα που χρησιμοποιούν το δείκτη αιθριότητας και το ποσοστό της νεφοκάλυψης απαιτούν μετρημένες τιμές ακτινοβολίας για να υπολογίσουν τις τιμές διάχυτης ή τις ωριαίας ακτινοβολίας αντίστοιχα. Επίσης δε θα μας ήταν χρήσιμα στο επόμενο σκέλος της εργασίας, που είναι ο υπολογισμός της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε μια τυχαία επιφάνεια, γιατί θα έπρεπε να γνωρίζουμε το ποσοστό νεφοκάλυψης και τη μετρημένη ακτινοβολία σε ένα οριζόντιο επίπεδο του τόπου υπολογισμού. Γι' αυτούς τους λόγους γενικά επιλέξαμε μοντέλα με όσο το δυνατόν πιο ευρέως διαθέσιμα δεδομένα εισόδου.

4.9 Συμπεράσματα για τα μοντέλα υπολογισμού της ηλιακής ακτινοβολίας

Σύμφωνα με μια πρόσφατη σύγκριση μεταξύ μετρήσεων ηλιακής ακτινοβολίας και αποτελεσμάτων μοντέλων υπολογισμού (Myers D. R., 2003) προέκυψαν σφάλματα για τα πιο σύγχρονα και περίπλοκα μοντέλα αντίστοιχα με αυτά των οργάνων μετρήσεων, πράγμα που σημαίνει ότι η μοντελοποίηση της ηλιακής ακτινοβολίας έχει φτάσει σε ένα πολύ υψηλό επίπεδο.

Η πρόκληση για αυτούς που ασχολούνται με τον υπολογισμό της ηλιακής ακτινοβολίας για τον 21^ο αιώνα είναι να μειώσουν την αβεβαιότητα και τα λάθη των μετρήσεων στη μετρημένη ακτινοβολία όπως επίσης και να εξελίξουν πιο δυνατά και σταθερά μοντέλα (δηλαδή μοντέλα με λιγότερες παραμέτρους εισόδου, με μεγαλύτερη ακρίβεια και που να ικανοποιούν όλο και περισσότερες κλιματολογικές συνθήκες για όσο το δυνατόν περισσότερες περιοχές). Ο σχεδιασμός των νέων μετρητικών οργάνων θα πρέπει να γίνει με γνώμονα την καλύτερη γεωμετρική και θερμοκρασιακή απόκριση των οργάνων. Σε κάθε περίπτωση η ανάπτυξη ή η πιστοποίηση καινούριων μοντέλων με βάση υπάρχουσες μετρήσεις περιορίζεται στην αξιοπιστία των μετρήσεων. Δηλαδή με λίγα λόγια τα μοντέλα αποδεικνύονται τόσο καλά όσο είναι οι μετρήσεις πάνω στις οποίες βασίστηκαν.

ΜΕΡΟΣ Β΄

Ανάπτυξη αριθμητικού αλγορίθμου υπολογισμού προσπιπτώμενης ηλιακής ακτινοβολίας σε τυχαία προσανατολισμένη επιφάνεια

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 5

ΚΩΔΙΚΟΠΟΙΗΣΗ ΚΑΙ ΠΡΟΓΡΑΜΜΑΤΙΣΜΟΣ ΣΕ ΗΛΕΚΤΡΟΝΙΚΟ ΥΠΟΛΟΓΙΣΤΗ

5.1 Εισαγωγή

Επόμενο βήμα της εργασίας είναι η κωδικοποίηση των μοντέλων που τελικά επιλέχθηκαν και ο προγραμματισμός τους με τη βοήθεια ηλεκτρονικού υπολογιστή ώστε να παραχθούν οι τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε μια επιφάνεια και να επαληθευτούν αυτές με τις υπάρχουσες μετρήσεις. Σε αυτό το κεφάλαιο αναλύονται εκτενέστερα οι εξισώσεις που συνθέτουν τα μοντέλα που τελικά επιλέχθηκαν. Επίσης για τα υπολογιστικά μοντέλα αναφέρεται και ο τρόπος υπολογισμού της διάχυτης συνιστώσας της ηλιακής ακτινοβολίας. Τέλος αναλύεται και η μέθοδος υπολογισμού των γεωμετρικών στοιχείων ενός τυχαίου επιπέδου που θα χρειαστούν για τον υπολογισμό της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε αυτό.

5.2 Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου Clarke

Όλα τα μοντέλα εκτελούνται από τις 5 το πρωί (ηλιακή ώρα) έως τις 7 το απόγευμα (ηλιακή ώρα). Δηλαδή πραγματοποιούνται συνολικά 14 επαναλήψεις των υπολογισμών και η ακτινοβολία υπολογίζεται για κάθε ώρα. Ανάλογα με την ημέρα υπολογισμού υπολογίζεται η ηλιακή απόκλιση δ . Η ημέρα υπολογισμού θεωρείται η τυπική ημέρα κάθε μήνα όπως αυτή δίνεται από τον πίνακα 2.1. Οι υπολογισμοί γίνονται κάθε φορά για την τυπική ημέρα κάθε μήνα. Έπειτα βρίσκεται η γωνία ζενίθ για κάθε ώρα υπολογισμού συναρτήσει του γεωγραφικού πλάτους, της ηλιακής απόκλισης και της ώρας υπολογισμού. Για κάθε ώρα υπολογισμού λαμβάνεται ως γωνία ω το μέσο της αντίστοιχης ώρας υπολογισμού.

Το πρώτο βήμα σε αυτό, όπως και σε όλα τα υπολογιστικά μοντέλα είναι ο υπολογισμός της μάζας αέρα για τη συγκεκριμένη χρονική στιγμή. Αυτό γίνεται με τον τύπο που χρησιμοποιεί ο Bird (1981b):

$$m = \frac{1}{\cos \theta_z + 0.15 \cdot (93.885 - \theta_z)^{-1.25}} \quad (5.1)$$

Αντίστοιχα η σχετική μάζα που χρησιμοποιείται για τον υπολογισμό κάποιων διαπερατοτήτων δίνεται από τη σχέση:

$$m' = \frac{m \cdot P}{1013} \quad (5.2)$$

Το υετίσιμο ύδωρ σε U_w cm δίνεται από τον τύπο του Gates (1962):

$$U_w = 2.3 \cdot e \cdot 10^{\frac{-h}{22000}} \quad (5.3)$$

όπου e είναι η απόλυτη υγρασία του τόπου σε mmHg και h το υψόμετρο του τόπου.

Οι Λάλας, Πισιμάνης και Νοταρίδου δέχονται τιμή του συντελεστή θόλωσης t_a για την Αθήνα την τιμή 0,395 και για την υπόλοιπη χώρα την τιμή 0,191. Με αυτή την τιμή υπολογίζεται από τον τύπο των Μαί και Ιqbal (1983) η διαπερατότητα των αερολυμάτων:

$$T_a = \exp\left(-t_a^{0.873} \cdot (1 + t_a - t_a^{0.7088}) \cdot (m^{0.9108})\right) \quad (5.4)$$

Η διαπερατότητα εξαιτίας των υδρατμών υπολογίζεται από τον τύπο των Lacis και Hansen:

$$T_w = 1 - 2.4959 \cdot X_w \cdot \left((1 - 79.034 \cdot X_w)^{0.6828} + 6.385 \cdot X_w \right)^{-1} \quad (5.5)$$

όπου X_w είναι το γινόμενο:

$$X_w = U_w \cdot m \quad (5.6)$$

Η διαπερατότητα του όζοντος βρίσκεται από τον τύπο (Lacis and Hansen 1974):

$$T_o = 1 - 0.1611 \cdot X_o \cdot (1 - 139.48 \cdot X_o)^{-0.3035} - 0.002715 \cdot X_o \cdot (1 + 0.044 \cdot X_o + 0.0003 \cdot X_o^2)^{-1} \quad (5.7)$$

όπου X_o είναι το γινόμενο:

$$X_o = 0.35 \cdot m \quad (5.8)$$

Για τη διαπερατότητα εξαιτίας της σκέδασης του Rayleigh χρησιμοποιείται ο τύπος των Davies et al. (1975):

$$T_R = \exp\left((-0.093 \cdot m^{0.84}) \cdot (1 + m - m^{1.01})\right) \quad (5.9)$$

Για τη διαπερατότητα των αναμειγμένων αερίων θα εφαρμόσουμε τον τύπο των Bird και Hulstrom (1979):

$$T_g = \exp(-0.0127 \cdot (m^{0.26})) \quad (5.10)$$

Γνωρίζοντας όλες τις παραπάνω διαπερατότητες μπορούμε από τον τύπο:

$$E_{dn} = E_{0n} \cdot T_R \cdot T_o \cdot T_g \cdot T_w \cdot T_a \quad (4.6)$$

να υπολογίσουμε την άμεση ακτινοβολία που προσπίπτει σε μια επιφάνεια κάθετη στις ακτίνες του ήλιου.

Για τον υπολογισμό της διάχυτης ακτινοβολίας σε ένα επίπεδο θα χρησιμοποιήσουμε τον τύπο του Dave (1979):

$$E_{dn} = E_{0n} [1 - 0.1(1 - T_a)(1 - m + m^{1.06})] \cdot T_g \cdot T_o \cdot T_w \times \left[\frac{0.5(1 - T_R) + 0.84(1 - 10^{-0.045^{0.7m}})}{1 - m + m^{1.02}} \right] \quad (5.11)$$

Ο υπολογισμός της ολικής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε ένα οριζόντιο επίπεδο θα είναι:

$$E_T = (E_{bn} \cos \theta_z + E_{dn} \cos \theta_z) \cdot \left(\frac{1}{1 - r_s r_a} \right) \quad (5.12)$$

όπου r_s είναι ο συντελεστής ανάκλασης του εδάφους και r_a ο συντελεστής ανάκλασης του ουρανού. Αυτός υπολογίζεται από τη σχέση:

$$r_a = 0.0685 + 0.17(1 - T_a') \quad (5.13)$$

Ο όρος T_a' είναι η διαπερατότητα λόγω της σκέδασης του Rayleigh υπολογισμένη για μάζα αέρα ίση με $m = 1,66$.

5.3 Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου MRM

Οι εξισώσεις του μοντέλου MRM παρουσιάζονται παρακάτω. Για την αέρια μάζα χρησιμοποιείται ένας διαφορετικός τύπος από αυτόν που χρησιμοποιεί το μοντέλο του Clarke. Αυτός προτείνεται από τον Kasten και τον Young (1989) και έχει τη μορφή:

$$m = \frac{1}{\cos\theta_z + 0.50572 \cdot (\theta_z + 6.07995)^{-1.6361}} \quad (5.14)$$

Έπειτα υπολογίζεται η διαπερατότητα εξαιτίας της σκέδασης του Rayleigh από τον τύπο:

$$T_R = 0.972 - 0.08262m' + 0.00933m'^2 - 0.00095m'^3 + 0.000437m'^4 \quad (5.15)$$

Σύμφωνα με την εξίσωση (5.7) υπολογίζεται και εδώ η διαπερατότητα εξαιτίας της παρουσίας του όζοντος στην ατμόσφαιρα. Μόνο που εδώ ο παράγοντας X_o υπολογίζεται από τον τύπο του Van Heuklon (1979):

$$X_o = m' \cdot (327 + 22.4 \sin(0.9865N - 29.595)) \quad (5.16)$$

όπου N είναι η ημέρα του έτους.

Ο τύπος για τη διαπερατότητα των υδρατμών είναι ίδιος με το μοντέλο του Clarke (τύπος 5.5). Το ίδιο ισχύει και για τη διαπερατότητα των αναμειγμένων αερίων (τύπος 5.10). Τελικά οι συνιστώσες της διάχυτης και της άμεσης όπως επίσης και η ολική ηλιακή ακτινοβολία υπολογίζονται από τις σχέσεις (5.11), (4.6) και (5.12) αντίστοιχα.

5.4 Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου Yang

Ο υπολογισμός της άμεσης ακτινοβολίας σύμφωνα με αυτό το μοντέλο γίνεται με τον τύπο (4.13). Οι διαπερατότητες όμως υπολογίζονται διαφορετικά σε σχέση με τα προηγούμενα μοντέλα.

Η διαπερατότητα εξαιτίας της σκέδασης του Rayleigh δίνεται από τον τύπο:

$$T_R = \exp\left[-0.008735m'(0.5474 + 0.01424m' - 0.0003834m'^2 + 0.00000459m'^3)^{-4.08}\right] \quad (5.17)$$

Η διαπερατότητα εξαιτίας του όζοντος δίνεται από τον τύπο:

$$T_o = \exp\left[-0.0365(mX_o)^{0.7136}\right] \quad (5.18)$$

Η διαπερατότητα εξαιτίας των αναμειγμένων αερίων δίνεται από τον τύπο:

$$T_g = \exp\left[-0.0117m'^{0.3139}\right] \quad (5.19)$$

Η διαπερατότητα εξαιτίας των υδρατμών δίνεται από τον τύπο:

$$T_o = \text{Min}\left[1.0, \quad 0.909 - 0.036\ln(mX_w)\right] \quad (5.20)$$

Το Min έξω από την αγκύλη σημαίνει ότι κάθε φορά παίρνουμε τη μικρότερη τιμή από τις δυο.

Τέλος η διαπερατότητα εξαιτίας των αερολυμάτων δίνεται από τον τύπο:

$$T_a = \exp\left\{-m\beta\left[0.6777 + 0.1464m\beta - 0.00626(m\beta)^2\right]^{-1.3}\right\} \quad (5.21)$$

Και εδώ οι συνιστώσες της διάχυτης και της άμεσης όπως επίσης και η ολική ηλιακή ακτινοβολία υπολογίζονται από τις σχέσεις (5.11), (4.6) και (5.12) αντίστοιχα.

5.5 Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου ASHRAE

Το μοντέλο της ASHRAE περιγράφηκε λεπτομερώς στην παράγραφο 4.5.3. Εκεί αναφέρονται αναλυτικά όλοι οι τύποι που συνθέτουν αυτό το μοντέλο. Οι τιμές για τους συντελεστές A, B και C δίνονται από πίνακες για την τυπική ημέρα κάθε μήνα. Εδώ θα αναφέρουμε τις αλλαγές που προτείνει ο Αντωνόπουλος έπειτα από αριθμητική επεξεργασία μετρήσεων της ηλιακής ακτινοβολίας στον Τομέα Θερμότητας του Ε. Μ. Π.

Τα μεγέθη A και B μεταβάλλονται κατά τη διάρκεια του έτους λόγω εποχιακών αλλαγών της περιεκτικότητας της ατμόσφαιρας σε σωματίδια και υδρατμό, καθώς επίσης και λόγω της μεταβολής της απόστασης γης – ήλιου. Για τα ελληνικά ατμοσφαιρικά δεδομένα (περιοχή Αθήνας), οι τιμές των A, B και C μπορούν να υπολογιστούν με αριθμητική επεξεργασία μετρήσεων της ηλιακής ακτινοβολίας στον Τομέα Θερμότητας του Ε. Μ. Π. από τους παρακάτω τύπους:

$$A = \sum_{i=0}^4 a_i D^i \quad (5.22)$$

$$B = \sum_{i=0}^4 b_i D^i \quad (5.23)$$

και

$$C = \sum_{i=0}^4 c_i D^i \quad (5.24)$$

όπου D είναι η ημέρα του έτους και οι a_i , b_i και c_i είναι συντελεστές που δίνονται στον πίνακα 5.1. Συνεπώς για τον υπολογισμό της ακτινοβολίας με τους διορθωμένους τύπους για την Αθήνα δε θα χρειαστούμε πινακοποιημένες τιμές των συντελεστών A, B και C αλλά την ημέρα υπολογισμού και τους συντελεστές a_i , b_i και c_i .

i	a_i	b_i	c_i
0	$0,11048968 * 10^1$	$0,12321833 * 10^0$	$8,51527187 * 10^{-2}$
1	$0,62310300 * 10^{-3}$	$-0,24593090 * 10^{-3}$	$1,64532521 * 10^{-4}$
2	$-0,21655675 * 10^{-4}$	$0,13219840 * 10^{-4}$	$1,30162335 * 10^{-5}$
3	$0,10841363 * 10^{-6}$	$-0,67643523 * 10^{-7}$	$-7,27912620 * 10^{-8}$
4	$-0,14720401 * 10^{-9}$	$0,90926050 * 10^{-10}$	$9,86283730 * 10^{-11}$

Πίνακας 5.1: Συντελεστές a_i , b_i και c_i των εξισώσεων (5.22), (5.23) και (5.24).

5.6 Αριθμητικές εκφράσεις μοντέλου Hottel

Η γενική περιγραφή του μοντέλου του Hottel υπάρχει στην παράγραφο 4.5.1. Ο Hottel αναφέρει πως η ατμοσφαιρική διαπερατότητα τ_b για την άμεση ακτινοβολία είναι:

$$\tau_b = a_0 + a_1 \exp(-k / \cos\theta_z) \quad (5.25)$$

Οι σταθερές a_0 , a_1 και k για την πρότυπη ατμόσφαιρα που θεωρεί ο Hottel με ορατότητα 23 χιλιομέτρων, δίνονται από τους παρακάτω τύπους των a_0^* , a_1^* και k^* , οι οποίοι πρέπει να χρησιμοποιούνται για υψόμετρα τόπου μικρότερα από 2500 μέτρα.

$$a_0^* = 0.4237 - 0.00821(6 - A)^2 \quad (5.26)$$

$$a_1^* = 0.5055 + 0.00595(6.5 - A)^2 \quad (5.27)$$

$$k^* = 0.2711 + 0.01858(2.5 - A)^2 \quad (5.28)$$

όπου A είναι το υψόμετρο του τόπου σε χιλιόμετρα.

Οι αντίστοιχες εξισώσεις για περιορισμένη ορατότητα στα 5 km είναι:

$$a_0^* = 0.2538 - 0.0063(6 - A)^2 \quad (5.29)$$

$$a_1^* = 0.7678 + 0.0010(6.5 - A)^2 \quad (5.30)$$

$$k^* = 0.2490 + 0.0810(2.5 - A)^2 \quad (5.31)$$

Οι παραπάνω τύποι χρησιμοποιούνται για τον υπολογισμό των παραγόντων διόρθωσης r_0 , r_1 και r_k , όπου $r_0 = a_0/a_0^*$, $r_1 = a_1/a_1^*$ και $r_k = k/k^*$. Οι αντίστοιχοι συντελεστές διόρθωσης δίνονται στον πίνακα 5.2 για ορατότητα 5 και 23 km:

Τύπος κλίματος	r_0		r_1	r_k
	23 km	5 km		
Τροπικό	0,95	0,92	0,98	1,02
Εύκρατο καλοκαίρι	0,97	0,96	0,99	1,02
Υποαρκτικό καλοκαίρι	0,99	0,98	0,99	1,01
Εύκρατος χειμώνας	1,03	1,04	1,01	1,00

Πίνακας 5.2: Συντελεστές διόρθωσης μοντέλου Hottel.

Σύμφωνα με τα παραπάνω η άμεση ακτινοβολία οριζόντιου επιπέδου που διαπερνά την ατμόσφαιρα θα είναι:

$$E_b = E_{0n} \tau_b \cos \theta_z \quad (5.32)$$

με το τ_b υπολογισμένο σύμφωνα με τα παραπάνω.

Για τον υπολογισμό της διάχυτης ακτινοβολίας της καθαρής ατμόσφαιρας σε ένα οριζόντιο επίπεδο χρησιμοποιείται ο εμπειρικός τύπος των Liu και Jordan (1960):

$$\tau_d = 0.271 - 0.294\tau_b \quad (5.33)$$

Οπότε τώρα η διάχυτη ακτινοβολία που πέφτει σε ένα οριζόντιο επίπεδο είναι:

$$E_d = E_{0n}\tau_d \cos\theta_z \quad (5.34)$$

Τελικά η συνολική ακτινοβολία που προσπίπτει σε ένα οριζόντιο επίπεδο είναι:

$$E_T = E_b + E_d \quad (5.35)$$

5.7 Υπολογισμός προσπίπτουσας ακτινοβολίας με νεφοκάλυψη

Όλοι οι προηγούμενοι τύποι που περιγράφηκαν υπολογίζουν την ακτινοβολία σε περίπτωση καθαρού ουρανού. Σε πραγματικές συνθήκες όμως υπάρχει νεφοκάλυψη η οποία περιορίζει την ποσότητα κυρίως της άμεσης ακτινοβολίας που προσπίπτει σε μια επιφάνεια. Για όλα τα μοντέλα που προγραμματίστηκαν χρησιμοποιήθηκε η ίδια μέθοδος υπολογισμού ακτινοβολίας σε περίπτωση νεφοκάλυψης (Duffie και Beckman 1991), η οποία αναλύεται παρακάτω.

Οι ώρες μέγιστης ηλιοφάνειας για ένα συγκεκριμένο τόπο και μια συγκεκριμένη ημέρα δίνονται από τον τύπο:

$$N = \frac{2\omega_s}{15} \quad (5.36)$$

όπου η ωριαία γωνία δύσης ω_s δίνεται από τον τύπο (2.12). Ο παραπάνω τύπος υπολογίζει τις μέγιστες ώρες ηλιοφάνειας της τυπικής ημέρας του μήνα. Άρα θα πρέπει να πολλαπλασιάσουμε αυτή την τιμή με τις ημέρες του μήνα για να βρούμε τις συνολικές θεωρητικές ώρες ηλιοφάνειας του μήνα. Οι πραγματικές ώρες ηλιοφάνειας ενός τόπου ειδικά για τον ελλαδικό χώρο μπορούν να βρεθούν από τη βιβλιογραφία (Μοσχάτος 1992). Γνωρίζοντας αυτές τις δυο τιμές ξέρουμε και το λόγο:

$$S = \text{πραγματικές ώρες ηλιοφάνειας ανά μήνα} / \text{μέγιστες ώρες ηλιοφάνειας ανά μήνα} \quad (5.37)$$

Με αυτόν το λόγο θα διορθώσουμε τις τιμές της άμεσης και της διάχυτης ακτινοβολίας που βρήκαμε με τα παραπάνω μοντέλα. Να σημειώσουμε πως αυτή η διαδικασία εφαρμόστηκε σε όλα τα μοντέλα άσχετα αν αυτά είναι υπολογιστικά ή εμπειρικά. Οι διορθωμένες τιμές για τις συνιστώσες της ακτινοβολίας έχουν ως εξής:

Άμεση ακτινοβολία:

$$E'_{bn} = S \cdot E_{bn} \quad (5.38)$$

Διάχυτη ακτινοβολία:

$$E'_{dn} = S \cdot E_{dn} + 0.33 \cdot (1 - S) \cdot [E_{bn} + E_{dn}] \quad (5.39)$$

Ο συντελεστής 0,33 δίνεται από τους Barbaro et al. (1979) για διάφορα γεωγραφικά πλάτη.

Τελικά η ολική ακτινοβολία που υπολογίζεται από τον τύπο (5.12) σε περίπτωση νεφοκάλυψης θα είναι:

$$E_T' = \left(E_{bn}' \cos \theta_z + E_{dn}'' \cos \theta_z \right) \cdot \left(\frac{1}{1 - r_s r_a} \right) \quad (5.40)$$

5.8 Υπολογισμός προσπίπτουσας ακτινοβολίας σε επίπεδο με κλίση

Ο υπολογισμός της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε ένα κεκλιμένο επίπεδο δεν είναι απαραίτητο στοιχείο για την επαλήθευση των μοντέλων που αναλύθηκαν παραπάνω. Η ανάγκη όμως υπολογισμού της ακτινοβολίας σε μια τυχαία επιφάνεια απαιτεί την εύρεση της ακτινοβολίας σε ένα επίπεδο τυχαίου προσανατολισμού και κλίσης.

Για την εύρεση της ακτινοβολίας που πέφτει σε ένα κεκλιμένο επίπεδο χρησιμοποιήθηκε ο τύπος που δίνουν οι Kreith και Kreider (1978):

$$E = E_b \cdot R_b + E_d \cos^2 \left(\frac{\beta}{2} \right) + E_T \rho \sin^2 \left(\frac{\beta}{2} \right) \quad (5.41)$$

όπου:

$$E_b = E_{bn}' \cdot \cos \theta_z \quad (5.42)$$

και

$$E_d = E_{dn}'' \cdot \cos \theta_z \quad (5.43)$$

Ο όρος R_b δίνεται από την εξίσωση (2.14) με τις αντικαταστάσεις των εξισώσεων (2.7) και (2.10) σε αυτή. Το β είναι η κλίση του επιπέδου ως προς τον ορίζοντα.

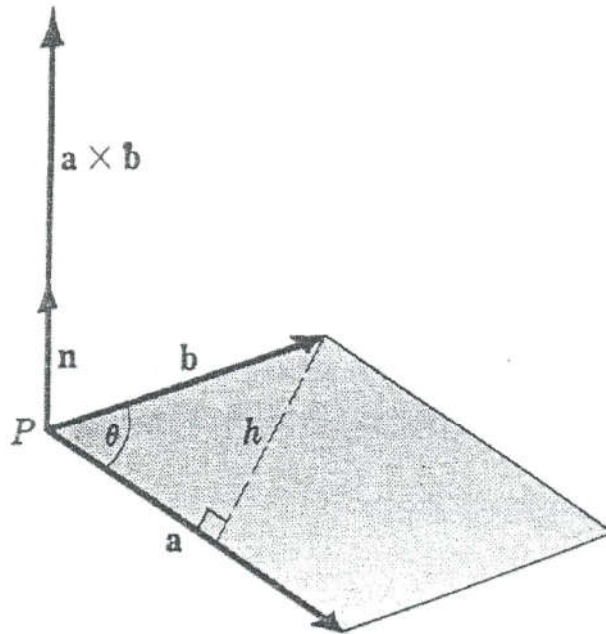
Για τον υπολογισμό των χαρακτηριστικών μιας τυχαίας επιφάνειας απαιτείται η εισαγωγή τριών σημείων με συντεταγμένες x , y , z έτσι ώστε να οριστεί το επίπεδο. Με τη βοήθεια

τύπων που αναλύουν διανύσματα στο χώρο (Spiegel, Ayres) βρέθηκαν από τις συντεταγμένες των τριών σημείων η κλίση του επιπέδου ως προς τον οριζοντα και η γωνία αζιμουθίου του επιπέδου.

Οι συντεταγμένες των τριών σημείων ορίζουν δυο διανύσματα, με κοινή αρχή το πρώτο σημείο, τα οποία βρίσκονται πάνω στο τυχαίο επίπεδο. Οι συντεταγμένες πρέπει να δίνονται με τέτοιο τρόπο ώστε ο άξονας των x να ταυτίζεται πάντα με το νότο και τα σημεία πρέπει να δίνονται με αριστερόστροφη φορά έτσι ώστε κάθε φορά το εξωτερικό γινόμενο των διανυσμάτων που ορίζουν να έχει φορά προς την εξωτερική πλευρά του επιπέδου. Το εξωτερικό γινόμενο αυτών των διανυσμάτων είναι ένα διάνυσμα με κοινή αρχή με τα προηγούμενα αλλά κάθετο στο επίπεδο που ορίζουν αυτά. Έστω δυο διανύσματα $a = a_1i + a_2j + a_3k$ και $b = b_1i + b_2j + b_3k$ με κοινό αρχικό σημείο P, και n το μοναδιαίο διάνυσμα που είναι κάθετο στο επίπεδο των a και b και τέτοιο ώστε η a, b και n να είναι μια αριστερόστροφη τριάδα διανυσμάτων ως προς το P. Το εξωτερικό ή διανυσματικό γινόμενο των a και b ορίζεται με τη σχέση:

$$a \times b = |a| |b| \sin \theta n \quad (5.44)$$

όπου θ είναι η μικρότερη γωνία μεταξύ των a και b, όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.



Σχήμα 5.1: Εξωτερικό γινόμενο διανύσματος.

Έτσι το $a \times b$ είναι ένα διάνυσμα κάθετο στα a και b , όπως φαίνεται στο παραπάνω σχήμα. Επίσης από πράξεις και από τις σχέσεις που ισχύουν για τα διανύσματα, προκύπτει ότι το μέτρο του $|a \times b|$ είναι το εμβαδόν του παραλληλογράμμου με πλευρές το a και το b . Οπότε γνωρίζοντας το μέτρο του διανύσματος που ορίζει το εξωτερικό γινόμενο ξέρουμε και το εμβαδόν της αντίστοιχης επιφάνειας που ορίζουν τα διανύσματα. Αυτό θα μας βοηθήσει στον υπολογισμό της ενέργειας που προστίπτει σε μια επιφάνεια.

Για τον υπολογισμό του διανύσματος που ορίζει το εξωτερικό γινόμενο δυο διανυσμάτων υπάρχει και ο εξής τύπος:

$$a \times b = \begin{vmatrix} i & j & k \\ a_1 & a_2 & a_3 \\ b_1 & b_2 & b_3 \end{vmatrix} \quad (5.45)$$

όπου το δεξί μέλος της εξίσωσης είναι η ορίζουσα από την οποία προκύπτουν οι συντεταγμένες i , j και k του εξωτερικού γινομένου.

Έστω ότι το διάνυσμα $a = a_1i + a_2j + a_3k$ σχηματίζει γωνίες α , β και γ με τους θετικούς ημιάξονες x , y και z αντίστοιχα όπως φαίνεται στο παρακάτω σχήμα.

Από τις παρακάτω σχέσεις προκύπτουν:

$$i \cdot a = |i| |a| \cos \alpha = |a| \cos \alpha \Leftrightarrow \cos \alpha = \frac{i \cdot a}{|a|} = \frac{a_1}{|a|} \quad (5.46)$$

$$j \cdot a = |j| |a| \cos \beta = |a| \cos \beta \Leftrightarrow \cos \beta = \frac{j \cdot a}{|a|} = \frac{a_2}{|a|} \quad (5.47)$$

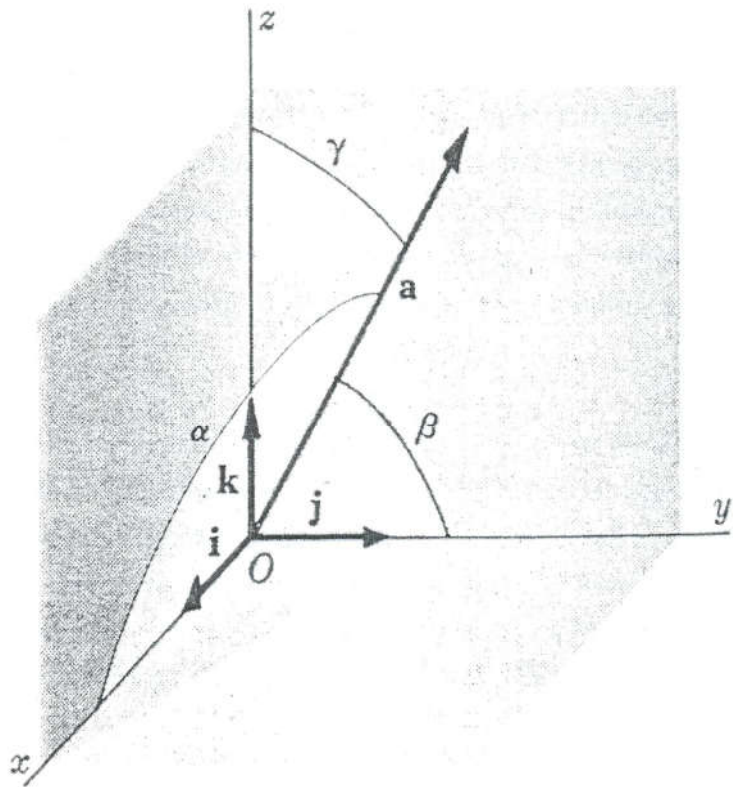
$$k \cdot a = |k| |a| \cos \gamma = |a| \cos \gamma \Leftrightarrow \cos \gamma = \frac{k \cdot a}{|a|} = \frac{a_3}{|a|} \quad (5.48)$$

Αυτά είναι τα συνημίτονα κατεύθυνσης του a . Επειδή ισχύει:

$$\cos^2 \alpha + \cos^2 \beta + \cos^2 \gamma = \frac{a_1^2 + a_2^2 + a_3^2}{|a|^2} = 1 \quad (5.49)$$

το διάνυσμα $u = i \cos \alpha + j \cos \beta + k \cos \gamma$ είναι ένα μοναδιαίο διάνυσμα παράλληλο του a .

Οι γωνίες ενός διανύσματος σε σχέση με τους άξονες x , y και z φαίνονται παρακάτω:



Σχήμα 5.2: Γωνίες που σχηματίζει ένα διάνυσμα με τους άξονες x, y και z.

Η γωνία που σχηματίζει το εξωτερικό γινόμενο των διανυσμάτων με τον άξονα του z είναι η ίδια με τη γωνία που σχηματίζει το επίπεδο με τον ορίζοντα, δηλαδή η κλίση του επιπέδου, ενώ η γωνία που σχηματίζει το εξωτερικό γινόμενο των δυο διανυσμάτων με τον άξονα των x είναι η γωνία αζιμουθίου του επιπέδου. Εδώ θα πρέπει να δοθεί ιδιαίτερη προσοχή αφού κάθε φορά η γωνία αζιμουθίου θα πρέπει να υπολογίζεται ως προς το μέτρο της προβολής του διανύσματος που εκφράζει το εξωτερικό γινόμενο πάνω στο επίπεδο x – y. Δηλαδή η γωνία αζιμουθίου θα πρέπει να είναι:

$$\cos a = \frac{a_1}{\sqrt{a_1^2 + a_2^2}} \quad (5.50)$$

Στη γωνία αζιμουθίου μας ενδιαφέρει κυρίως το πρόσημο έτσι ώστε να ξέρουμε που ακριβώς είναι προσανατολισμένο το τυχαίο επίπεδο. Ένα πρόβλημα που προκύπτει από τον παραπάνω τύπο είναι ότι υπάρχει περίπτωση για ένα επίπεδο που «βλέπει» ανατολικά, ο τύπος να βγάλει ότι έχει θετική γωνία αζιμουθίου, δηλαδή ότι κοιτάει προς τα δυτικά. Αυτό προκύπτει διότι κάθε φορά ο παρονομαστής είναι τα τετράγωνα των αντίστοιχων συντεταγμένων α_1 και α_2 . Συνεπώς θα πρέπει να ληφθεί μέριμνα ώστε κάθε φορά που έχουμε αρνητική συντεταγμένη α_1 ή α_2 ο κώδικας να διορθώνει τη γωνία αζιμουθίου.

Γνωρίζοντας την κλίση και τη γωνία αζιμουθίου του επιπέδου μπορεί να υπολογιστεί ο αριθμητής του λόγου R_b από την εξίσωση (2.7) και γνωρίζοντας την ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο να βρούμε την αντίστοιχη στο κεκλιμένο επίπεδο που μας ενδιαφέρει. Ο υπολογισμός ακτινοβολίας κεκλιμένου επιπέδου που ακολουθεί στα επόμενα κεφάλαια, πραγματοποιήθηκε για επίπεδα συγκεκριμένης κλίσης και προσανατολισμού αλλά και για τυχαία επίπεδα που προσομοιάζουν μια επιφάνεια ημικυλινδρικής γεωμετρίας.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 6

ΣΥΓΚΡΙΣΗ ΜΕ ΜΕΤΡΗΜΕΝΕΣ ΚΑΙ ΜΕ ΤΙΜΕΣ ΑΠΟ ΤΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ – ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΓΙΑ ΕΠΙΠΕΔΟ ΤΥΧΑΙΟΥ ΠΡΟΣΑΝΑΤΟΛΙΣΜΟΥ

6.1 Εισαγωγή

Σε αυτό το κεφάλαιο αναλύονται τα αποτελέσματα που προέκυψαν μετά από την εκτέλεση των προγραμμάτων που αντιστοιχούν στα παραπάνω μοντέλα. Τα μοντέλα προγραμματίστηκαν με τη βοήθεια της γλώσσας προγραμματισμού Digital Visual Fortran και για βοήθημα χρησιμοποιήθηκε το βιβλίο των Ματαρά και Κουτελιέρη (2001). Η σύγκριση των αποτελεσμάτων και η παραγωγή των αντίστοιχων διαγραμμάτων έγιναν με τη βοήθεια του προγράμματος Excel της Microsoft. Ειδικά για τη Θεσσαλονίκη έγινε και σύγκριση με μετρήσεις ακτινοβολίας των ετών 1999, 2000 και 2001 παράλληλα με τις τιμές πινάκων (ή αλλιώς πινακτοποιημένες τιμές) για τα έτη από το 1961 έως το 1980. Αυτοί οι πίνακες βρίσκονται στο βιβλίο του κ. Μοσχάτου και έχουν συνταχθεί από τους Λάλα, Πισιμάνη και Νοταρίδου. Αυτά τα δεδομένα λαμβάνουν υπόψη τους τη νεφοκάλυψη και βρίσκονται σε πολύ καλή συμφωνία με μετρημένες τιμές. Σύμφωνα με τους παραπάνω συγγραφείς οι πίνακες που χρησιμοποιήθηκαν έχουν διαφορά της τάξης του 3 % με τα δεδομένα μετρήσεων. Οι πίνακες που χρησιμοποιήθηκαν για την παρούσα εργασία παρατίθενται στο παράρτημα. Για τον υπολογισμό της ακτινοβολίας σε επίπεδα τυχαίου προσανατολισμού επιλέχθηκαν τυχαία κάποια επίπεδα σε γεωγραφικά πλάτη 5° και 30°. Τα διαγράμματα παρουσιάζονται στην αντίστοιχη παράγραφο.

6.2 Μετεωρολογικά – Κλιματολογικά δεδομένα

Κάποιος μπορεί να αναρωτηθεί για το λόγο ύπαρξης τέτοιων δεδομένων και της ακρίβειας που τα συνοδεύει. Παρακάτω παρουσιάζεται ένας συνοπτικός πίνακας ο οποίος περιγράφει γενικά τον τύπο των δεδομένων που απαιτούνται και την αντίστοιχη χρονική ακρίβεια για κάποιες συγκεκριμένες εφαρμογές.

Τύπος δεδομένων	Χρονική ακρίβεια	Εφαρμογή
Ολική ακτινοβολία σε οριζόντιο επίπεδο	Εποχιακή / Ημερήσια	Ενεργειακό ισοζύγιο συλλεκτών (ενέργεια ή ισχύς)
Φωτεινή ροή	Εποχιακή / Ημερήσια	Φυσικός φωτισμός
Ολική ακτινοβολία σε κεκλιμένο επίπεδο	Μηνιαία / Ετήσια	Σταθερός επίπεδος συλλέκτης
Ολική ακτινοβολία σε επίπεδο μεταβλητής κλίσης	Μηνιαία / Ετήσια	Συλλέκτης που ακολουθεί τον ήλιο
Άμεση ακτινοβολία κάθετη στις ακτίνες του ήλιου	Μηνιαία / Ετήσια	Εστιακοί / Συγκεντρωτικοί συλλέκτες
Μεταβολή ηλιακής ακτινοβολίας	Ποικίλει	Συγκεντρωτικός συλλέκτης που ακολουθεί τον ήλιο
Συνολική μέση μηνιαία	Μηνιαία / Ημερήσια	Διαστασιολόγηση και σχεδιασμός, οικονομική ανάλυση
Μέση μηνιαία	Μηνιαία	Διαστασιολόγηση και σχεδιασμός, οικονομική ανάλυση
Ημερήσια προφίλ	Ωριαία	Μοντελοποίηση – προσομοίωση – αποτίμηση συστημάτων
8760 ωριαίες τιμές για ολική και / ή άμεση	Ωριαία	Προσομοίωση συστημάτων, οικονομική ανάλυση
10 έως 30 χρόνια ωριαία ισχύς	Ωριαία	Απόδοση και οικονομική ανάλυση, διάρκεια ζωής συστήματος
Ημερήσια προφίλ ισχύος	Μικρότερη της ώρας	Αντίδραση συστήματος στη νεφοκάλυψη, κλπ

Πίνακας 6.3: Τυποποίηση δεδομένων που απαιτούνται από σχεδιαστές και μελετητές συστημάτων ηλιακής ενέργειας

Ειδικά όσο αφορά το σχεδιασμό, τη μελέτη και τη διαστασιολόγηση συστημάτων που χρησιμοποιούν ηλιακή ενέργεια, μπορεί να δει κανείς ποικίλες απαιτήσεις σε τύπο δεδομένων και χρονική ακρίβεια, ανάλογα πάντα με την προβλεπόμενη εφαρμογή. Πολύ σημαντική είναι επίσης και η ύπαρξη στοιχείων νεφοκάλυψης που θα δώσει την ευχέρεια στους μελετητές και σχεδιαστές να υπολογίσουν την πραγματική απόδοση των ηλιακών συστημάτων κατά τη διάρκεια της λειτουργίας τους σε μια συγκεκριμένη περίοδο.

Για τις ανάγκες αυτής της εργασίας επιλέχθηκε να γίνει σύγκριση των αποτελεσμάτων των προεπιλεγμένων εμπειρικών και υπολογιστικών μοντέλων με μετρημένες τιμές και τιμές που βρέθηκαν στη βιβλιογραφία. Λόγω ευκολίας εύρεσης δεδομένων επιλέχθηκαν η Αθήνα, η Θεσσαλονίκη και η Κοζάνη. Τα αντίστοιχα μετεωρολογικά και κλιματολογικά στοιχεία για κάθε πόλη αναφέρονται στη συνέχεια.

Η Αθήνα βρίσκεται σε γεωγραφικό πλάτος $37,97^\circ$ και ο μετεωρολογικός σταθμός του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών βρίσκεται σε ύψος 107 m. Το κλίμα της χαρακτηρίζεται από ζεστά ξηρά καλοκαίρια με αρκετά υψηλές θερμοκρασίες και ήπιους χειμώνες. Οι πίνακες αναφέρουν μια μέγιστη τιμή ολικής ηλιακής ακτινοβολίας για το μήνα Ιούλιο ίση με $0,84 \text{ kWh} / \text{m}^2$ ενώ για το χειμώνα κατά τη διάρκεια του ηλιακού μεσημεριού η ελάχιστη ποσότητα είναι ίση με $0,30 \text{ kWh} / \text{m}^2$. Η μέση θερμοκρασία του έτους είναι $17,7^\circ \text{ C}$ με ελάχιστη μέση τους $9,3^\circ \text{ C}$ για τον Ιανουάριο και μέγιστη μέση τους $27,6^\circ \text{ C}$ για τον Ιούλιο. Η σχετική υγρασία κατά τη διάρκεια του έτους έχει μια μέση τιμή 63 % με ελάχιστη μέση τιμή το 47 % για τον Ιούλιο και τον Αύγουστο και μέγιστη μέση τιμή το 74 % για το Δεκέμβριο. Η απόλυτη υγρασία κατά τη διάρκεια του έτους έχει μια μέση τιμή 9,4 mm Hg με ελάχιστη μέση τιμή τα 6,5 mm Hg για τον Ιανουάριο και μέγιστη μέση τιμή τα 12,5 mm Hg για τον Αύγουστο. Παράλληλα η ατμοσφαιρική πίεση έχει μια μέση τιμή τα 751,8 mb με ελάχιστη μέση τιμή τα 749,3 mb τον Ιούλιο και μέγιστη μέση τιμή τα 753,4 mb τον Ιανουάριο. Οι συνολικές ώρες ηλιοφάνειας ανά έτος είναι περίπου 2884 με ελάχιστο μέσο όρο τις 136 για το Δεκέμβριο και μέγιστο μέσο όρο τις 374 για τον Ιούλιο (NOA). Τέλος η συνολική μέση βροχόπτωση για κάθε έτος είναι 386,4 mm με την περισσότερη ποσότητα να πέφτει το Δεκέμβριο (66,6 mm) ενώ η λιγότερη ποσότητα πέφτει τον Ιούλιο με μέση τιμή τα 4,2 mm.

Η Θεσσαλονίκη βρίσκεται σε γεωγραφικό πλάτος $40,52^\circ$ και ο μετεωρολογικός σταθμός του μετεωροσκοπείου του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης βρίσκεται σε υψόμετρο 38 m. Το κλίμα της πόλης χαρακτηρίζεται υγρό με ζεστά καλοκαίρια με υψηλές θερμοκρασίες και ήπιους χειμώνες. Οι πίνακες αναφέρουν μια μέγιστη τιμή ολικής ηλιακής ακτινοβολίας για το μήνα Ιούλιο ίση με $0,79 \text{ kWh} / \text{m}^2$ ενώ για το χειμώνα κατά τη διάρκεια του ηλιακού μεσημεριού η ελάχιστη ποσότητα είναι ίση με $0,25 \text{ kWh} / \text{m}^2$. Η μέση θερμοκρασία του έτους είναι $16,49^\circ \text{C}$ με ελάχιστη μέση τους $5,87^\circ \text{C}$ για τον Ιανουάριο και μέγιστη μέση τους $27,23^\circ \text{C}$ για τον Ιούλιο. Η σχετική υγρασία κατά τη διάρκεια του έτους έχει μια μέση τιμή $67,43 \%$ με ελάχιστη μέση τιμή το $57,67 \%$ για τον Ιούλιο και μέγιστη μέση τιμή το $80,33 \%$ για το Δεκέμβριο. Η απόλυτη υγρασία κατά τη διάρκεια του έτους έχει μια μέση τιμή $10,1 \text{ mm Hg}$ με ελάχιστη μέση τιμή τα $5,5 \text{ mm Hg}$ για τον Ιανουάριο και μέγιστη μέση τιμή τα $15,67 \text{ mm Hg}$ για τον Αύγουστο. Παράλληλα η ατμοσφαιρική πίεση έχει μια μέση τιμή τα $762,6 \text{ mb}$ με ελάχιστη μέση τιμή τα $759,7 \text{ mb}$ τον Απρίλιο και μέγιστη μέση τιμή τα $765,6 \text{ mb}$ τον Ιανουάριο. Οι συνολικές ώρες ηλιοφάνειας ανά έτος είναι περίπου 2429 με ελάχιστο μέσο όρο τις 100,5 για το Δεκέμβριο και μέγιστο μέσο όρο τις 342,4 για τον Ιούλιο (AUTH). Τέλος η συνολική μέση βροχόπτωση για κάθε έτος είναι $340,8 \text{ mm}$ με την περισσότερη ποσότητα να πέφτει το Δεκέμβριο ($48,93 \text{ mm}$) ενώ η λιγότερη ποσότητα πέφτει τον Αύγουστο με μέση τιμή τα $6,87 \text{ mm}$.

Στο εργαστήριο Φυσικής της Ατμόσφαιρας του Τμήματος Φυσικής του Αριστοτελείου Πανεπιστημίου Θεσσαλονίκης πραγματοποιούνται μετρήσεις ολικής ακτινοβολίας. Για αυτές τις μετρήσεις χρησιμοποιείται ένα πυρανόμετρο Kipp – Zonen, μοντέλο CM 21, το οποίο μετράει την ολική ακτινοβολία που προσπίπτει σε οριζόντιο επίπεδο με χρονικό βήμα ενός λεπτού. Η ακτινοβολία καταγράφεται ως kJ / m^2 και ο χρόνος καταγραφής είναι η παγκόσμια ώρα ώστε να υπάρχει ενιαία βάση αναφοράς. Οι τιμές που ευγενικά μας παραχωρήθηκαν ήταν οι μέσες τιμές ανά ώρα για τα έτη 1999, 2000 και 2001, όπως αυτές που υπάρχουν στους πίνακες της βιβλιογραφίας.

Στα πλαίσια αυτής της μελέτης πραγματοποιήθηκε και μια μικρή επεξεργασία μετρήσεων που ευγενικά μας παραχωρήθηκαν από την κ. Λιάκου Μαρία του Εργαστηρίου Τεχνολογίας Περιβάλλοντος του Τομέα Περιβάλλοντος και Χρήσης Ενέργειας του Τμήματος Μηχανικών Διαχείρισης Ενεργειακών Πόρων. Το συγκεκριμένο εργαστήριο είναι από τα πρώτα που άρχισαν να δραστηριοποιούνται σε αυτό το τμήμα, αλλά παρόλα αυτά οι μετρήσεις που έχουν ως τώρα καταγραφεί δεν έχουν συμπληρώσει ακόμα μια ολόκληρη χρόνια. Τα δεδομένα που ελήφθησαν ξεκινάνε από τις 26 Ιουνίου 2003 και φτάνουν μέχρι τις 11 Μαρτίου 2004. Δυστυχώς όμως ακόμα και σε αυτούς τους μήνες λόγω κάποιων τεχνικών προβλημάτων λειτουργίας του εξοπλισμού υπάρχουν ελλείψεις σε κάποιες ημέρες του έτους.

Οι μετρήσεις των οργάνων περιλαμβάνουν ολική ηλιακή ενέργεια σε οριζόντια επιφάνεια, θερμοκρασία, σχετική υγρασία αέρα και θερμοκρασία επιφανειών. Υπάρχει επίσης πρόβλεψη και για την εγκατάσταση οργάνου μέτρησης της ατμοσφαιρικής πίεσης. Οι μετρήσεις πραγματοποιούνται στην οροφή του κτιρίου του Τμήματος από ένα πυρανόμετρο με χρονικό βήμα δέκα λεπτών. Το πυρανόμετρο προμηθεύτηκε από τον οίκο SKYE και είναι το μοντέλο SDL 5050. Είναι τοποθετημένο έτσι ώστε να μη σκιάζεται καθόλου καθ' όλη τη διάρκεια του έτους από παρακείμενα εμπόδια. Το σύστημα μέτρησης και καταγραφής ολικής ηλιακής ενέργειας διαθέτει πλήρη μονάδα λήψης, καταγραφής, προγραμματισμού των μετρήσεων και αισθητήρα ολικής ηλιακής ενέργειας. Η περιοχή μήκους κύματος της μετρημένης ακτινοβολίας βρίσκεται μεταξύ 400 και 1000 nm. Μπορεί να μετρήσει ισχύ από 0 έως 2500 Watt με ακρίβεια μέτρησης 3 με 4 %. Διαθέτει προστασία IP 65 και μετατροπέα A/D 15 bits. Το Data Logger του έχει μνήμη 1 Mbit, ρολόι πραγματικού χρόνου και θύρα επικοινωνίας με των υπολογιστή τύπου RS – 232.

Αντίστοιχα, το σύστημα μέτρησης και καταγραφής θερμοκρασίας και σχετικής υγρασίας αέρα και θερμοκρασίας επιφανειών είναι το μοντέλο SDL 5110 του οίκου SKYE και διαθέτει πλήρη μονάδα λήψης, καταγραφής και προγραμματισμού των μετρήσεων θερμοκρασίας και σχετικής ακρίβειας υψηλής ακρίβειας. Συνοδεύεται από αισθητήρα θερμοκρασίας επιφανειών ο οποίος είναι μικρού όγκου και παρέχει ακρίβεια 0,1 °C. Η

μονάδα είναι πλήρως στεγανή σύμφωνα με τις προδιαγραφές IP 65. Επίσης περιλαμβάνει μετατροπέα A/D των 15 bits και Data Logger με μνήμη 1 Mbit, ρολόι πραγματικού χρόνου και θύρα επικοινωνίας με των υπολογιστή τύπου RS – 232. Η περιοχή μέτρησης της θερμοκρασίας είναι μεταξύ –20 έως +70 °C με ακρίβεια 0,1 °C, ενώ η περιοχή μέτρησης της σχετικής υγρασίας είναι μεταξύ 0 και 100 % με ακρίβεια 2 %.

Οι μήνες για τους οποίους έχουμε πλήρη στοιχεία είναι οι Ιούλιος, Σεπτέμβριος, Νοέμβριος, Δεκέμβριος και Φεβρουάριος. Επιπλέον σε αυτούς τους μήνες έχουμε πλήρη δεδομένα ηλιακής ακτινοβολίας για τον Ιανουάριο και τον Οκτώβριο και πλήρη δεδομένα σχετικής υγρασίας και θερμοκρασίας για τον Αύγουστο. Παρακάτω παρουσιάζεται ένας συνοπτικός πίνακας με τους μήνες καταγραφής και τις ημέρες που έχουμε δεδομένα για κάθε μήνα.

Μήνας	Ημέρες με δεδομένα ακτινοβολίας	Ημέρες με δεδομένα υγρασίας – θερμοκρασίας
Ιούνιος 2003	26 έως 30	26 έως 30
Ιούλιος 2003	1 έως 31	1 έως 31
Αύγουστος 2003	1 έως 19, 29 έως 31	1 έως 31
Σεπτέμβριος 2003	1 έως 30	1 έως 30
Οκτώβριος 2003	1 έως 31	1 και 26 έως 31
Νοέμβριος 2003	1 έως 30	1 έως 30
Δεκέμβριος 2003	1 έως 31	1 έως 31
Ιανουάριος 2004	1 έως 31	1 έως 13, 27 έως 31
Φεβρουάριος 2004	1 έως 29	1 έως 29
Μάρτιος 2004	1 έως 11	1 έως 11

Πίνακας 6.1: Ημέρες καταγραφής δεδομένων για την πόλη της Κοζάνης.

Η πόλη της Κοζάνης βρίσκεται στην περιοχή της δυτικής Μακεδονίας και σε γεωγραφικό πλάτος 40° και 17' ή 40,2833° ενώ τα όργανα καταγραφής βρίσκονται σε υψόμετρο 635 μέτρα. Το κλίμα της χαρακτηρίζεται από βαρύ χειμώνα με χαμηλές θερμοκρασίες και αρκετή χιονόπτωση για τα δεδομένα της Ελλάδας και από ήπια καλοκαίρια. Για τα στοιχεία των παραπάνω μηνών που αναλύθηκαν βρέθηκαν οι ανά μήνα μέσες τιμές για τη σχετική υγρασία και τη θερμοκρασία και οι ανά ώρα μέσες τιμές για την ηλιακή ακτινοβολία για κάθε μήνα. Λόγω του ότι είναι στοιχεία περιορισμένης χρονικής διάρκειας, δε μπορούν να βγουν ασφαλή συμπεράσματα για το αν αυτές οι μέσες τιμές αντικατοπτρίζουν επακριβώς το κλίμα και τις κλιματολογικές συνθήκες της περιοχής. Στον παρακάτω πίνακα παρουσιάζονται οι μέσες τιμές που υπολογίστηκαν για τη σχετική υγρασία και τη θερμοκρασία και η μέση συνολικά προσπιπώμενη ηλιακή ακτινοβολία για τις ημέρες κάθε μήνα που υπήρχαν στοιχεία.

Μήνας	Σχετική υγρασία (επί τοις %)	Θερμοκρασία (σε °C)	Ηλιακή Ακτινοβολία (σε kWh / m ²)
Ιούνιος 2003	61.56	25,091	4,855
Ιούλιος 2003	50.46	24.702	6,959
Αύγουστος 2003	54,597	24.495	5,766
Σεπτέμβριος 2003	63.65	17.629	4,737
Οκτώβριος 2003	78.03	9.996	1,487
Νοέμβριος 2003	87.05	8.827	1,216
Δεκέμβριος 2003	73.77	5.182	0,813
Ιανουάριος 2004	70.47	3.619	1,496
Φεβρουάριος 2004	54.63	7.084	2,862
Μάρτιος 2004	62.59	4.787	2,596

Πίνακας 6.2: Μέσες ημερήσιες τιμές δεδομένων μετρήσεων για την πόλη της Κοζάνης.

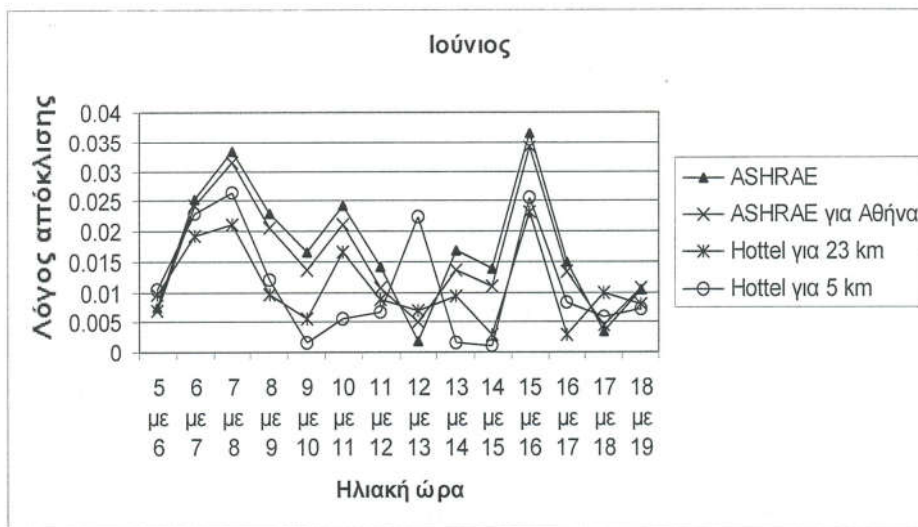
Όπως μπορεί να καταλάβει κανείς η έλλειψη δεδομένων δεν επιτρέπει την επαλήθευση αυτών των τιμών με τη βοήθεια των υπολογιστικών μοντέλων, αφού για το πιο απλό από αυτά χρειάζονται επίσης τιμές απόλυτης υγρασίας ή ατμοσφαιρικής πίεσης, που

δεν είναι διαθέσιμες. Ωστόσο η γνώση του γεωγραφικού πλάτους και του υψομέτρου δίνει τη δυνατότητα για τη χρησιμοποίηση των εμπειρικών μοντέλων. Μόνη δυσκολία είναι η εύρεση των ωρών πραγματικής ηλιοφάνειας για την περιοχή. Για την πόλη της Κοζάνης δε βρέθηκαν τέτοιες τιμές αλλά η βιβλιογραφία (Μοσχάτος) δίνει τιμές για την πόλη των Ιωαννίνων, που επειδή είναι και αυτή σε υψόμετρο και αρκετά κοντά στην Κοζάνη θα ληφθούν αυτές οι τιμές ως ώρες πραγματικής ηλιοφάνειας για την πόλη της Κοζάνης. Να σημειωθεί ότι η ιστοσελίδα του ΚΑΠΕ (www.cres.gr) δίνει επίσης ώρες ηλιοφάνειας για διάφορες πόλεις της Ελλάδας αλλά προτιμήθηκε η ίδια πηγή από την οποία λήφθηκαν οι μετρήσεις ηλιακής ακτινοβολίας, δηλαδή το βιβλίο του κ. Μοσχάτου. Συνεπώς πρέπει να ειπωθεί ότι θα χρησιμοποιηθούν τα υπολογιστικά μοντέλα με κάθε επιφύλαξη αφού δεν υπάρχει η δυνατότητα επαλήθευσης τους.

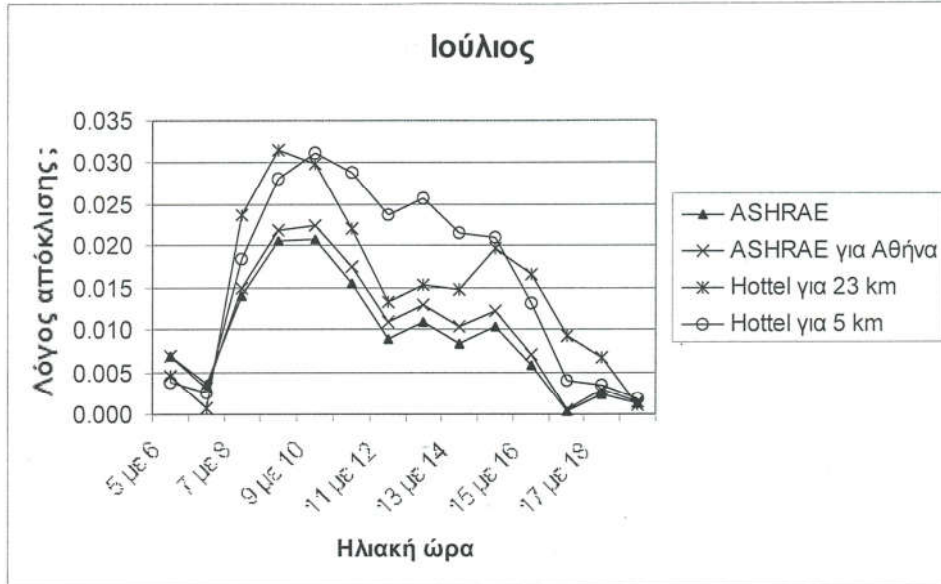
Ο υπολογισμός έδειξε αρκετές διαφορές και γι' αυτό το λόγο παρατίθεται σε αυτό το σημείο του κεφαλαίου και όχι μαζί με τις συγκρίσεις που ακολουθούν. Σε αντίθεση με τους υπολογισμούς που ακολουθούν, εδώ υπήρχαν μήνες όπου οι υπολογισμοί όλων των μοντέλων υπερεκτιμούσαν τις τιμές των μετρήσεων, πιθανώς λόγω των περιορισμένων ημερών του μήνα (Μάρτιος) ή λόγω των συγκεκριμένων κλιματολογικών συνθηκών που επικρατούσαν εκείνο το μήνα στην περιοχή (Οκτώβριος, Δεκέμβριος). Για τους μήνες Απρίλιο και Μάιο δεν υπάρχουν μετρήσεις οπότε οι υπολογισμοί δίνονται απλά για να δειχθεί η απόδοση των εμπειρικών μοντέλων τους αντίστοιχους μήνες.

Όπως θα περιγραφεί και παρακάτω, ένας ξεχωριστός υπολογισμός έγινε για την απόκλιση που παρουσιάζουν τα μοντέλα σε σχέση με τις μετρημένες τιμές, ως προς τη συνολική μέση ημερήσια τιμή ολικής ακτινοβολίας. Τον Οκτώβριο αυτό το ποσοστό ήταν αρκετά υψηλό ενώ τον Ιούλιο όλα τα μοντέλα παρουσίασαν σχετικά μικρούς λόγους απόκλισης και αντίστοιχους με τους λόγους απόκλισης αυτών των μοντέλων για μετρημένες τιμές αρκετών ετών άλλων πόλεων, όπως θα περιγραφεί παρακάτω. Παράλληλα, παρακάτω μαζί με τα διαγράμματα των λόγων απόκλισης για τους δυο παραπάνω μήνες και αυτά που προέκυψαν από τον υπολογισμό των εμπειρικών μοντέλων σε σχέση με τις μετρημένες τιμές, εμφανίζεται και το διάγραμμα του λόγου απόκλισης του Ιουνίου όπου ενώ ο λόγος απόκλισης είναι μικρός η διακύμανση του είναι

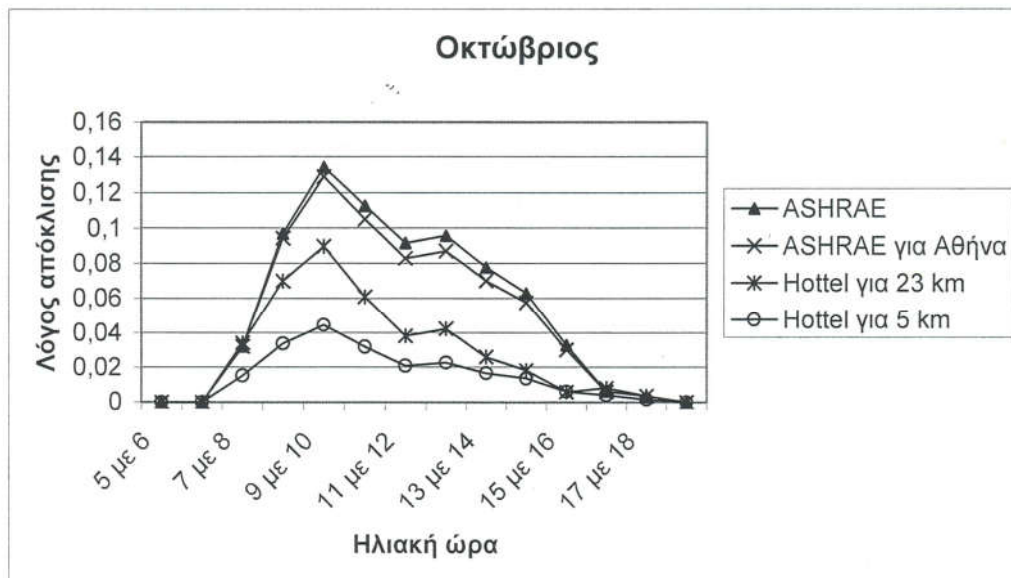
έντονη και δείχνει την έλλειψη πολυετών δεδομένων που θα εξάλειφε αυτές τις έντονες διακυμάνσεις. Ένα άλλο χαρακτηριστικό είναι ότι για κάποιους μήνες πιο κοντά στις μετρημένες τιμές βρίσκεται το μοντέλο του Hottel για μειωμένη ορατότητα 5 km, μοντέλο που είναι πιο μακριά από τις μετρήσεις σε κάθε σύγκριση που ακολουθεί για την πόλη της Αθήνας και της Θεσσαλονίκης.



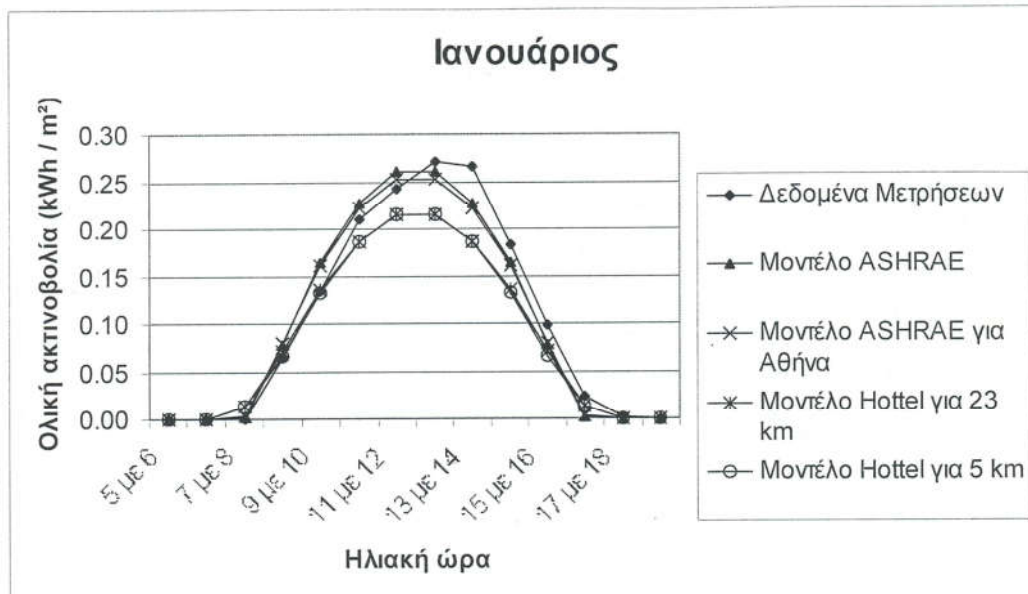
Διάγραμμα 6.1: Λόγος απόκλισης εμπειρικών μοντέλων σε σχέση με δεδομένα Κοζάνης για το μήνα Ιούνιο.



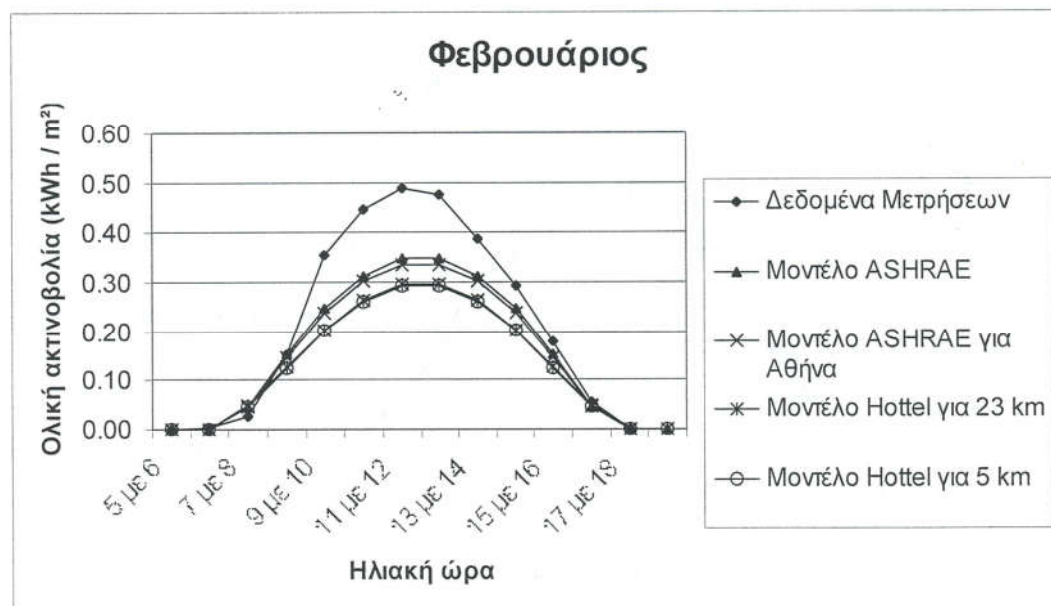
Διάγραμμα 6.2: Λόγος απόκλισης εμπειρικών μοντέλων σε σχέση με δεδομένα Κοζάνης για το μήνα Ιούλιο



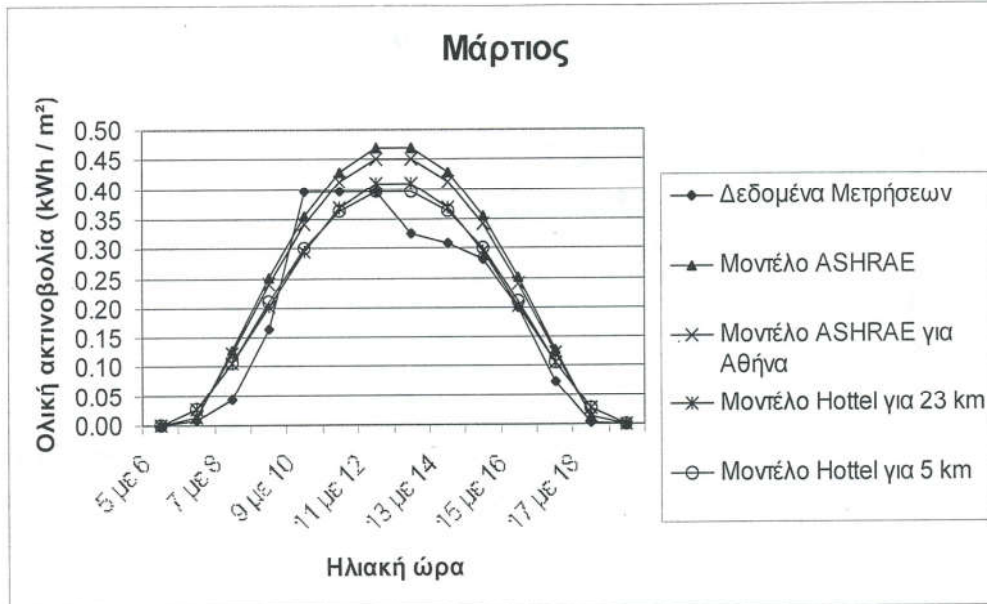
Διάγραμμα 6.3: Λόγος απόκλισης εμπειρικών μοντέλων σε σχέση με δεδομένα Κοζάνης για το μήνα Οκτώβριο.



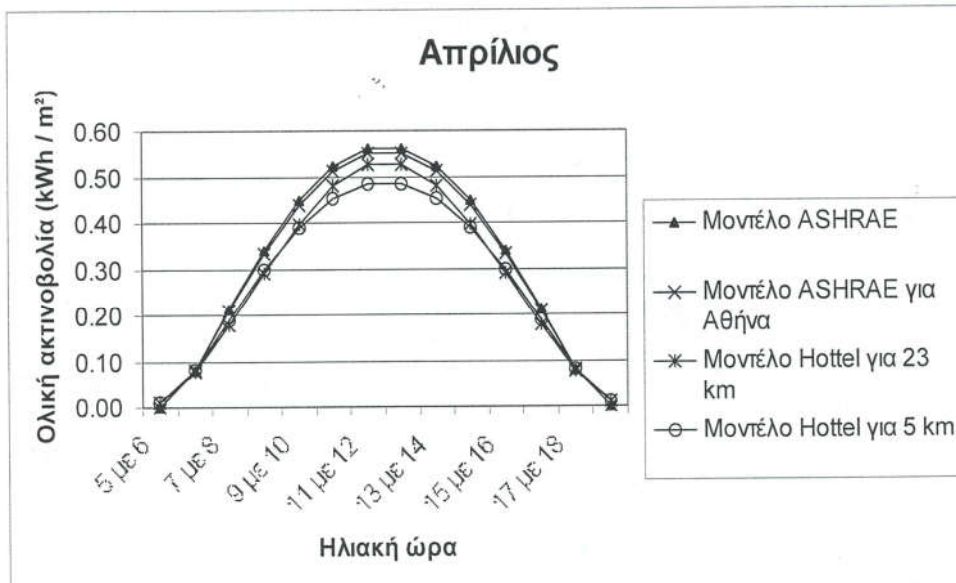
Διάγραμμα 6.4: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Ιανουαρίου για την Κοζάνη.



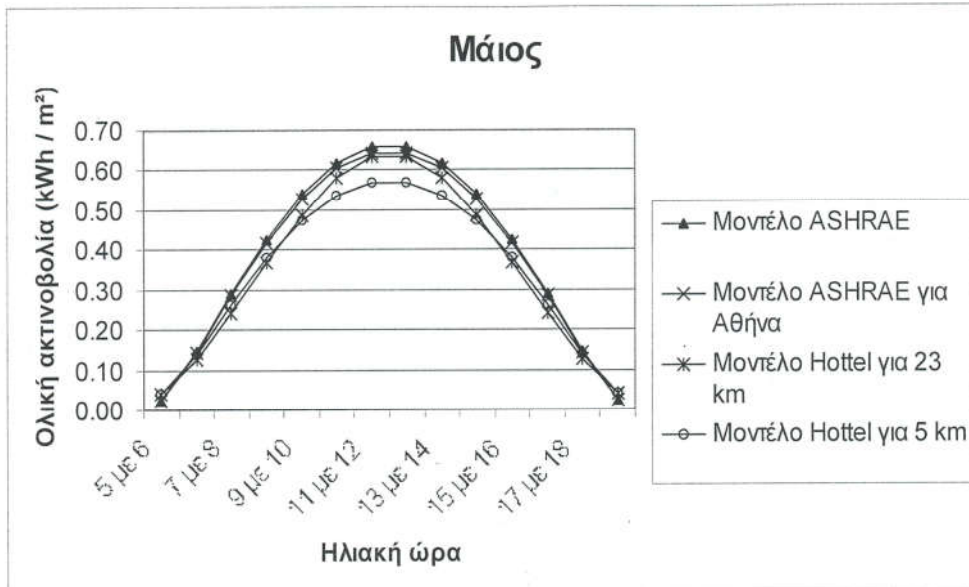
Διάγραμμα 6.5: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Φεβρουαρίου για την Κοζάνη.



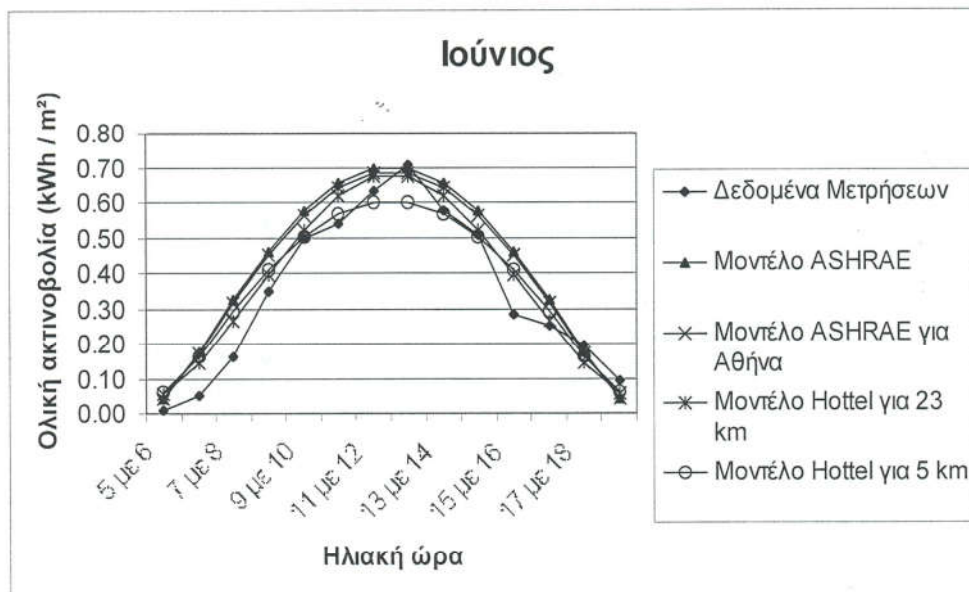
Διάγραμμα 6.6: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Μαρτίου για την Κοζάνη.



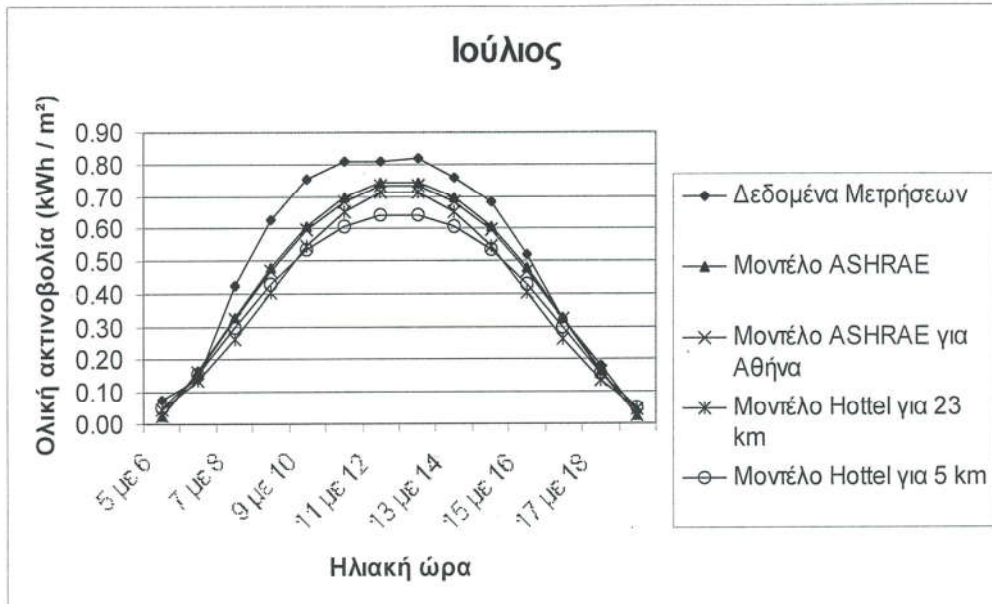
Διάγραμμα 6.7: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Απριλίου για την Κοζάνη.



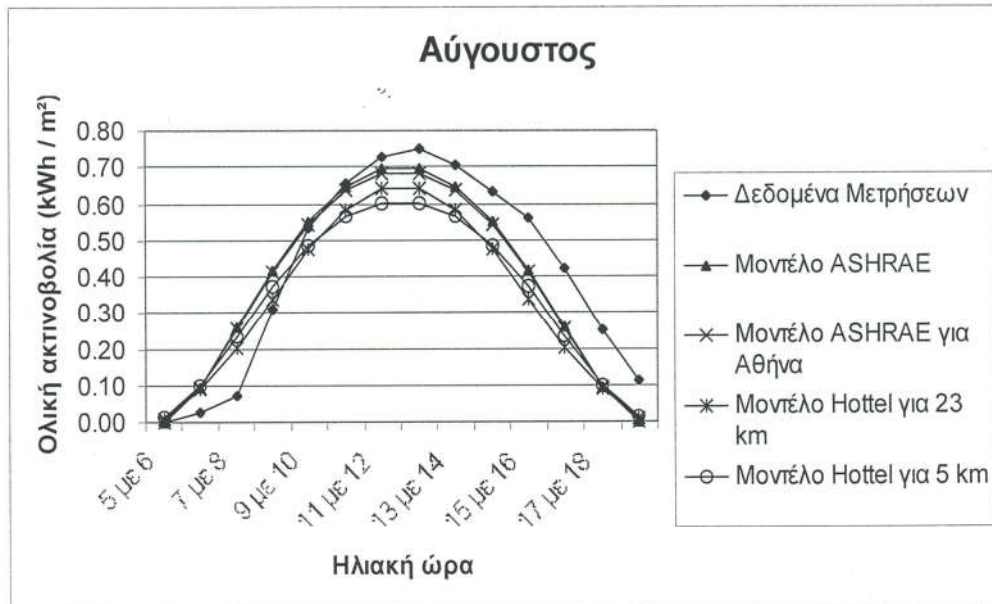
Διάγραμμα 6.8: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Μαΐου για την Κοζάνη.



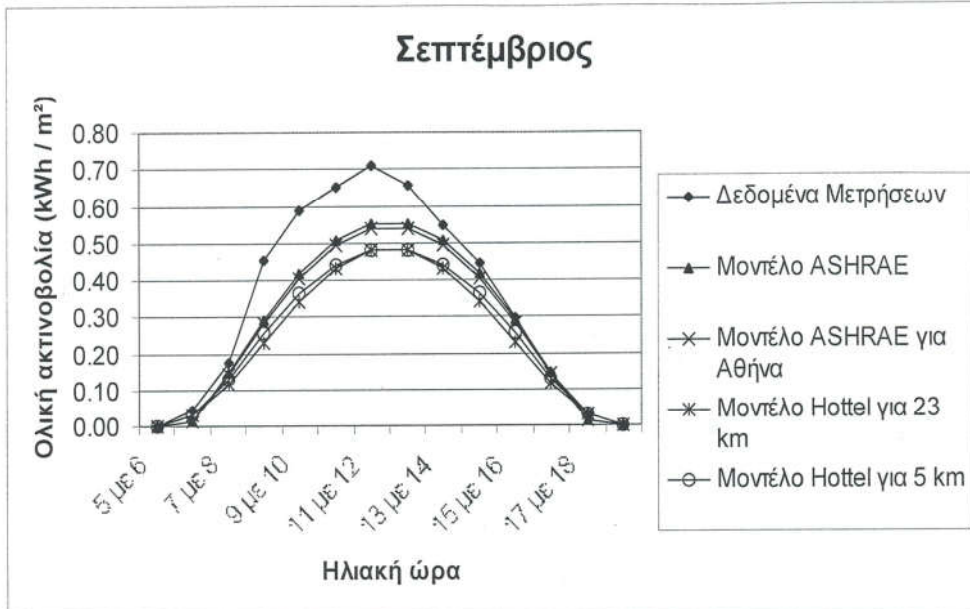
Διάγραμμα 6.9: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Ιουνίου για την Κοζάνη.



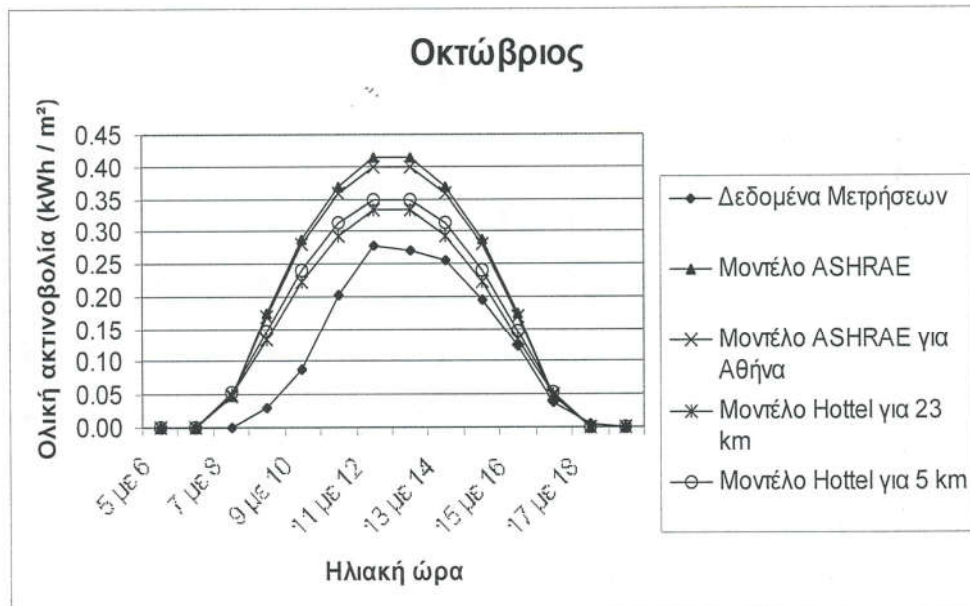
Διάγραμμα 6.10: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Ιουλίου για την Κοζάνη.



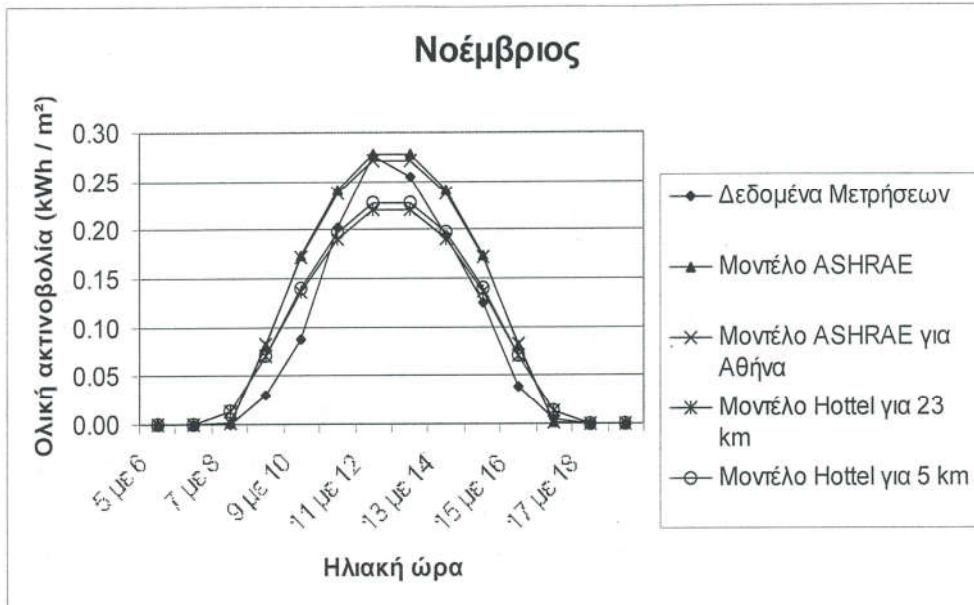
Διάγραμμα 6.11: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Αυγούστου για την Κοζάνη.



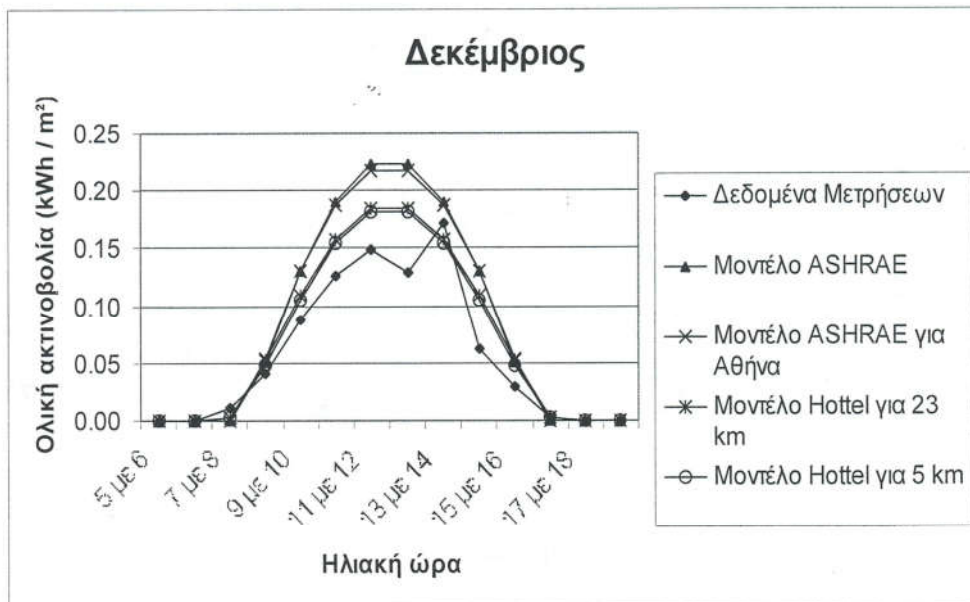
Διάγραμμα 6.12: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Σεπτεμβρίου για την Κοζάνη.



Διάγραμμα 6.13: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Οκτωβρίου για την Κοζάνη.



Διάγραμμα 6.14: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Νοεμβρίου για την Κοζάνη.

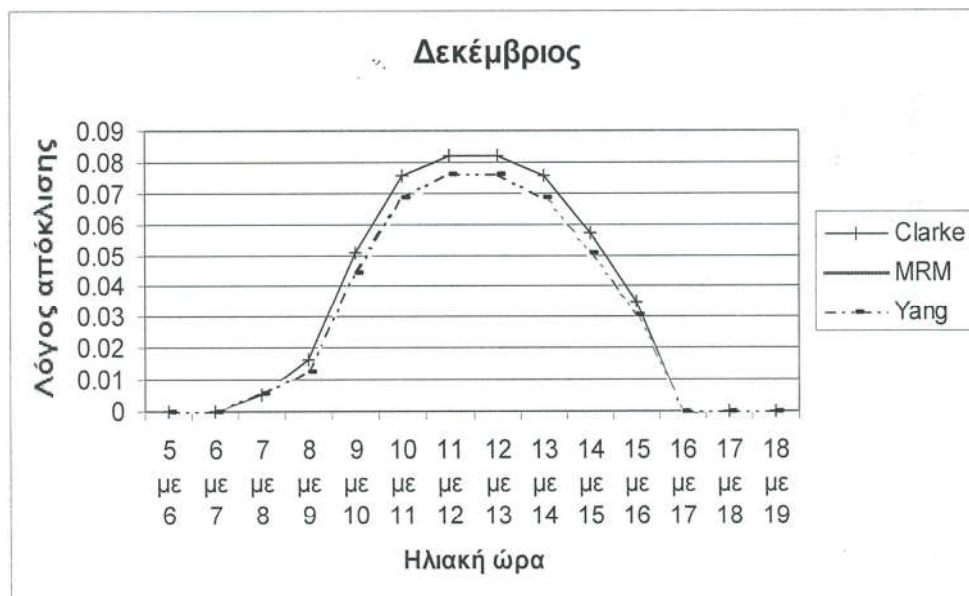


Διάγραμμα 6.15: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Δεκεμβρίου για την Κοζάνη.

Πιο πιθανός λόγος για όλες τις παραπάνω αποκλίσεις μάλλον είναι η έλλειψη πραγματικών τιμών ηλιοφάνειας για την Κοζάνη, δεδομένο που επηρεάζει κατά πολύ τα αποτελέσματα των εμπειρικών μοντέλων, τα οποία χρησιμοποιήθηκαν για την εύρεση των τιμών ηλιακής ακτινοβολίας για την πόλη της Κοζάνης. Οι αντίστοιχες μετρημένες τιμές ολικής ηλιακής ακτινοβολίας παρουσιάζονται στο παράρτημα της εργασίας.

6.3 Σύγκριση υπολογιστικών μοντέλων με τιμές από τη βιβλιογραφία

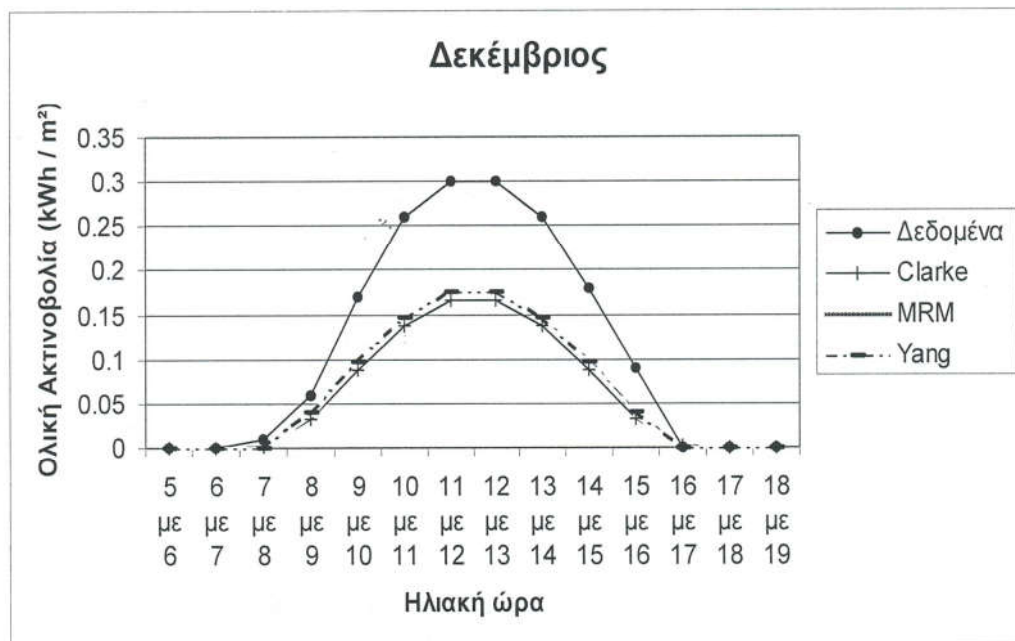
Μετά τον προγραμματισμό των αντιστοιχών υπολογιστικών μοντέλων που επιλέχθηκαν ακολούθησε η εξαγωγή αποτελεσμάτων και η σύγκριση τους με τιμές από τη βιβλιογραφία. Χαρακτηριστικό είναι το γεγονός ότι και τα τρία μοντέλα που επιλέχθηκαν παρουσίασαν αξιοσημείωτη απόκλιση σε σχέση με τις πινακοποιημένες τιμές ή τις τιμές των μετρήσεων. Σε γενικές γραμμές αυτά τα μοντέλα είχαν μεγαλύτερες αποκλίσεις κατά τους χειμερινούς μήνες και ιδιαίτερα κατά το μήνα Δεκέμβριο, όπως φαίνεται και από το παρακάτω διάγραμμα για την περιοχή της Αθήνας:



Διάγραμμα 6.16: Λόγος απόκλισης αποτελεσμάτων υπολογιστικών μοντέλων σε σύγκριση με τις τιμές πίνακα για την τυπική μέρα του Δεκεμβρίου για την Αθήνα.

Ο λόγος απόκλισης στο παραπάνω αλλά και σε όλα τα διαγράμματα που θα ακολουθήσουν ορίζεται ως ο λόγος της πινακοποιημένης τιμής μείον την τιμή του μοντέλου για την αντίστοιχη ώρα της τυπικής ημέρας του μήνα προς το συνολικό άθροισμα της ολικής ακτινοβολίας για την ίδια ημέρα. Αυτό έγινε γιατί ο κλασικός τύπος της σχετικής απόκλισης, δηλαδή η διαφορά της υπολογισμένης από την πινακοποιημένη τιμή προς την πινακοποιημένη τιμή, έδινε για ορισμένες ώρες ποσοστό μεγαλύτερο από το 100 % αφού τα μοντέλα έβγαζαν τιμές αλλά οι πίνακες για τις αντίστοιχες ώρες έδιναν τιμή ακτινοβολίας ίση με μηδέν. Έτσι η απόκλιση της εκάστοτε ώρας υπολογισμού υπολογίζεται ως ποσοστό του αθροίσματος της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε μια επιφάνεια για την τυπική ημέρα ενός μήνα.

Το αντίστοιχο διάγραμμα που παρουσιάζει τα αποτελέσματα των μοντέλων σε σύγκριση με τα δεδομένα παρουσιάζεται παρακάτω:



Διάγραμμα 6.17: Σύγκριση αποτελεσμάτων υπολογιστικών μοντέλων και πινάκων για την τυπική ημέρα του Δεκεμβρίου για την Αθήνα.

Αντίστοιχα η σύγκριση των αποτελεσμάτων των υπολογιστικών μοντέλων με τους πίνακες για το μήνα Ιούνιο φαίνεται στο διάγραμμα 6.19.

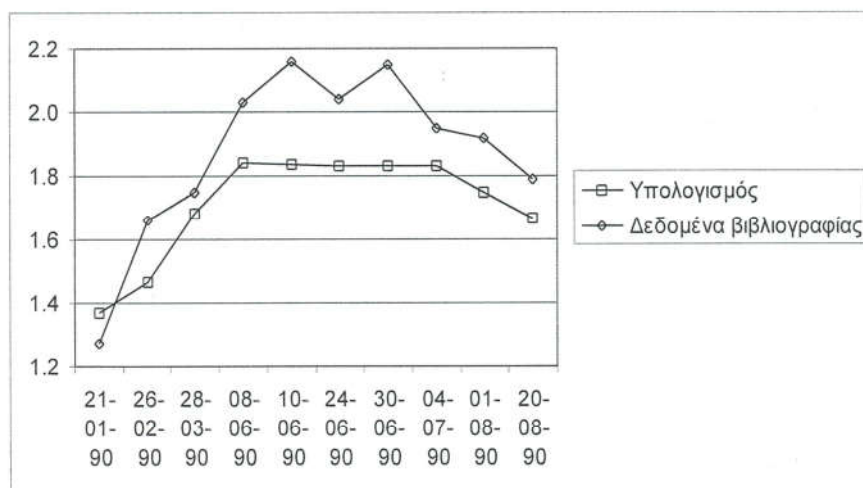
Γενικά, εκτός από τους χειμερινούς μήνες Νοέμβριο, Δεκέμβριο και Ιανουάριο, το μοντέλο του Clarke έδινε καλύτερες προσεγγίσεις των μετρημένων τιμών σε σχέση με τα μοντέλα των MRM και Yang. Από τα δυο τελευταία αυτό που προσεγγίζει καλύτερα τις τιμές των πινάκων είναι το μοντέλο MRM με μικρή διάφορα. Για το μοντέλο του Clarke δεν υπάρχουν στη βιβλιογραφία συγκρίσεις με μετρημένες τιμές ώστε να γνωρίζουμε ακριβώς ποια είναι η απόδοση του. Ωστόσο η φιλοσοφία του, δηλαδή η υιοθέτηση κάθε φορά της καλύτερης σχέσης για την αντίστοιχη διαπερατότητα, προδιαθέτει για καλή ακρίβεια.

Από την άλλη πλευρά, δε μπόρεσε να επαληθευτεί η ακρίβεια των μοντέλων των MRM και Yang, αν και αυτά σε διάφορες δημοσιεύσεις αναδεικνύονται ως τα καλύτερα (Gueymard 2003a, Gul et al 1998, Muneer and Gul 1999). Πιθανός λόγος απόκλισης για το μοντέλο MRM, ιδιαίτερα για τους χειμερινούς μήνες, είναι το γεγονός ότι η βιβλιογραφία δίνει άλλες τιμές για τους συντελεστές των διαπερατοτήτων σε συννεφιασμένο ουρανό και δε χρησιμοποιεί τον τύπο με τη νεφοκάλυψη. Η νεφοκάλυψη ειδικά αποτελεί παράγοντα αβεβαιότητας τόσο λόγω του τρόπου εκτίμησής της όσο και λόγω της παρούσας θεώρησης ότι παραμένει σταθερή κατά τη διάρκεια του μήνα και της ημέρας. Μεγαλύτερη ακρίβεια στην ενσωμάτωση αυτών των παραγόντων στα μοντέλα μπορεί να δώσει αποτελέσματα καλύτερης ακρίβειας. Γεγονός που ενισχύει την παραπάνω άποψη είναι ότι σύγκριση υπολογισμών του αλγορίθμου με στοιχεία της βιβλιογραφίας (Kambezidis et al 1997) για ημέρες χωρίς νεφοκάλυψη έδειξε παρόμοια αποτελέσματα με τα αποτελέσματα των υπολογισμών. Πιο συγκεκριμένα από τη συγκεκριμένη δημοσίευση επιλέχθηκαν εκείνες οι ημέρες για τις οποίες υπήρχαν μετρημένες τιμές για κεκλιμένο επίπεδο 50° στην περιοχή του Εθνικού Αστεροσκοπείου Αθηνών. Αυτές οι ημέρες, μαζί με τις μέσες ημερήσιες τιμές ολικής ηλιακής ακτινοβολίας και τα αποτελέσματα του υπολογιστικού μοντέλου MRM για τις ίδιες ημέρες που δίνει η βιβλιογραφία, παρουσιάζονται στον παρακάτω πίνακα. Από τον πίνακα και το αντίστοιχο διάγραμμα που ακολουθεί βλέπει κανείς ότι τουλάχιστον ως προς την τάση

της καμπύλης υπάρχει μια σχέση μεταξύ των υπολογισμών και των δεδομένων. Να σημειωθεί ότι για αυτά τα δεδομένα ο Καμπεζίδης δίνει μια απόκλιση του μοντέλου MRM σε σχέση με τις πραγματικές μετρήσεις μικρότερη από 10 %, ειδικά για τις ημέρες με καθαρό ουρανό.

Ημερομηνία	Δεδομένα (σε MJ / m ²)	Υπολογισμοί (σε MJ / m ²)
21/01/90	1,27	1,36915
26/02/90	1,66	1,46835
28/03/90	1,75	1,67988
08/06/90	2,03	1,60623
10/06/90	2,16	1,60391
24/06/90	2,04	1,59680
30/06/90	2,15	1,59887
04/07/90	1,95	1,5967
01/08/90	1,92	1,64136
20/08/90	1,79	1,66606

Πίνακας 6.4: Σύγκριση δεδομένων βιβλιογραφίας και υπολογισμών με μοντέλο MRM για διάφορες ημέρες με καθαρό ουρανό (σε MJ / m²).

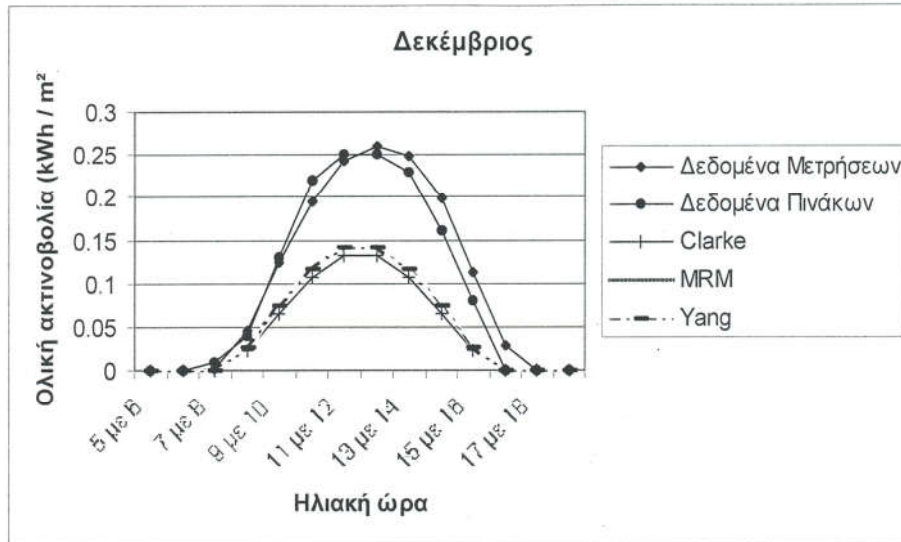


Διάγραμμα 6.20: Σύγκριση δεδομένων βιβλιογραφίας και υπολογισμών με μοντέλο MRM για διάφορες ημέρες με καθαρό ουρανό.

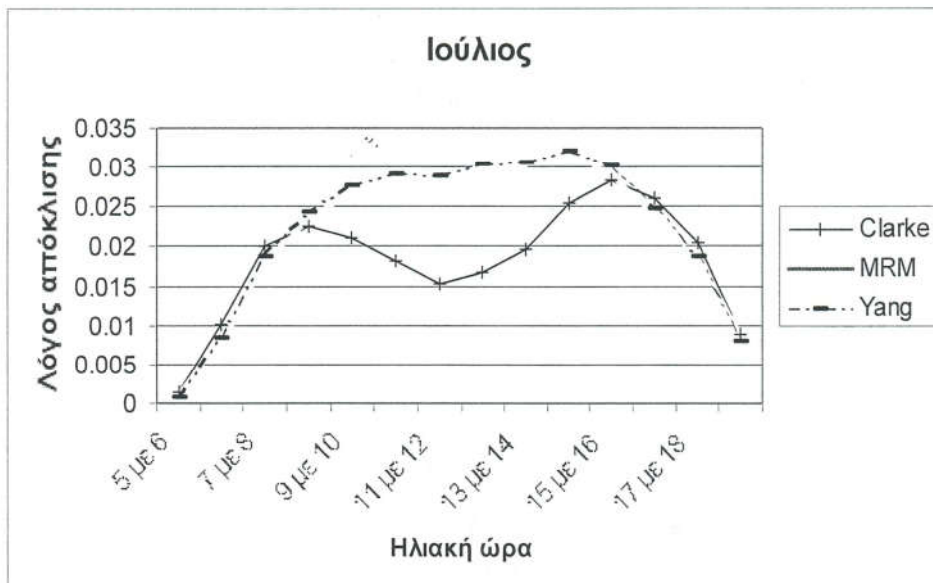
Κάποιες από τις παραπάνω συγκρίσεις δίνουν απόκλιση μεγαλύτερη του 10 %. Αν όμως θεωρήσει κανείς ότι η τάση και η μορφή της καμπύλης των αποτελεσμάτων του υπολογισμού με το μοντέλο MRM είναι αποτέλεσμα του συγκεκριμένου αλγόριθμου που χρησιμοποιήθηκε, και ότι το τελικό αποτέλεσμα, δηλαδή το κατά πόσο κοντά ή μακριά από τις μετρήσεις θα βρίσκεται αυτή η καμπύλη, είναι συνάρτηση των δεδομένων εισόδου, τότε μπορεί εύκολα να καταλήξει στο συμπέρασμα ότι οι συγκεκριμένες αποκλίσεις επηρεάζονται άμεσα από την ποιότητα των δεδομένων και την ακρίβεια τους, ειδικά όταν η βιβλιογραφία αναφέρει (Kambezidis et al 1997) ότι οι υπολογισμοί με τους οποίους υπάρχει απόκλιση μικρότερη του 10 % έγιναν με δεδομένα και υπολογισμούς ανά λεπτό ενώ ο παρών υπολογισμός έγινε με μέσες μηνιαίες τιμές. Αυτό πιθανώς να σημαίνει ότι οι αποκλίσεις προέρχονται από ελλείψεις των κατάλληλων στοιχείων που θα προσδώσουν μεγαλύτερη ακρίβεια στα υπολογιστικά μοντέλα και ότι ως αλγόριθμος δεν παρουσιάζει πρόβλημα απλά δεν υπήρχαν τα επαρκή δεδομένα εισόδου για την επαλήθευση του.

Άλλη πιθανή αιτία δημιουργίας λαθών είναι ο τρόπος εύρεσης των τιμών. Λόγω έλλειψης των αντίστοιχων δεδομένων αλλά και λόγω ευκολότερης απόκτησης μέσω τιμών, οι υπολογισμοί έγιναν κάθε φορά για τις τυπικές ημέρες κάθε μήνα. Στην βιβλιογραφία για το μοντέλο MRM (Kambezidis et al 1997) αναφέρεται ότι οι υπολογισμοί γίνονται για κάθε λεπτό της ώρας και με χρονική ολοκλήρωση προκύπτουν οι μέσες τιμές της ημέρας. Για να γίνει αυτό εξυπακούεται ότι υπάρχουν τα αντίστοιχα δεδομένα εισόδου υγρασίας, πίεσης, θερμοκρασίας, νεφοκάλυψης κ.λπ. για τον υπολογισμό των τιμών ανά λεπτό. Τέτοια ποσότητα και ακρίβεια δεδομένων δυστυχώς λείπουν από την παρούσα εργασία ώστε να μπορεί να επαληθεύσει τους παραπάνω υπολογισμούς. Επειδή οι υπολογισμοί δείχνουν τα μοντέλα MRM και Yang να έχουν παραπλήσιες τιμές για το σύνολο των μηνών που υπολογίστηκαν, οι παραπάνω πιθανές αιτίες και πηγές λαθών ισχύουν και για το μοντέλο Yang όπως αυτές περιγράφηκαν για το μοντέλο MRM.

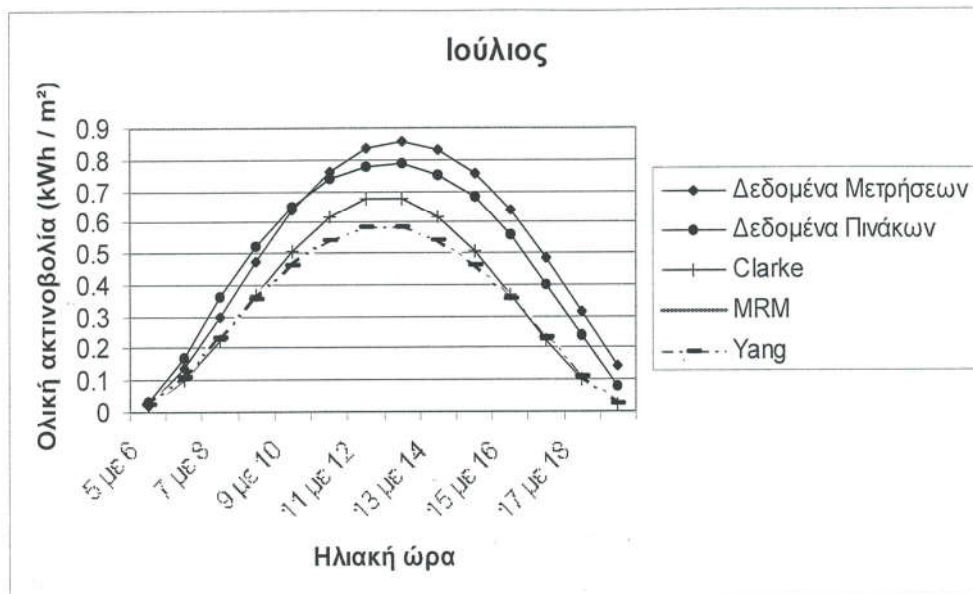
Αντίστοιχα αποτελέσματα παίρνουμε για σύγκριση των υπολογισμών με τα δεδομένα και τις μετρήσεις για την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Γενικά, εκτός από τους χειμερινούς μήνες Νοέμβριο, Δεκέμβριο και Ιανουάριο, το μοντέλο του Clarke έδινε καλύτερες



Διάγραμμα 6.22: Σύγκριση αποτελεσμάτων υπολογιστικών μοντέλων, πινάκων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Δεκεμβρίου για τη Θεσσαλονίκη.



Διάγραμμα 6.23: Λόγος απόκλισης αποτελεσμάτων υπολογιστικών μοντέλων σε σύγκριση με τις τιμές πίνακα για την τυπική ημέρα του Ιουλίου για τη Θεσσαλονίκη.



Διάγραμμα 6.24: Σύγκριση αποτελεσμάτων υπολογιστικών μοντέλων, πινάκων και μετρήσεων για την τυπική ημέρα του Ιουλίου για τη Θεσσαλονίκη.

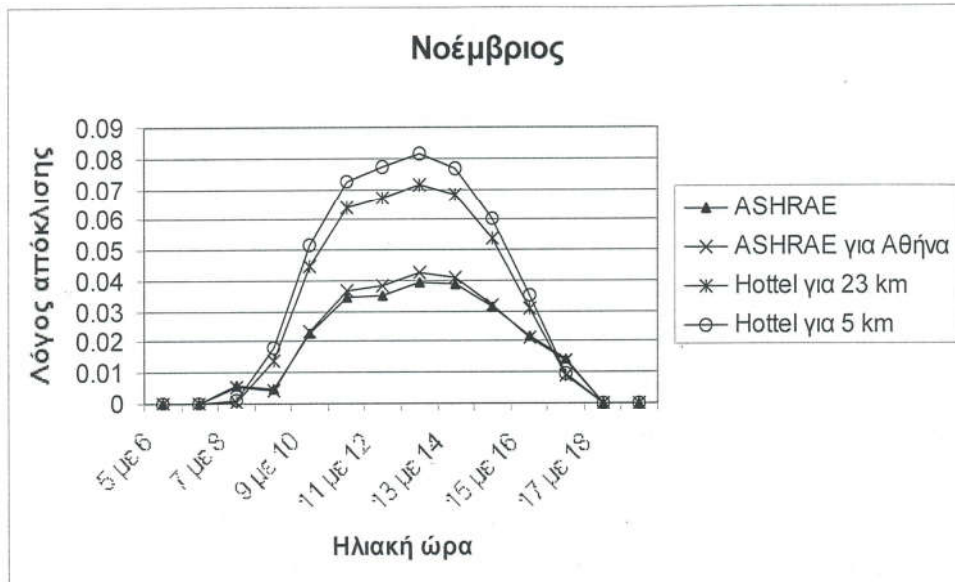
6.4 Σύγκριση εμπειρικών μοντέλων με τιμές από τη βιβλιογραφία

Τα εμπειρικά μοντέλα που τελικά επιλέχθηκαν για το υπολογιστικό κομμάτι της εργασίας απέδωσαν σχετικά καλά και στις περισσότερες περιπτώσεις καλύτερα από τα αντίστοιχα υπολογιστικά μοντέλα. Μερικοί λόγοι για αυτό παρουσιάστηκαν στην προηγούμενη παράγραφο. Επειδή εδώ έχουμε περισσότερα μοντέλα θα αναφερθούμε εκτενέστερα στη συμπεριφορά του καθενός αλλά και γενικά.

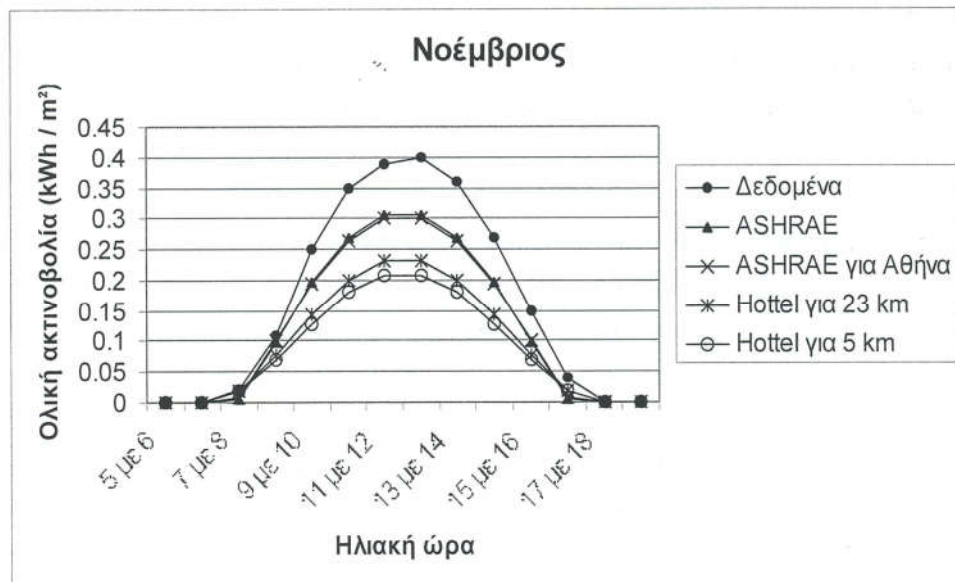
Από όλα τα εμπειρικά μοντέλα που υπολογίσθηκαν την καλύτερη συμπεριφορά από όλα την είχε το μοντέλο της ASHRAE. Εντύπωση προκαλεί το γεγονός ότι το μοντέλο της ASHRAE με τους συντελεστές για την Αμερική αποδίδει λίγο καλύτερα σε σχέση με το μοντέλο της ASHRAE με τους συντελεστές που τροποποιήθηκαν στο Ε. Μ. Π. Πιθανώς

αυτό να συμβαίνει εξαιτίας της αριθμητικής παρεμβολής που πραγματοποιήθηκε. Επίσης οι συντελεστές που δίνει ο Αντωνόπουλος είναι συνάρτηση της ημέρας ενώ στην παρούσα μελέτη οι υπολογισμοί έγιναν μόνο για την τυπική ημέρα του μήνα. Επίσης η βιβλιογραφία δεν αναφέρει αν το μοντέλο έχει δοκιμαστεί σε περιπτώσεις νεφοκάλυψης όπως π.χ. το μοντέλο MRM. Πιθανώς η γνώση όλων των παραπάνω να βελτιώσει τη συμπεριφορά του μοντέλου της ASHRAE με τους διορθωμένους συντελεστές. Πάντως το μοντέλο της ASHRAE με τους διορθωμένους συντελεστές είναι σε κάθε περίπτωση είναι πιο κοντά στις τιμές των πινάκων από το μοντέλο του Hottel. Το μοντέλο με τους μεγαλύτερους λόγους απόκλισης για κάθε μήνα είναι το μοντέλο του Hottel με διορθωμένους συντελεστές για μειωμένη ορατότητα ατμόσφαιρας στα 5 km.

Γενικά τα εμπειρικά μοντέλα συμπεριφέρονται παρόμοια κάθε μήνα. Εντύπωση προκαλεί το γεγονός ότι ο καλύτερος (Ιανουάριος) και ο χειρότερος μήνας (Νοέμβριος) για την περιοχή της Αθήνας βρίσκονται πολύ κοντά μεταξύ τους. Για το μήνα Νοέμβριο και την περιοχή της Αθήνας, το μοντέλο που πλησιάζει περισσότερο τις πινακοποιημένες τιμές είναι το μοντέλο της ASHRAE. Την ώρα του ηλιακού μεσημεριού έχει μια απόκλιση που αγγίζει το 4 % ενώ το μοντέλο με το μεγαλύτερο λόγο απόκλισης, το μοντέλο του Hottel για περιορισμένη ορατότητα 5 km, παρουσιάζει για τον ίδιο μήνα και την ίδια ώρα απόκλιση της τάξης του 8,2%. Τα διαγράμματα των λόγων απόκλισης των εμπειρικών μοντέλων για το μήνα Νοέμβριο όπως επίσης και το διάγραμμα σύγκρισης των υπολογισμών με τις τιμές των πινάκων φαίνονται στα διαγράμματα 6.25 και 6.26 παρακάτω.



Διάγραμμα 6.25: Λόγος απόκλισης αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων σε σύγκριση με τις πινακοποιημένες τιμές για την τυπική ημέρα του Νοέμβριου για την Αθήνα.



Διάγραμμα 6.26: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και πινάκων για την τυπική ημέρα του Νοέμβριου για την Αθήνα.

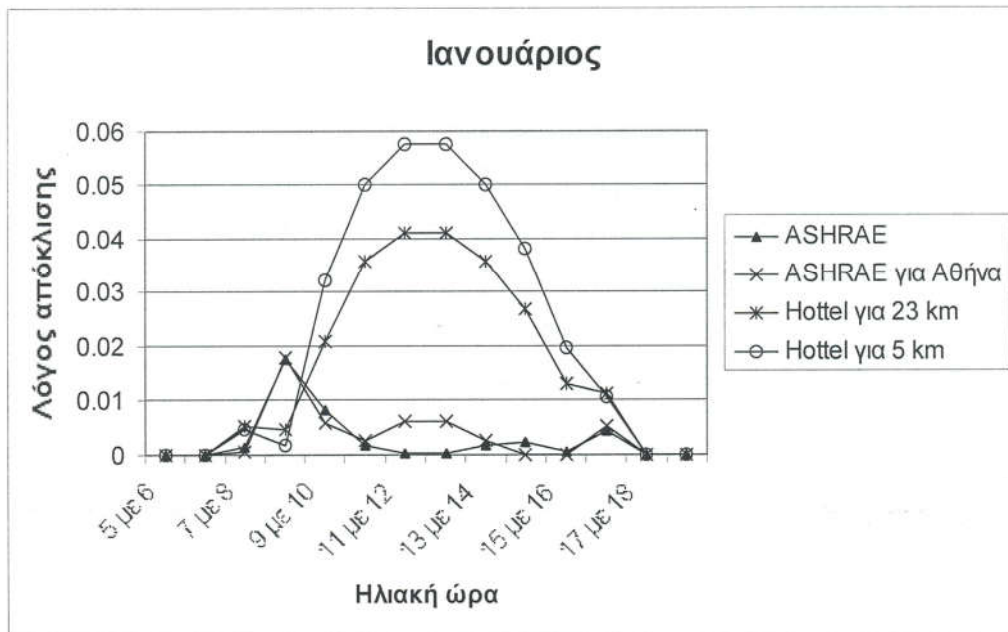
Ο καλύτερος μήνας σε σχέση με το λόγο απόκλισης είναι για τα εμπειρικά μοντέλα ο μήνας Ιανουάριος για την περιοχή της Αθήνας. Για αυτό το μήνα το μοντέλο της ASHRAE κατά τη διάρκεια του ηλιακού μεσημεριού υπολογίζει ακριβώς την ολική ακτινοβολία που προσπίπτει σε ένα οριζόντιο επίπεδο. Ακόμα και το μοντέλο του Hottel για μειωμένη ορατότητα, έχει μια απόκλιση της τάξης του 5,7 %, αλλά αυτή είναι σε κάθε περίπτωση πολύ καλύτερη από την απόκλιση που εμφανίζει για το ίδιο μήνα το υπολογιστικό μοντέλο με το μικρότερο λόγο απόκλισης, που είναι το μοντέλο MRM με απόκλιση 6,4 % για την ίδια ώρα. Στην επόμενη σελίδα παρουσιάζονται το διάγραμμα 6.27 των λόγων απόκλισης των εμπειρικών μοντέλων για το μήνα Ιανουάριο και το διάγραμμα 6.28 σύγκρισης των υπολογισμών με τις τιμές των πινάκων.

Μια καινούρια εκτίμηση των συντελεστών του μοντέλου της ASHRAE για την περιοχή της Αθήνας ή του ελλαδικού χώρου γενικότερα θα μπορούσε να βελτιώσει κατά πολύ την απόδοση του μοντέλου της ASHRAE. Το μοντέλο του Hottel, όπως περιγράφηκε παραπάνω, είναι μοντέλο καθαρής ατμόσφαιρας με ορατότητα 23 km και γι' αυτό το λόγο χάνει λογικά στον υπολογισμό μέσω μηνιαίων τιμών, εφόσον η νεφοκάλυψη είναι αναπόφευκτη κατά την περίοδο ενός μήνα. Σύγκριση με τιμές της βιβλιογραφίας για καθαρή ατμόσφαιρα (Duffie and Beckman 1991) έδειξαν καλή προσέγγιση του μοντέλου. Στην ίδια παραπομπή μπορεί να βρει κανείς μια υποσημείωση η οποία αναφέρει ότι αυτό το μοντέλο έχει μεγάλη απόκλιση όταν υπάρχει νεφοκάλυψη.

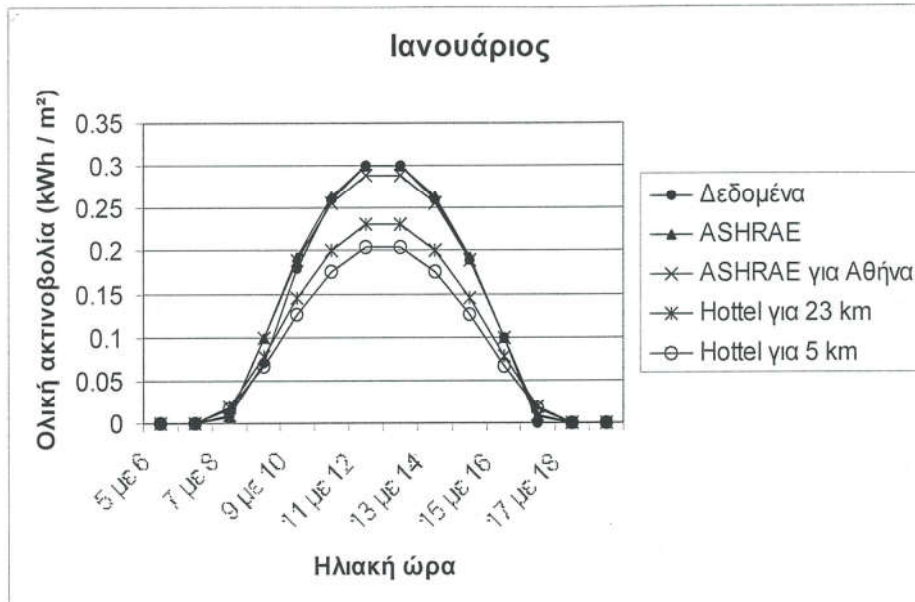
Το τελευταίο μοντέλο από πλευράς απόδοσης αυτής της σύγκρισης, το μοντέλο του Hottel για μειωμένη ορατότητα 5 km μάλλον δε προσομοιάζει με τον καλύτερο τρόπο την ατμόσφαιρα της Αθήνας, αν και έχει βεβαρημένη ατμόσφαιρα, και έτσι δεν ενδείκνυται για την εξαγωγή ασφαλών συμπερασμάτων και υπολογισμών.

Επίσης στις επόμενες σελίδες παρουσιάζονται κάποια ενδεικτικά διαγράμματα που παρουσιάζουν τους υπολογισμούς όλων των μοντέλων σε σύγκριση με τις τιμές των πινάκων για τον ενδιάμεσο μήνα κάθε εποχής, δηλαδή για τον Ιανουάριο, τον Απρίλιο, τον Ιούλιο και τον Οκτώβριο για την περιοχή της Αθήνας. Εδώ φαίνεται καθαρά η προσέγγιση των μετρημένων τιμών από τα μοντέλα την άνοιξη και ακόμα περισσότερο

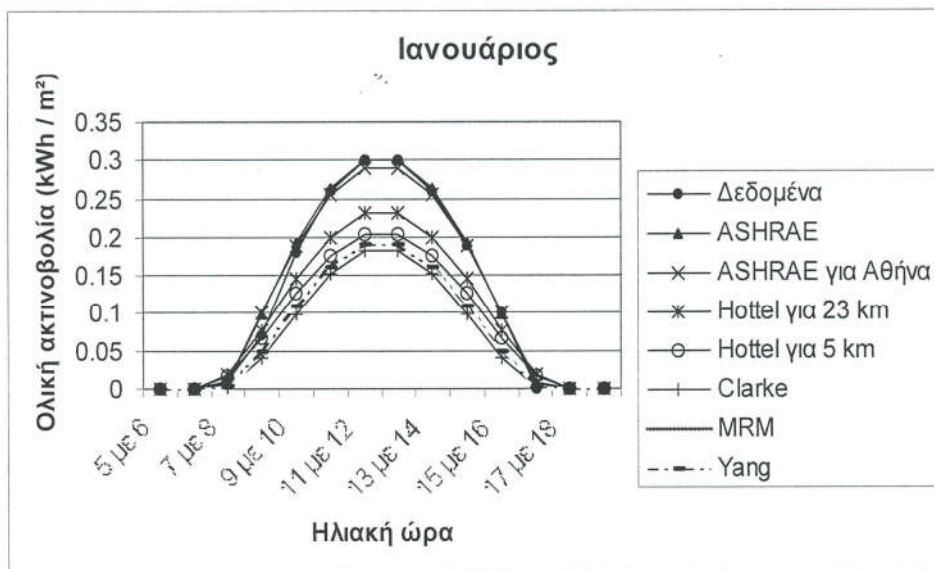
το καλοκαίρι και η απόκλιση τους το φθινόπωρο και το χειμώνα, ιδιαίτερα για τα υπολογιστικά μοντέλα.



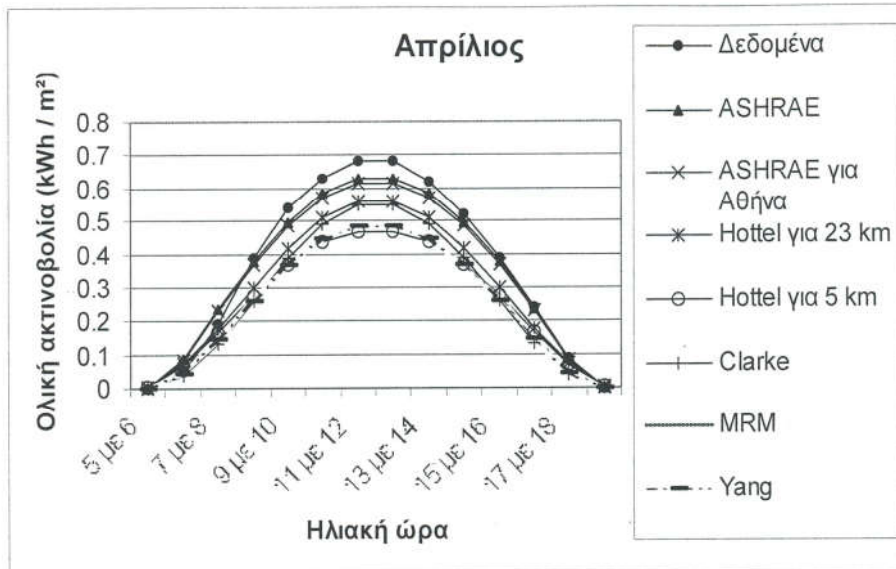
Διάγραμμα 6.27: Λόγος απόκλισης αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων σε σύγκριση με τις τιμές πίνακα για την τυπική ημέρα του Ιανουαρίου για την Αθήνα.



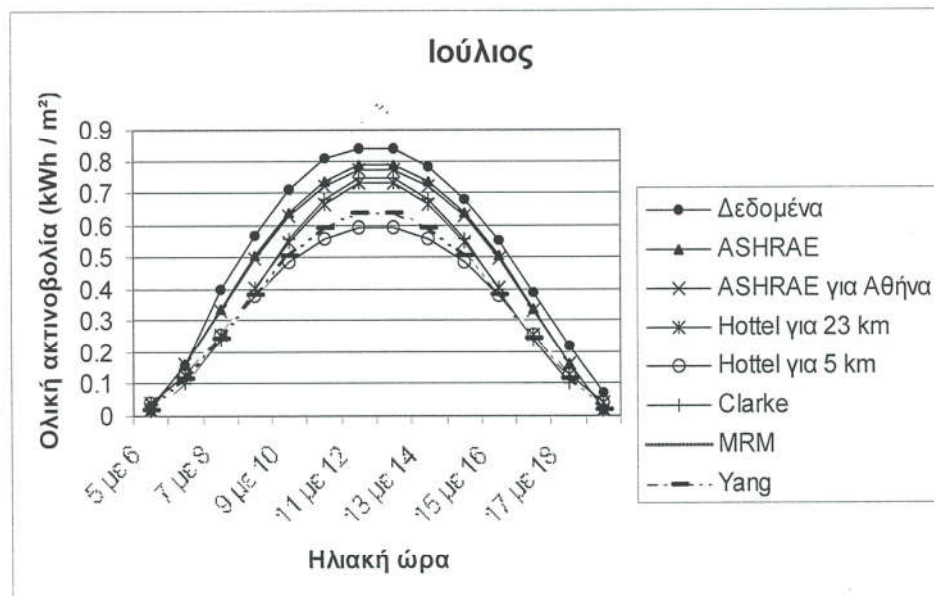
Διάγραμμα 6.28: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων και πινάκων για την τυπική ημέρα του Ιανουαρίου για την Αθήνα.



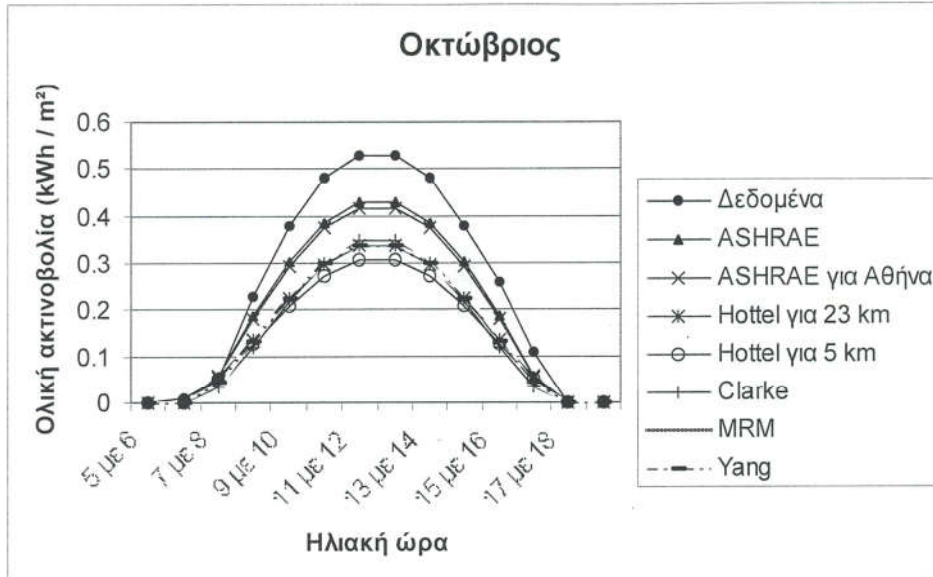
Διάγραμμα 6.29: Υπολογιστικά και εμπειρικά μοντέλα για την περιοχή της Αθήνας για την τυπική ημέρα του Ιανουαρίου.



Διάγραμμα 6.30: Υπολογιστικά και εμπειρικά μοντέλα για την περιοχή της Αθήνας για την τυπική ημέρα του Απριλίου.



Διάγραμμα 6.31: Υπολογιστικά και εμπειρικά μοντέλα για την περιοχή της Αθήνας για την τυπική ημέρα του Ιουλίου.

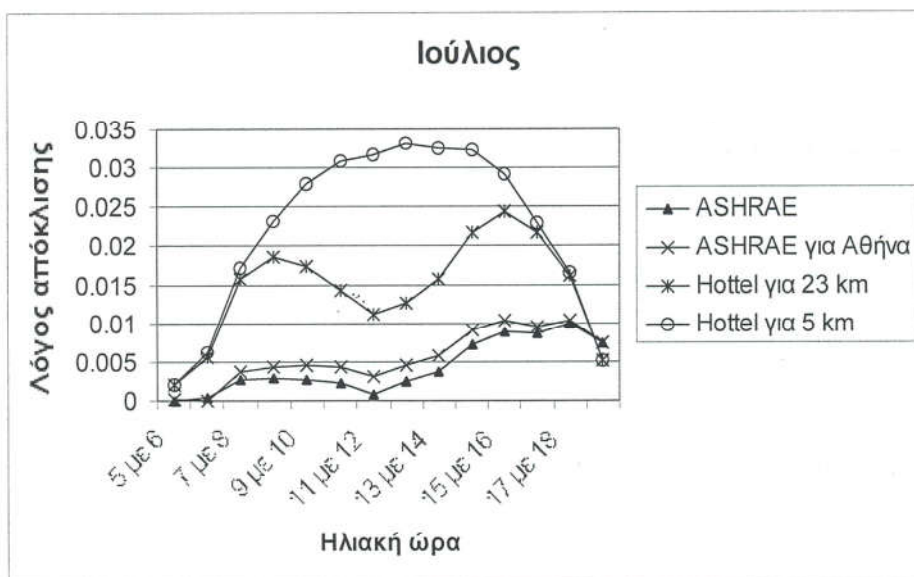


Διάγραμμα 6.32: Υπολογιστικά και εμπειρικά μοντέλα για την περιοχή της Αθήνας για την τυπική ημέρα του Οκτωβρίου.

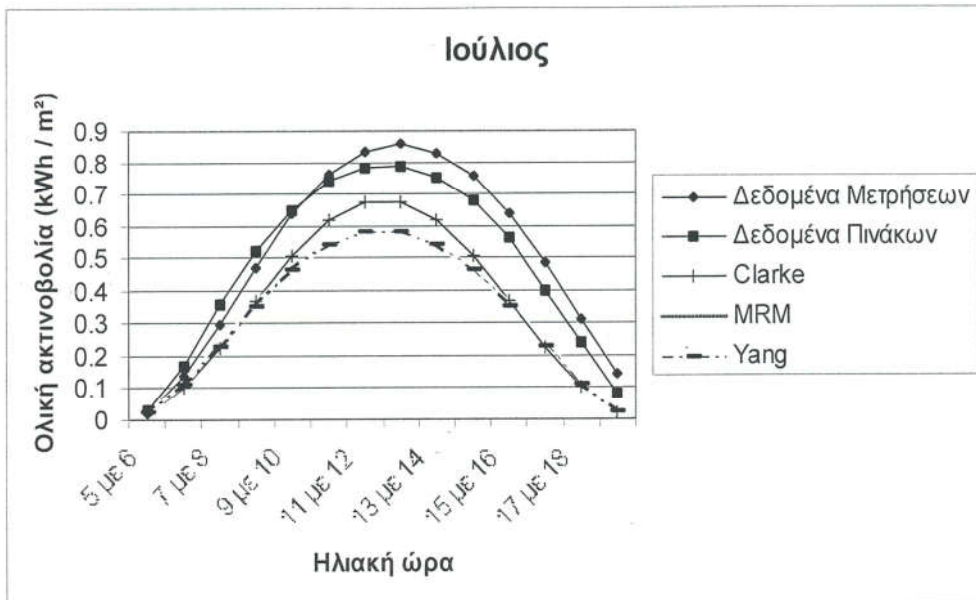
Η απόδοση των εμπειρικών μοντέλων υπολογισμού της ηλιακής ακτινοβολίας για την περιοχή της Θεσσαλονίκης διαφοροποιείται σε σχέση με την Αθήνα. Εδώ ο καλύτερος μήνας από άποψη λόγου απόκλισης είναι ο μήνας Ιούλιος με τη μεγαλύτερη απόκλιση να την έχει το μοντέλο του Hottel για ορατότητα 5 km με 3,3 % και το μοντέλο της ASHRAE να έχει τη μικρότερη απόκλιση με 0,34 % για την ώρα του ηλιακού μεσημεριού.

Όπως και στην περιοχή της Αθήνας έτσι και στην περιοχή της Θεσσαλονίκης, ο χειρότερος μήνας απόδοσης για τα υπολογιστικά μοντέλα είναι ο Νοέμβριος. Το μοντέλο της ASHRAE για αυτό το μήνα έχει τη μικρότερη απόκλιση με 3,5 % ενώ το μοντέλο του Hottel για ορατότητα 5 km την ίδια ώρα παρουσιάζει απόκλιση 8,2 %. Και εδώ οι λόγοι απόκλισης προέκυψαν έπειτα από σύγκριση με τις τιμές πινάκων και όχι με αυτές των μετρήσεων. Στα διαγράμματα που παρουσιάζουν τα αποτελέσματα των υπολογισμών υπάρχουν και οι τιμές των μετρήσεων.

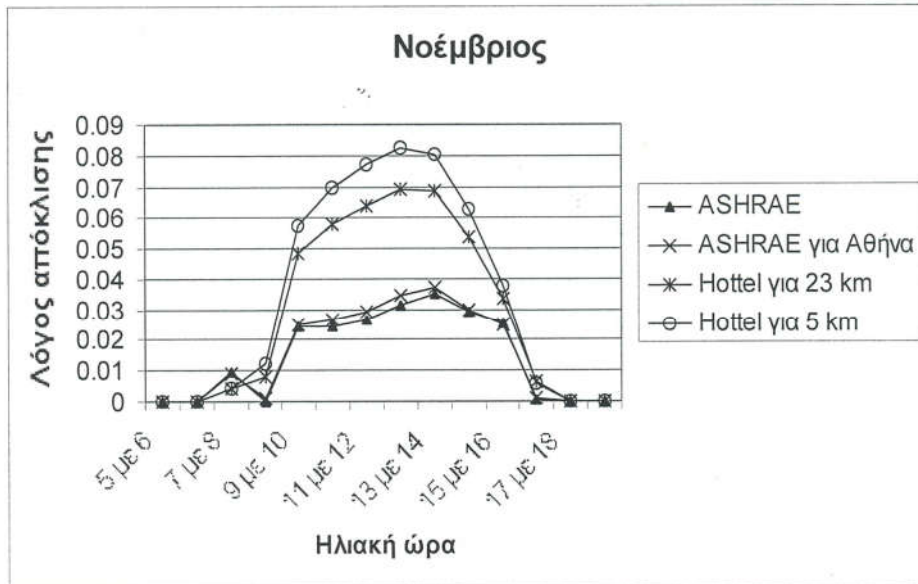
Οι επόμενες σελίδες παρουσιάζουν κατ' αρχήν τους λόγους απόκλισης και τις τιμές υπολογισμού για τους μήνες Ιούλιο και Νοέμβριο, τον καλύτερο και χειρότερο αντίστοιχα για την περιοχή της Θεσσαλονίκης. Επιπλέον υπάρχουν και διαγράμματα για τους μήνες Ιανουάριο, Απρίλιο, Ιούνιο και Οκτώβριο τα οποία περιλαμβάνουν όλα τα μοντέλα που εξετάστηκαν στην παρούσα μελέτη ώστε να υπάρχει σύγκριση μεταξύ των αντίστοιχων τιμών για Αθήνα και Θεσσαλονίκη. Εδώ επιλέγεται ο Ιούνιος και όχι ο Ιούλιος επειδή αυτός έχει παρουσιαστεί ήδη ως ο καλύτερος μήνας από άποψη λόγου απόκλισης. Γίνεται και για την περιοχή της Θεσσαλονίκης φανερό ότι υπάρχει μια προσέγγιση των πινακοποιημένων τιμών κατά τους καλοκαιρινούς μήνες και μια έντονη τάση απόκλισης κατά τους χειμερινούς μήνες.



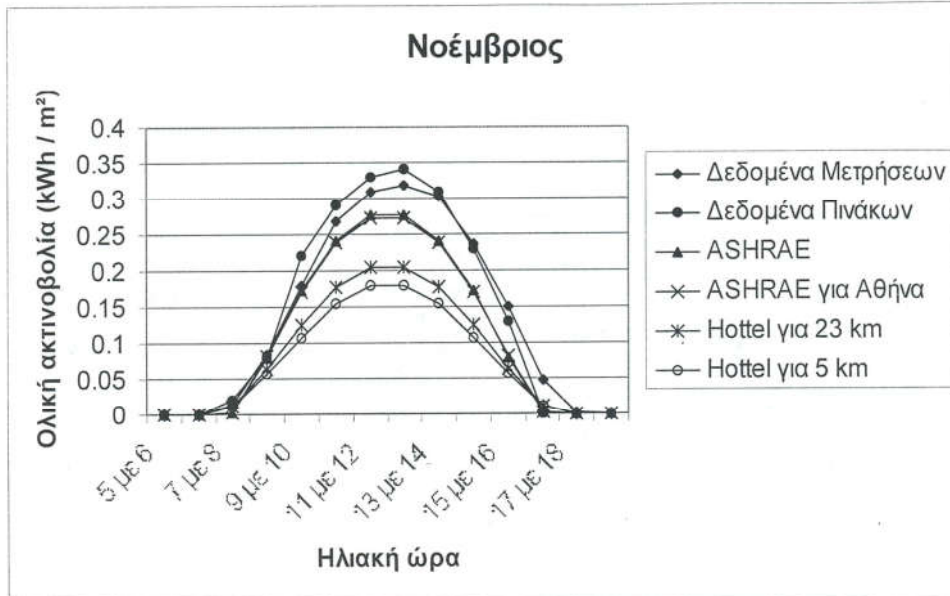
Διάγραμμα 6.33: Λόγος απόκλισης αποτελεσμάτων υπολογιστικών μοντέλων σε σύγκριση με τις πινακοποιημένες τιμές για την τυπική ημέρα του Ιουλίου για τη Θεσσαλονίκη.



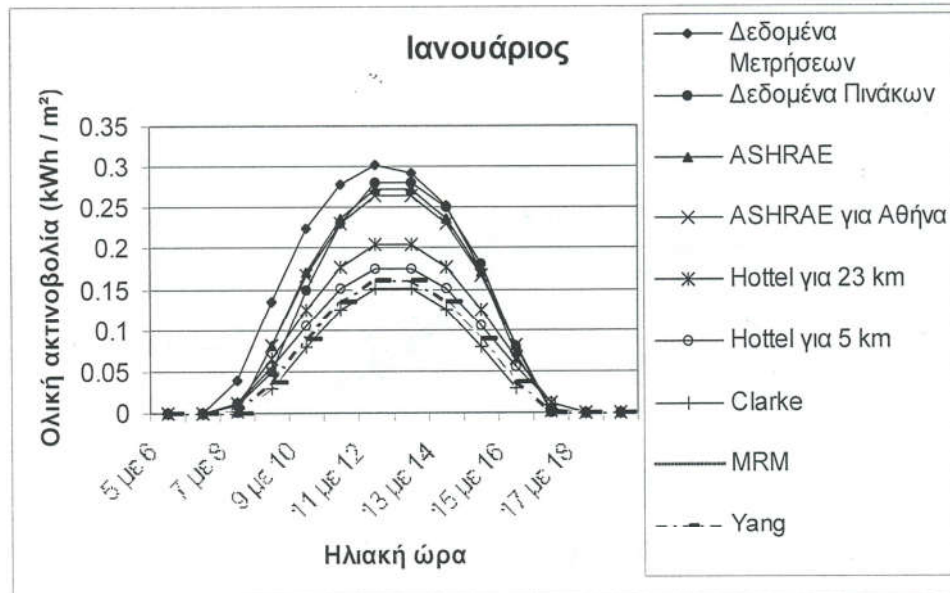
Διάγραμμα 6.34: Σύγκριση αποτελεσμάτων υπολογιστικών μοντέλων, μετρήσεων και πινάκων για την τυπική ημέρα του Ιουλίου για τη Θεσσαλονίκη.



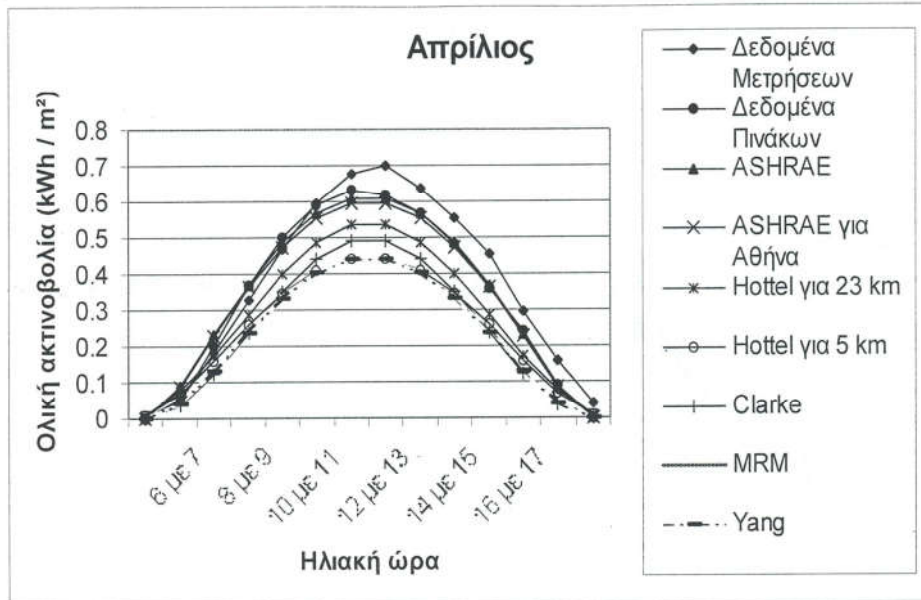
Διάγραμμα 6.35: Λόγος απόκλισης αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων σε σύγκριση με τις τιμές πίνακα για την τυπική ημέρα του Νοέμβριου για τη Θεσσαλονίκη.



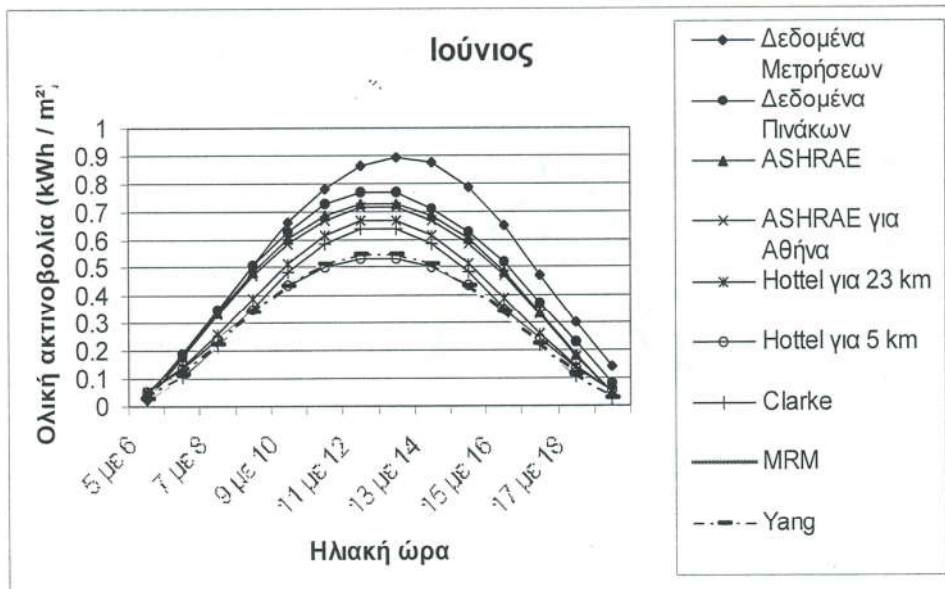
Διάγραμμα 6.36: Σύγκριση αποτελεσμάτων εμπειρικών μοντέλων, μετρήσεων και πινάκων για την τυπική ημέρα του Νοέμβριου για τη Θεσσαλονίκη.



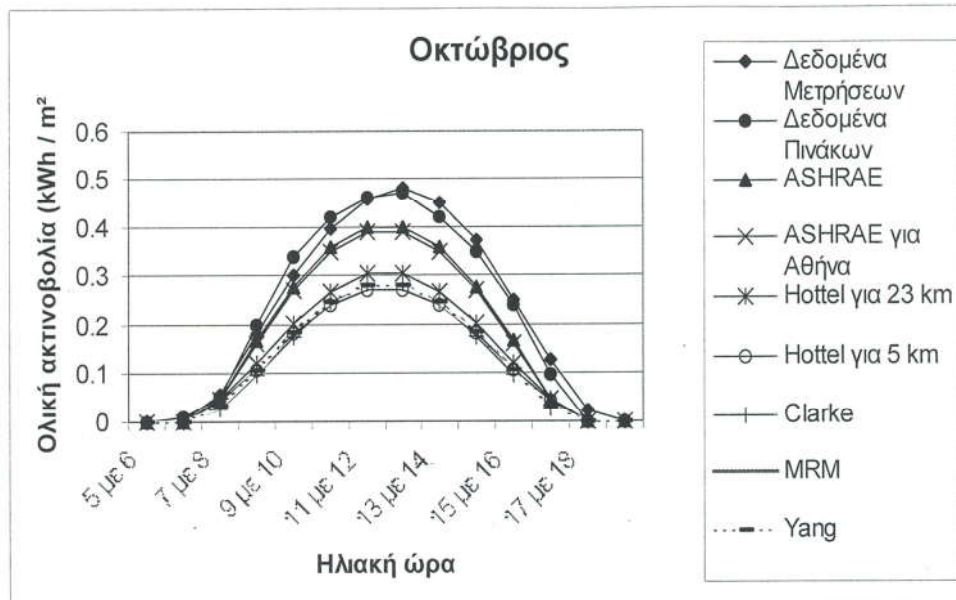
Διάγραμμα 6.37: Υπολογιστικά και εμπειρικά μοντέλα για την περιοχή της Θεσσαλονίκης για την τυπική ημέρα του Ιανουαρίου.



Διάγραμμα 6.38: Υπολογιστικά και εμπειρικά μοντέλα για την περιοχή της Θεσσαλονίκης για την τυπική ημέρα του Απριλίου.



Διάγραμμα 6.39: Υπολογιστικά και εμπειρικά μοντέλα για την περιοχή της Θεσσαλονίκης για την τυπική ημέρα του Ιουνίου.



Διάγραμμα 6.40: Υπολογιστικά και εμπειρικά μοντέλα για την περιοχή της Θεσσαλονίκης για την τυπική ημέρα του Οκτωβρίου.

6.5 Υπολογισμός ηλιακής ακτινοβολίας για κεκλιμένο επίπεδο τυχαίου προσανατολισμού

Επόμενο στάδιο της εργασίας είναι η επιλογή ενός μοντέλου και ο υπολογισμός της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε ένα επίπεδο τυχαίου προσανατολισμού σύμφωνα με αυτό το μοντέλο. Απαραίτητη προϋπόθεση θα είναι η οικουμενικότητα αυτού του μοντέλου, δηλαδή η δυνατότητα χρησιμοποίησής του για οποιοδήποτε γεωγραφικό πλάτος, οποιοδήποτε υψόμετρο και οποιοσδήποτε ατμοσφαιρικές συνθήκες. Με τις πιο πάνω απαιτήσεις αμέσως αποκλείστηκαν τα υπολογιστικά μοντέλα, τα οποία απαιτούν πλήθος δεδομένων εισόδου για την πραγματοποίηση των αντίστοιχων υπολογισμών. Έχοντας λοιπόν ως δεδομένο τα εμπειρικά μοντέλα, μονόδρομος ήταν η επιλογή του μοντέλου της ASHRAE το οποίο ανταποκρίθηκε ικανοποιητικά στη σύγκριση του με τις μετρημένες τιμές για δυο πόλεις της Ελλάδας. Για να χρησιμοποιηθεί όμως αυτό το

μοντέλο στη συνέχεια θεωρήθηκε ότι οι συντελεστές που δίνει η ASHRAE θα ικανοποιούν την τοποθεσία του τόπου. Έτσι δε θα χρειαστεί η εύρεση νέων τιμών για τη φαινόμενη ακτινοβολία A και τους συντελεστές ατμοσφαιρικής απόσβεσης και διάχυτης ακτινοβολίας B και C αντίστοιχα, και η μόνη παράμετρος που θα άλλαζε ανάλογα με τον τόπο θα είναι το γεωγραφικό πλάτος μέσω της γωνίας ζενίθ.

Οι υπολογισμοί που έγιναν στο προηγούμενο κομμάτι της εργασίας κάλυψαν τον ελλαδικό χώρο. Οι τοποθεσίες που επιλέχθηκαν να αναλυθούν σε αυτό το μέρος έχουν γεωγραφικό πλάτος 5° και 30° . Για κάθε γεωγραφικό πλάτος υπολογίστηκαν οι τιμές ηλιακής ακτινοβολίας για προσανατολισμούς επιπέδου βόρειους και νότιους. Οπότε ένα επίπεδο με νότιο προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5° θα δίνει τα ίδια αποτελέσματα με ένα επίπεδο βόρειου προσανατολισμού σε γεωγραφικό πλάτος -5° . Έτσι επιλέχθηκε μια περιοχή πολύ κοντά στον ισημερινό και άλλη μια που καλύπτει το μεγαλύτερο μέρος της Αφρικής, της Ασίας και της Λατινικής Αμερικής. Φυσικά ο αλγόριθμος μπορεί με μεγάλη ευκολία να χρησιμοποιηθεί για οποιοδήποτε γεωγραφικό πλάτος αρκεί να γνωρίζουμε τους αντίστοιχους συντελεστές του μοντέλου της ASHRAE ή τα δεδομένα εισόδου οποιουδήποτε άλλου μοντέλου θέλουμε.

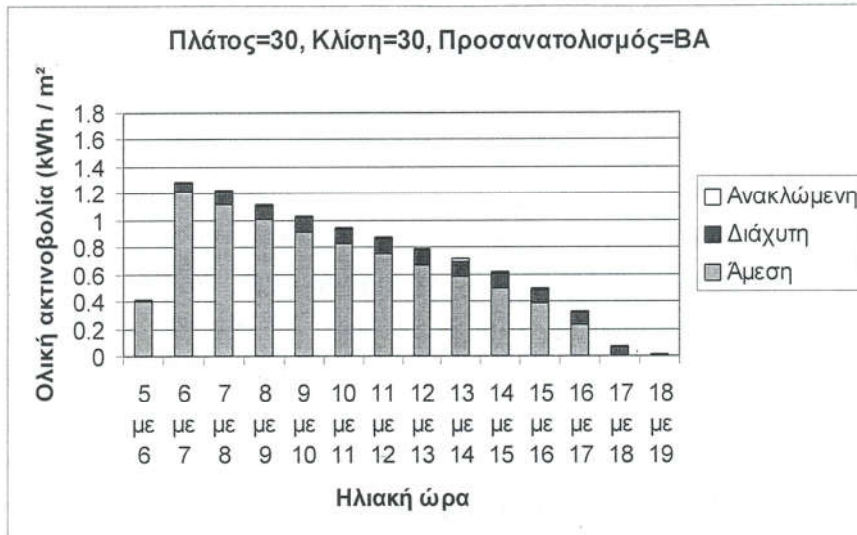
Γνωρίζοντας το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, τον προσανατολισμό και την κλίση του επιπέδου, την ημέρα υπολογισμού και τους αντίστοιχους συντελεστές του μοντέλου το πρόγραμμα μπορεί να υπολογίσει την ακτινοβολία που προσπίπτει σε αυτό το επίπεδο. Αρχικά υπολογίζει τη γωνία ζενίθ και τις συνιστώσες της άμεσης και της διάχυτης ακτινοβολίας που προσπίπτουν σε αυτό το επίπεδο. Έπειτα διορθώνεται η τιμή της άμεσης ακτινοβολίας με τη βοήθεια του συντελεστή R_b που υπολογίζεται μέσω των εξισώσεων (2.7), (2.10) και (2.14) εφόσον γνωρίζουμε την κλίση του επιπέδου. Η κλίση του επιπέδου είναι απαραίτητη και για τον υπολογισμό της ακριβούς ποσότητας της διάχυτης και της ανακλώμενης ακτινοβολίας που προσπίπτει στο κεκλιμένο επίπεδο σύμφωνα με την εξίσωση (5.41). Σε αυτή την εξίσωση θα λάβουμε ως συντελεστή ανάκλασης του εδάφους ρ_g την τιμή 0,2 που θεωρείται ικανοποιητική για τις περισσότερες ημιαστικές περιοχές. Οι επιμέρους συνιστώσες της ακτινοβολίας

υπολογίζονται ξεχωριστά και αθροίζονται ώστε να προκύψει η ολική ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στο συγκεκριμένο επίπεδο.

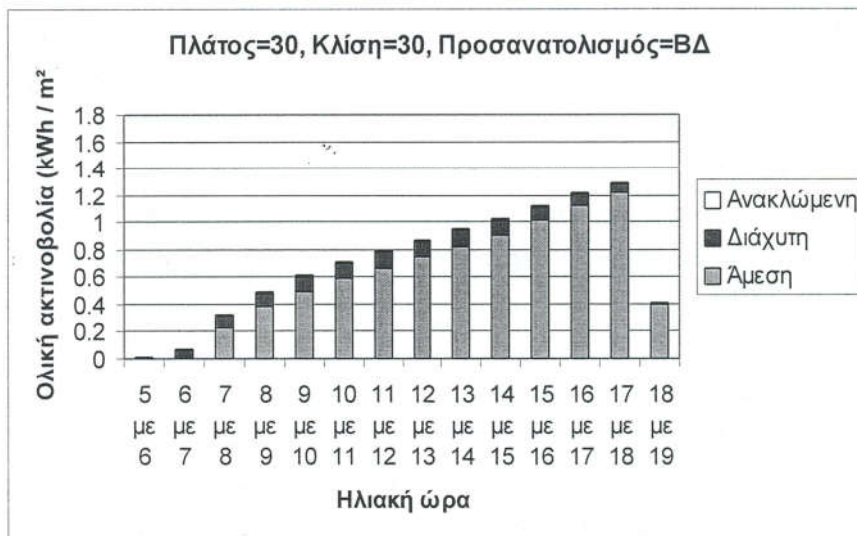
Οι υπολογισμοί έγιναν για προσανατολισμούς επιπέδου βόρειους, βορειοανατολικούς, βορειοδυτικούς, νότιους, νοτιοανατολικούς και νοτιοδυτικούς. Αναλύθηκαν δηλαδή σχεδόν όλοι οι δυνατοί προσανατολισμοί του επιπέδου. Για κάθε έναν από τους παραπάνω προσανατολισμούς και για κάθε γεωγραφικό πλάτος υπολογίστηκε η ακτινοβολία που προσπίπτει σε επίπεδο με κλίση 30° και 80° . Συνολικά δηλαδή πραγματοποιήθηκαν υπολογισμοί για εικοσιτέσσερα επίπεδα διαφορετικού προσανατολισμού ή κλίσης το καθένα. Για ημέρα υπολογισμού επιλέχθηκε η 21^η Ιουλίου, δηλαδή η ημέρα νούμερο 202 του έτους με αρχή την 1^η Ιανουαρίου. Οι υπολογισμοί έγιναν χωρίς να ληφθεί καθόλου υπόψη πιθανή νεφοκάλυψη του τόπου υπολογισμού. Πραγματοποιήθηκαν και εδώ 14 επαναλήψεις καλύπτοντας τις ηλιακές ώρες από τις 5 το πρωί έως τις 7 το απόγευμα.

Οι υπολογισμοί που ακολουθούν έγιναν για να συγκριθούν οι τιμές ηλιακής ακτινοβολίας για κεκλιμένα επίπεδα τυχαίου προσανατολισμού. Δυστυχώς δε βρέθηκαν δεδομένα στη βιβλιογραφία με τα οποία μπορούμε να επαληθεύσουμε τα παρακάτω αποτελέσματα. Οπότε οι υπολογισμοί έγιναν για να συγκριθούν μεταξύ τους και όχι για να πιστοποιήσουμε την ακρίβεια κάποιων μετρήσεων, μοντέλων ή άλλων δεδομένων. Γι' αυτό παρατίθενται για λόγους σύγκρισης και όχι πιστοποίησης ή για να ληφθούν αυτά ως μετρημένες τιμές.

Όπως θα περίμενε κανείς, τα αποτελέσματα έδειξαν συμμετρία ως προς το νότο ή το βορά ανάλογα κάθε φορά με την κλίση του επιπέδου. Δηλαδή για ένα δεδομένο γεωγραφικό πλάτος και μια συγκεκριμένη κλίση του επιπέδου οι υπολογισμοί π.χ. για βορειοδυτικό και βορειοανατολικό προσανατολισμό ήταν συμμετρικοί ως προς το ηλιακό μεσημέρι. Αυτό φαίνεται πιο καθαρά στα παρακάτω διαγράμματα:

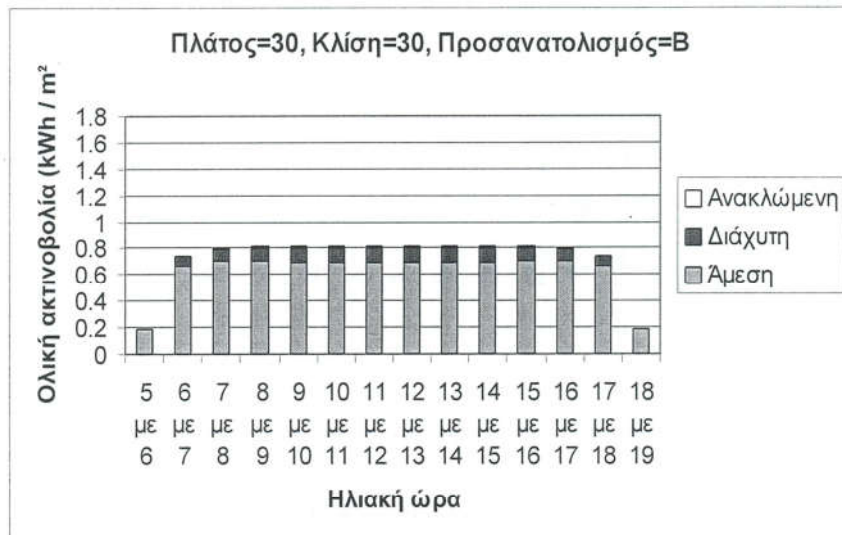


Διάγραμμα 6.41: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με ΒΑ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.

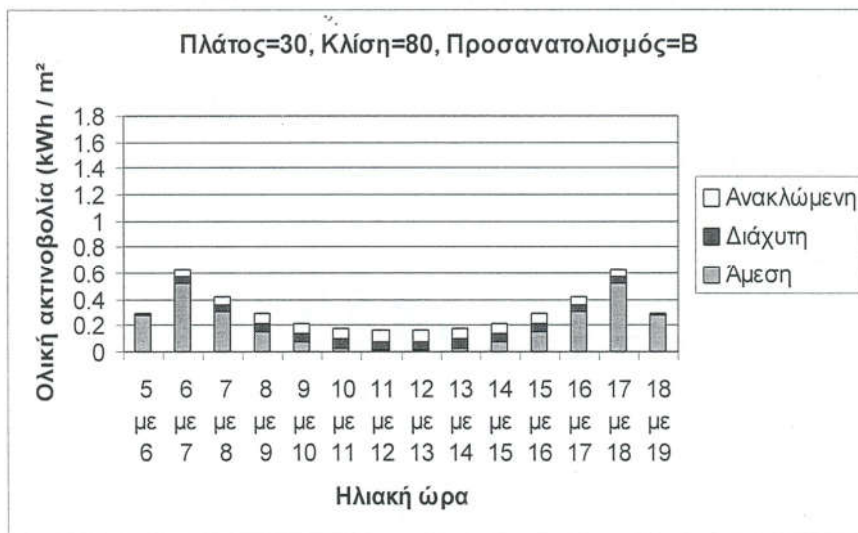


Διάγραμμα 6.42: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με ΒΔ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.

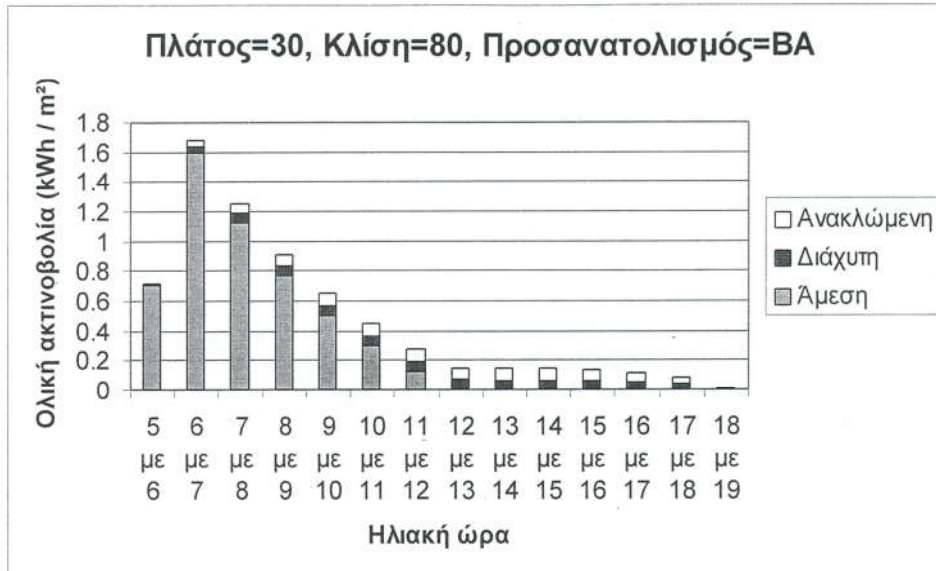
Όπως φαίνεται τα παραπάνω διαγράμματα είναι συμμετρικά μεταξύ τους ως προς το ηλιακό μεσημέρι. Παρακάτω παρουσιάζονται όλα τα διαγράμματα που προέκυψαν από τους αντίστοιχους υπολογισμούς.



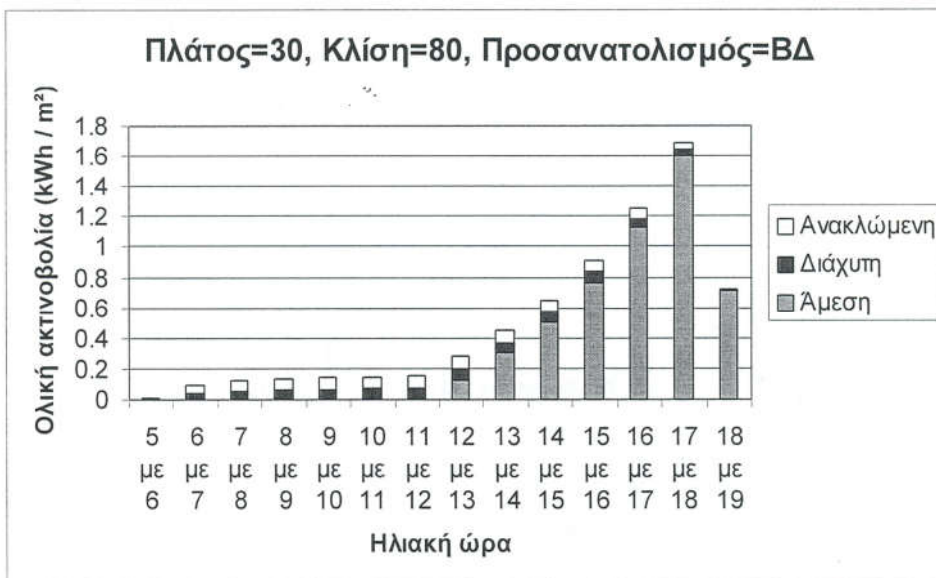
Διάγραμμα 6.43: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με Β προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



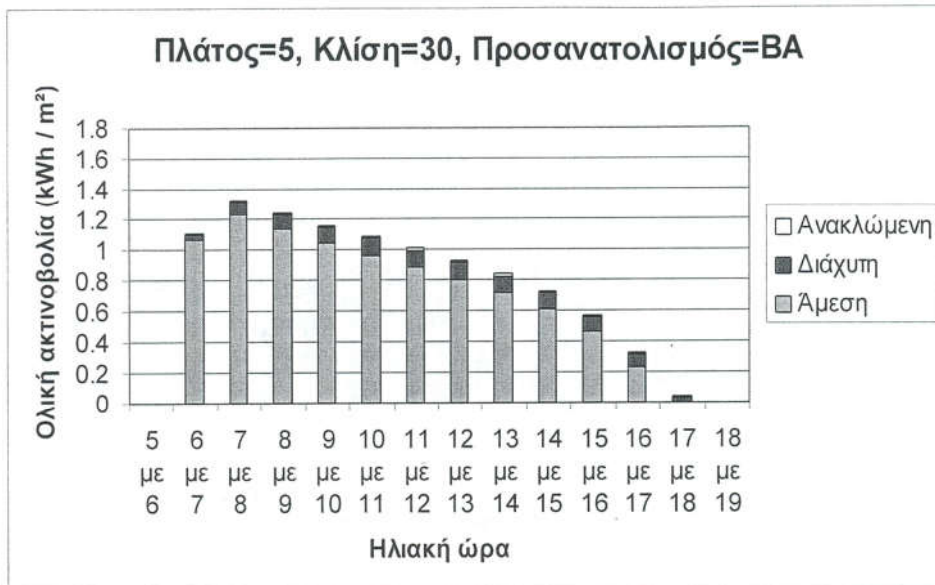
Διάγραμμα 6.44: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με Β προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



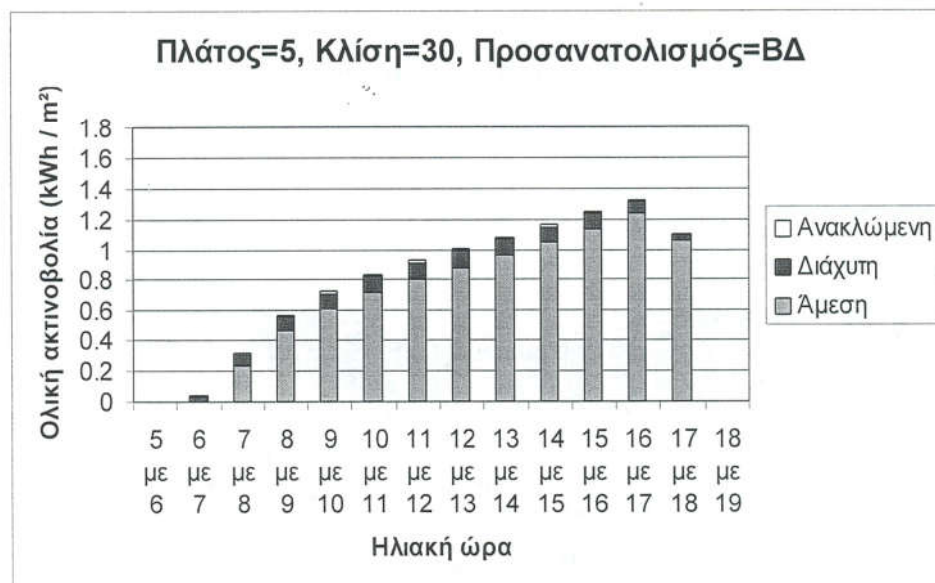
Διάγραμμα 6.45: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με ΒΑ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



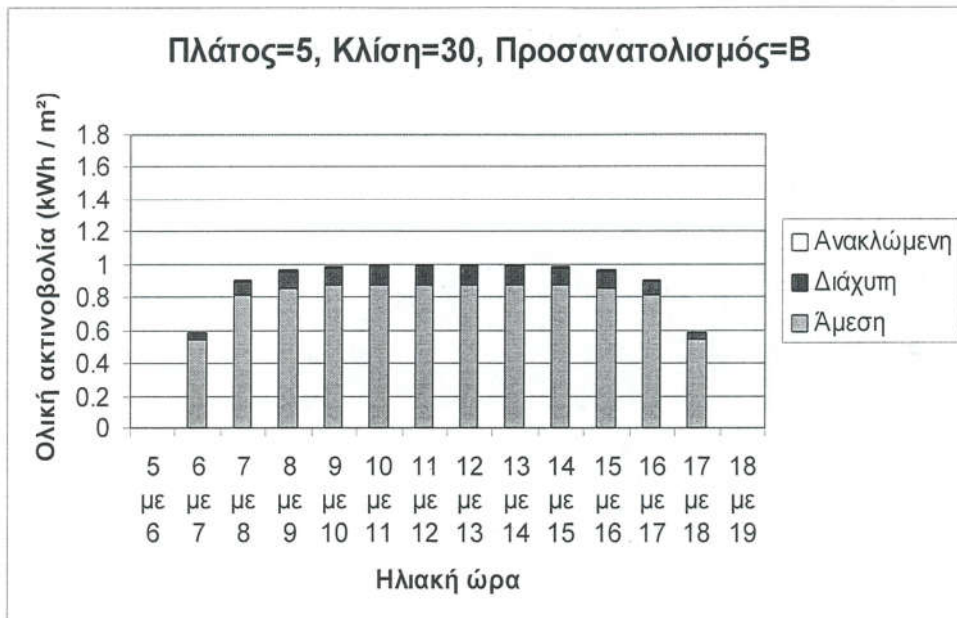
Διάγραμμα 6.46: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με ΒΔ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



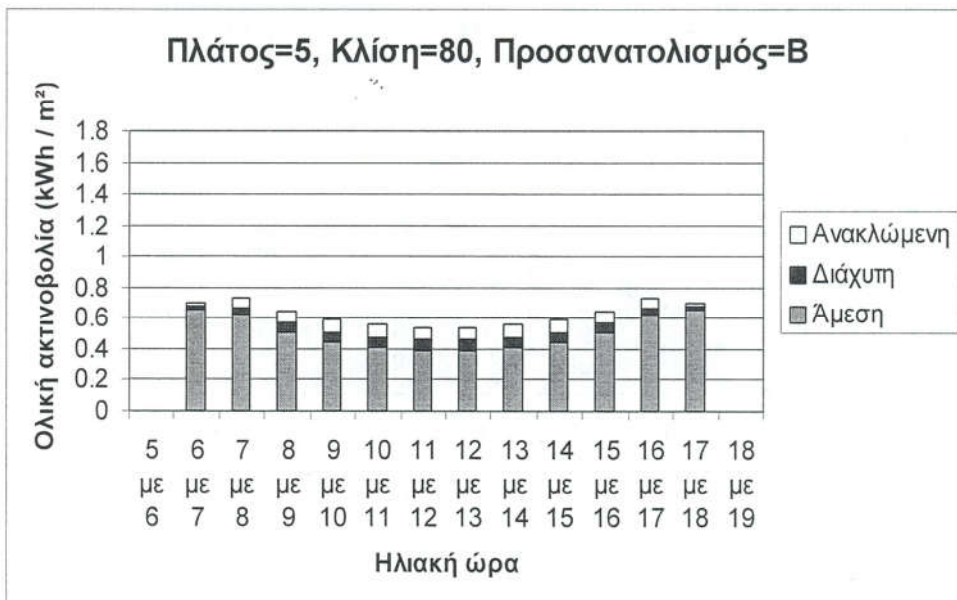
Διάγραμμα 6.47: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με ΒΑ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



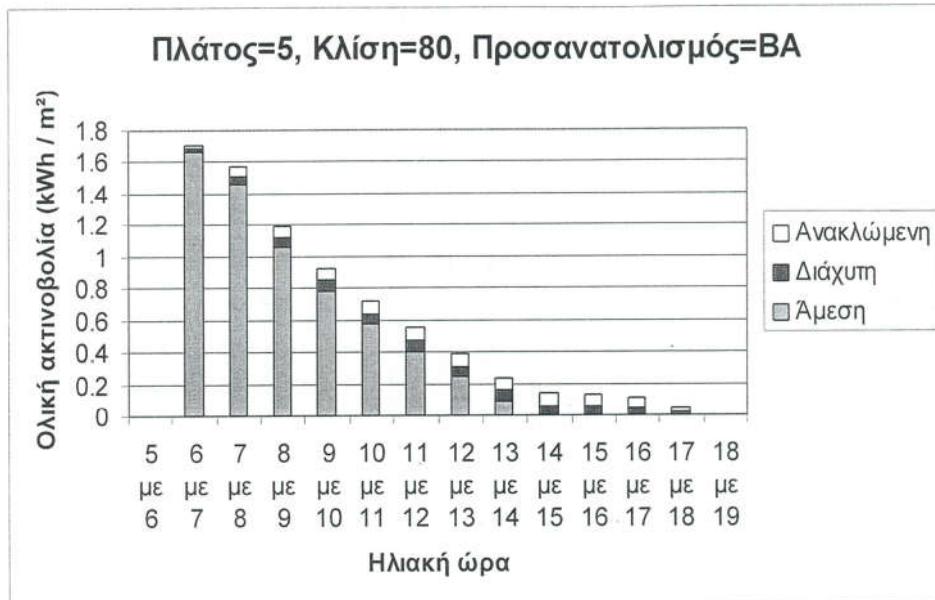
Διάγραμμα 6.48: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με ΒΔ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



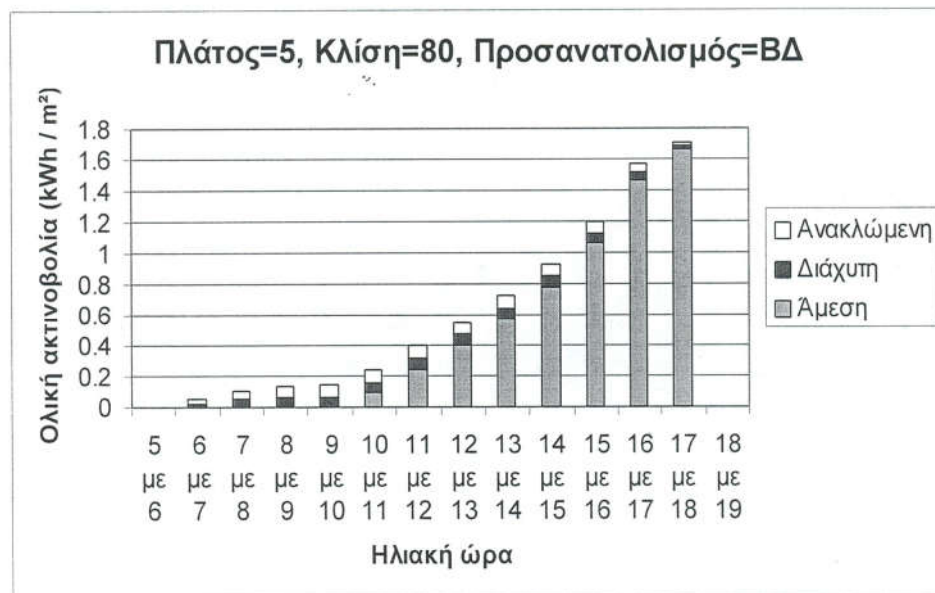
Διάγραμμα 6.49: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με Β προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



Διάγραμμα 6.50: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με Β προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.

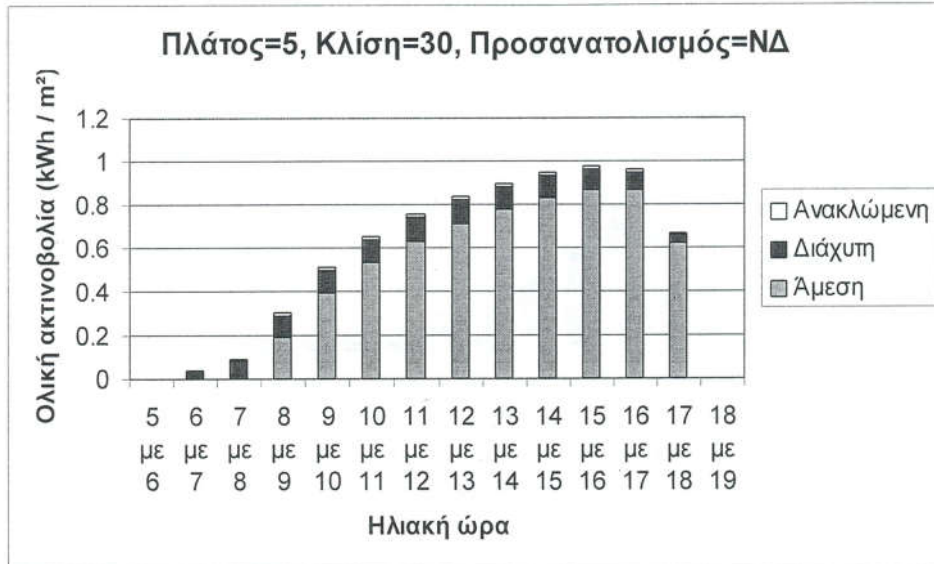


Διάγραμμα 6.51: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με ΒΑ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.

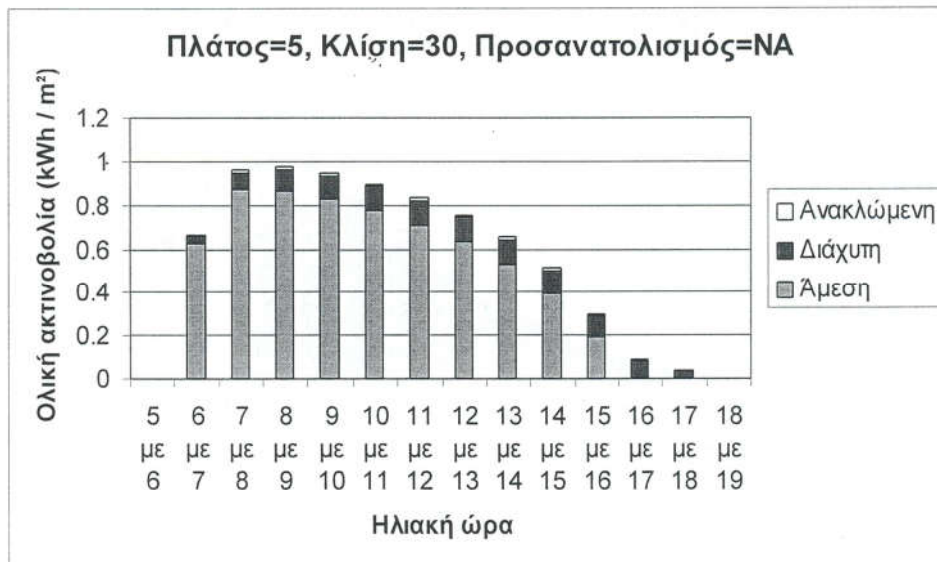


Διάγραμμα 6.52: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με ΒΔ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.

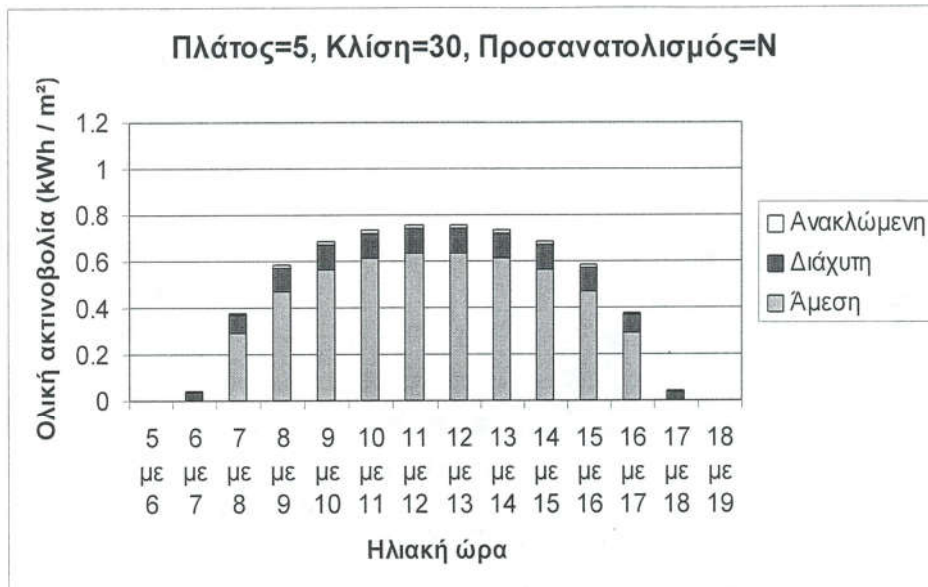
Τα αντίστοιχα διαγράμματα για νότιο προσανατολισμό έχουν ως εξής:



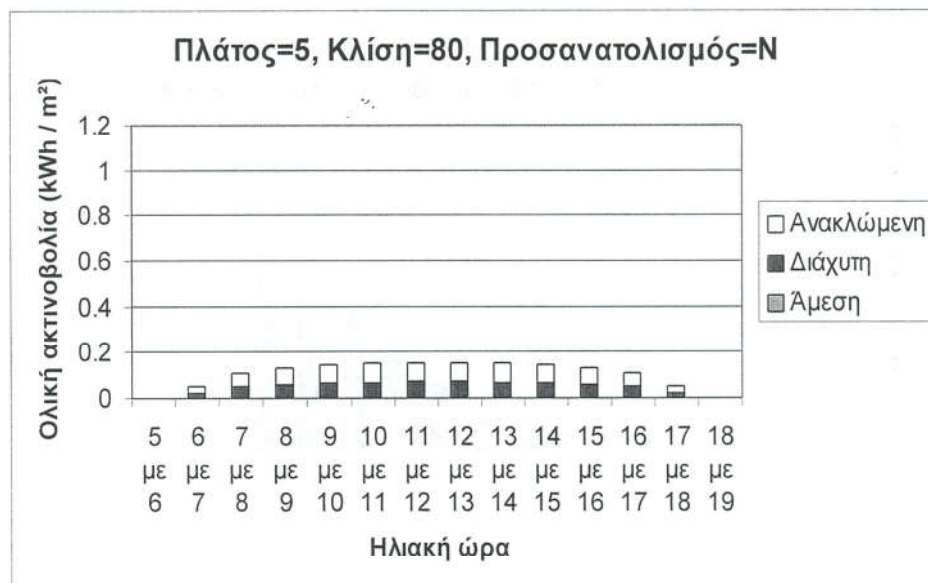
Διάγραμμα 6.53: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με ΝΔ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



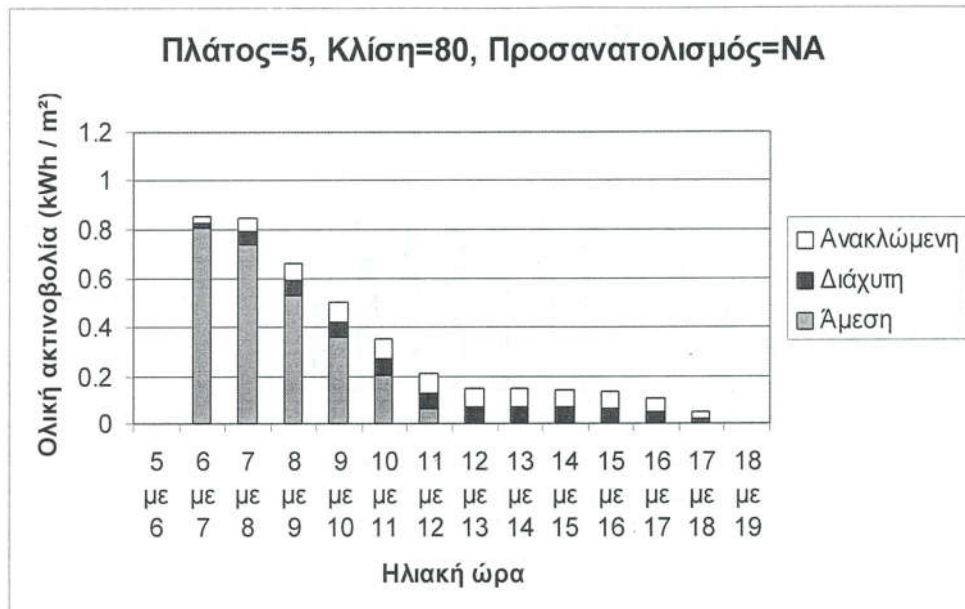
Διάγραμμα 6.54: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με ΝΑ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



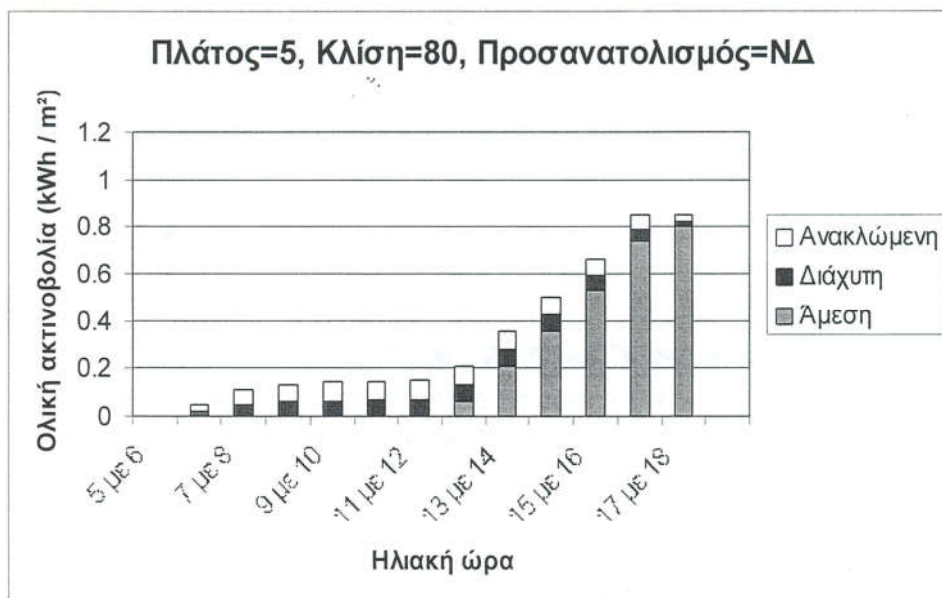
Διάγραμμα 6.55: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με N προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



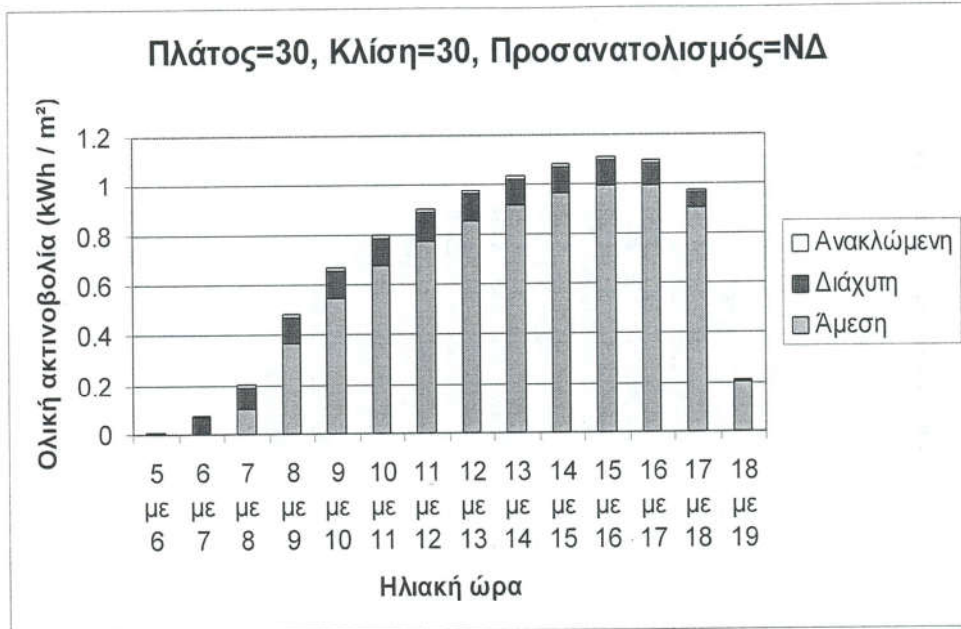
Διάγραμμα 6.56: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με N προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



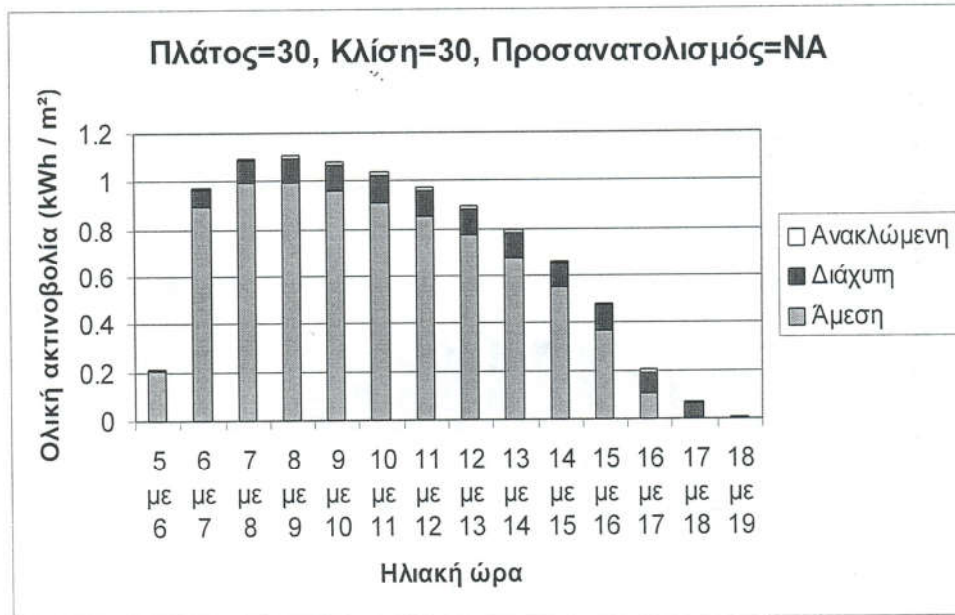
Διάγραμμα 6.57: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με NA προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



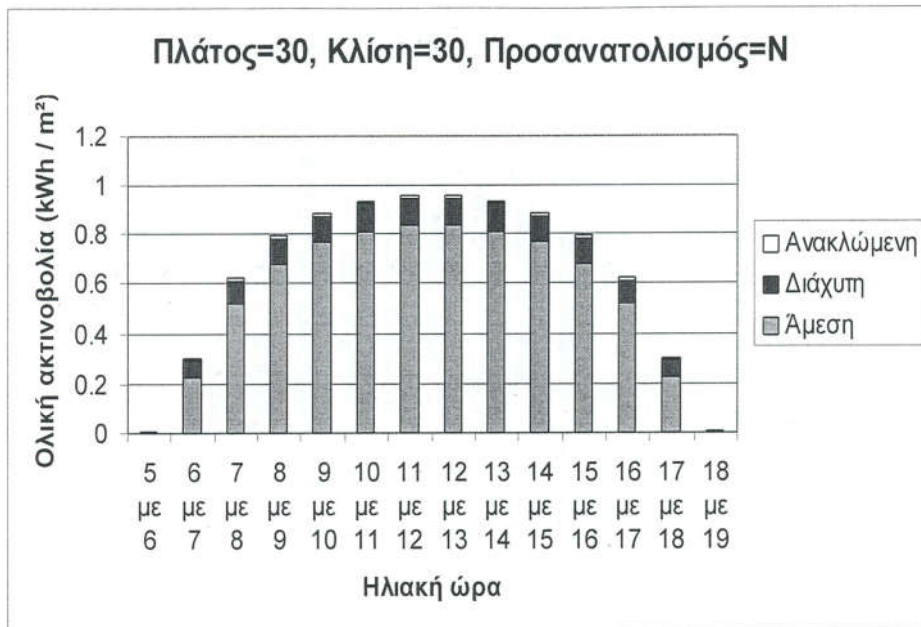
Διάγραμμα 6.58: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με ND προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 5°.



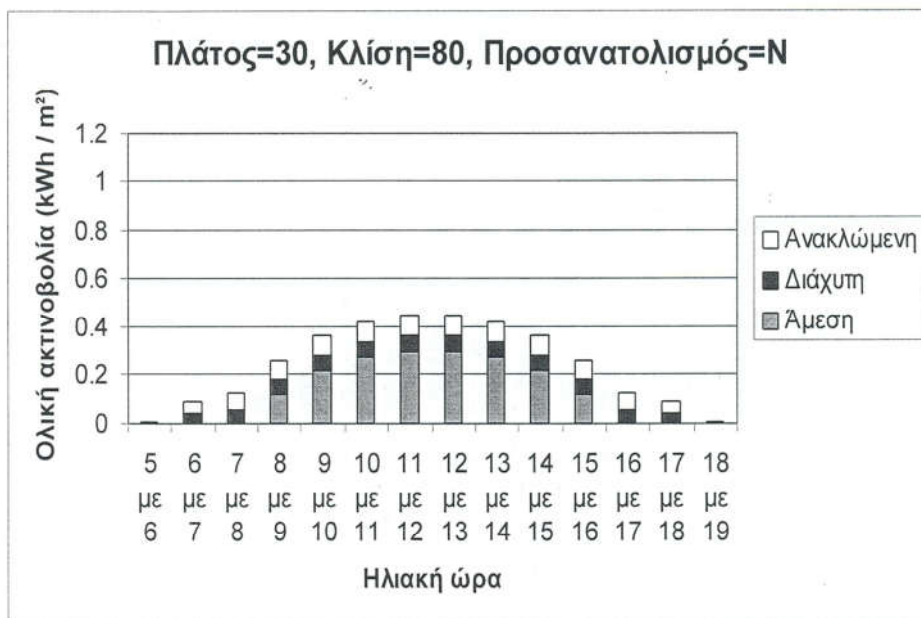
Διάγραμμα 6.59: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με ΝΔ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



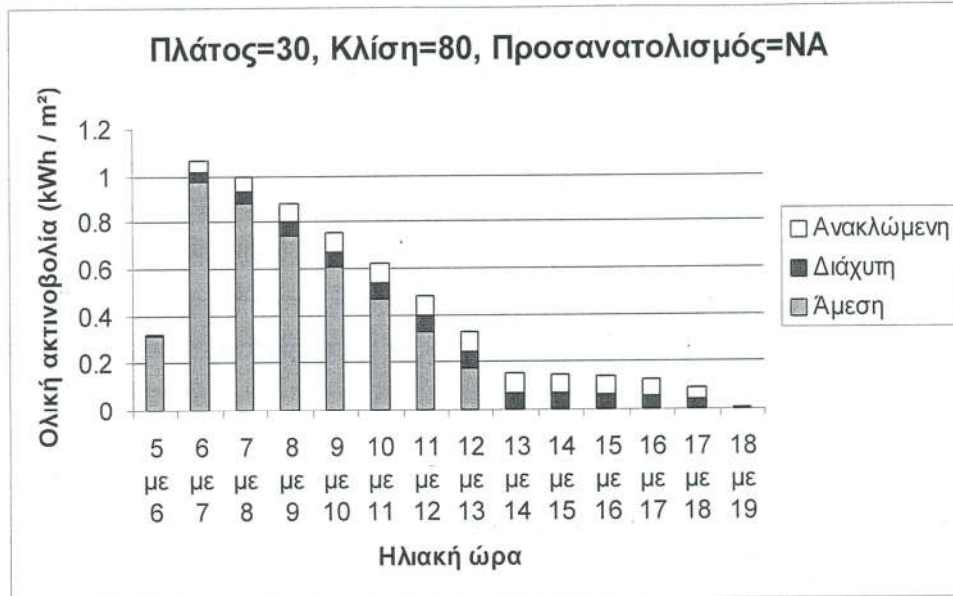
Διάγραμμα 6.60: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με ΝΑ προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



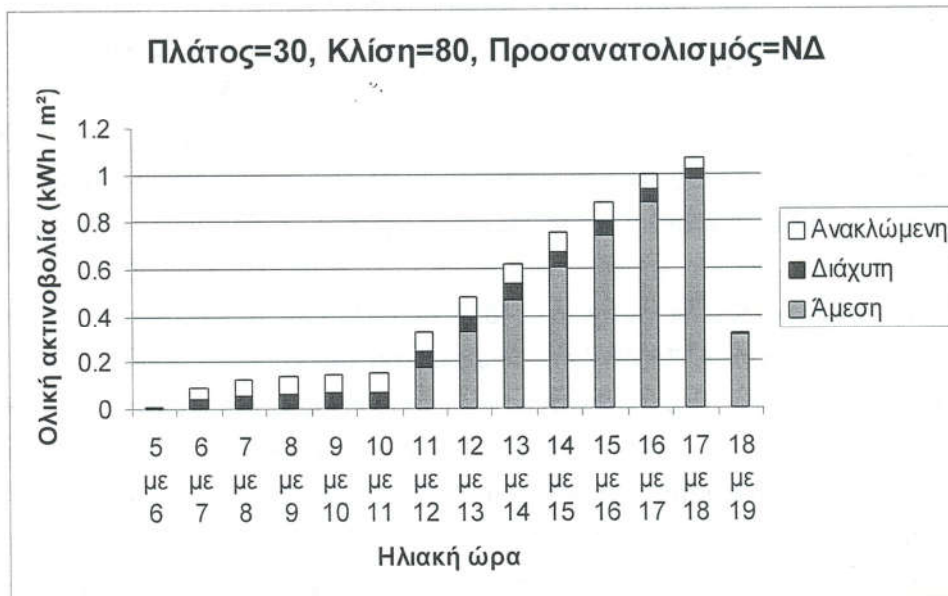
Διάγραμμα 6.61: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 30°, με N προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



Διάγραμμα 6.62: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με N προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



Διάγραμμα 6.63: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με NA προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.



Διάγραμμα 6.64: Υπολογισμός για επίπεδο κλίσης 80°, με NA προσανατολισμό σε γεωγραφικό πλάτος 30°.

6.5.1 Υπολογισμός ηλιακής ακτινοβολίας για κεκλιμένο επίπεδο τυχαίου προσανατολισμού – Συμπεράσματα

Από τα παραπάνω διαγράμματα πηγάζουν κάποια χρήσιμα συμπεράσματα τα οποία θα αναλυθούν παρακάτω. Σε όλα τα παραπάνω διαγράμματα η μέγιστη τιμή του άξονα των y ήταν και η μέγιστη τιμή της ακτινοβολίας για το συγκεκριμένο προσανατολισμό. Δηλαδή για βόρειους προσανατολισμούς επιλέχθηκε η τιμή 1,8 ως μέγιστη αφού το πρωί έχουμε έντονο ηλιασμό. Αντίθετα για τους νότιους προσανατολισμούς η μέγιστη ολική ακτινοβολία δε ξεπέρασε ποτέ την τιμή 1,2.

Ένα πρώτο αξιοσημείωτο γεγονός είναι η διαφορετική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας σε επίπεδο ίδιας κλίσης, στον ίδιο τόπο αλλά με αντίθετο προσανατολισμό, π.χ. νότιο και βόρειο. Γενικά τα επίπεδα με κλίση 30° παρουσιάζουν σχετικά ομοιόμορφη κατανομή της προσπιπτούμενης ηλιακής ακτινοβολίας άσχετα με τον προσανατολισμό τους βόρεια ή νότια. Σε απόλυτες τιμές τα επίπεδα που βλέπουν καθαρά βόρεια ή νότια δέχονται μικρότερα ποσά ηλιακής ενέργειας σε σχέση με αυτά που κοιτάνε ανατολικά ή δυτικά. Το ίδιο επαληθεύτηκε και για την περίοδο μιας ημέρας. Δηλαδή συνολικά σε μια ημέρα περισσότερη ενέργεια δέχεται ένα επίπεδο νοτιοανατολικού ή νοτιοδυτικού προσανατολισμού παρά ένα επίπεδο καθαρά νότιου προσανατολισμού. Επίσης όσο αυξάνεται η κλίση του επιπέδου τόσο μεγαλώνει η διάφορα μεταξύ συνολικά προσπιπτούμενης ηλιακής ενέργειας. Χαρακτηριστικά αναφέρεται ότι για γεωγραφικό πλάτος 5° και κλίση επιπέδου 80° ο νότιος προσανατολισμός δέχεται συνολικά $1,48 \text{ kWh} / \text{m}^2$ ενώ ο νοτιοανατολικός και ο νοτιοδυτικός δέχονται $4,17 \text{ kWh} / \text{m}^2$. Όπως μπορεί κανείς να συμπεράνει και από τα διαγράμματα, ο νότιος προσανατολισμός για αυτό το επίπεδο δε δέχεται καθόλου άμεση ακτινοβολία, που σε κάθε περίπτωση είναι το μεγαλύτερο ποσοστό ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε όλα τα επίπεδα που μελετήθηκαν. Να σημειωθεί ότι για την ημέρα που έγιναν οι υπολογισμοί (202) και για γεωγραφικό πλάτος 5° ο ήλιος ανατέλλει βορειοανατολικά και δύει βορειοδυτικά χωρίς να διασχίζει καθόλου το νότιο μισό του ουράνιου θόλου. Αυτό απεικονίζεται στο σχήμα 6.66 που δείχνει την ηλιακή τροχιά κατά τη διάρκεια του έτους για γεωγραφικό πλάτος 5° .

Παρακάτω υπάρχει ένας συνοπτικός πίνακας που παρουσιάζει τη συνολικά ανά ημέρα προσπιπτώμενη ακτινοβολία για τα τυχαία επίπεδα που εξετάστηκαν. Η κατηγοριοποίηση έγινε καταρχήν με βάση το γεωγραφικό πλάτος και έπειτα με την κλίση του επιπέδου. Αυτός ο πίνακας είναι συνοπτικός και σαφώς δε δείχνει την κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας ούτε το ποσοστό κάθε συνιστώσας, τα οποία φαίνονται στα παραπάνω διαγράμματα. Όλες οι τιμές είναι σε kWh / m². Με έντονα γράμματα παρουσιάζονται οι ελάχιστες τιμές ενώ με έντονα και πλάγια γράμματα υποδεικνύονται οι μέγιστες τιμές για κάθε γεωγραφικό πλάτος.

	Προσανατολισμός					
	B	BA	BΔ	N	NA	NΔ
Γεωγραφικό Πλάτος = 5° Κλίση επιπέδου = 30°	1,09	1,04	1,04	6,37	7,63	7,63
Γεωγραφικό Πλάτος = 5° Κλίση επιπέδου = 80°	7,54	7,75	7,75	1,48	4,17	4,17
Γεωγραφικό Πλάτος = 30° Κλίση επιπέδου = 30°	9,8	9,93	9,93	9	9,61	9,61
Γεωγραφικό Πλάτος = 30° Κλίση επιπέδου = 80°	4,4	6,76	6,76	3,42	6,11	6,11

Πίνακας 6.5: Συνολική ηλιακή ακτινοβολία (σε kWh / m²) που προσπίπτει σε τυχαία προσανατολισμένα επίπεδα.

Σε γενικές γραμμές μπορούμε να πούμε ότι ο πρώτος παράγοντας που επηρεάζει τη συλλογή ακτινοβολίας από ένα επίπεδο τυχαίου προσανατολισμού είναι το γεωγραφικό πλάτος. Αυτό ορίζει το μέγιστο ποσό ακτινοβολίας και άρα τη μέγιστη ποσότητα που μπορεί να δεχθεί ένα επίπεδο. Αυτό επίσης είναι και που ορίζει το ποσό της διάχυτης και ανακλώμενης ακτινοβολίας που συλλέγεται από μια επιφάνεια. Δηλαδή για το ίδιο γεωγραφικό πλάτος και την ίδια κλίση του επιπέδου η διάχυτη και η ανακλώμενη ακτινοβολία που δέχεται ένα επίπεδο είναι οι ίδιες ανεξάρτητα με τον προσανατολισμό του επιπέδου.

Η κλίση του επιπέδου καθορίζει το ποσό της διάχυτης και ανακλώμενης ακτινοβολίας που προσπίπτει σε ένα επίπεδο. Όσο αυξάνεται η κλίση της επιφάνειας τόσο μειώνεται η άμεση και η διάχυτη ακτινοβολία ενώ αντίθετα αυξάνεται το ποσοστό της ανακλώμενης. Φυσικά ο ρυθμός με τον οποίο αυξάνει η ανακλώμενη δε μπορεί να αντικαταστήσει την ελάττωση της άμεσης και της διάχυτης ακτινοβολίας, με αποτέλεσμα να έχουμε συνολικά μικρότερες τιμές ολικής ακτινοβολίας, για αυξημένες κλίσεις του επιπέδου. Αυτό εξηγείται και με τη βοήθεια του τύπου (5.41) όπου η κλίση β του επιπέδου επηρεάζει σε μεγαλύτερο βαθμό την άμεση και τη διάχυτη ακτινοβολία από ότι επηρεάζει την ανακλώμενη.

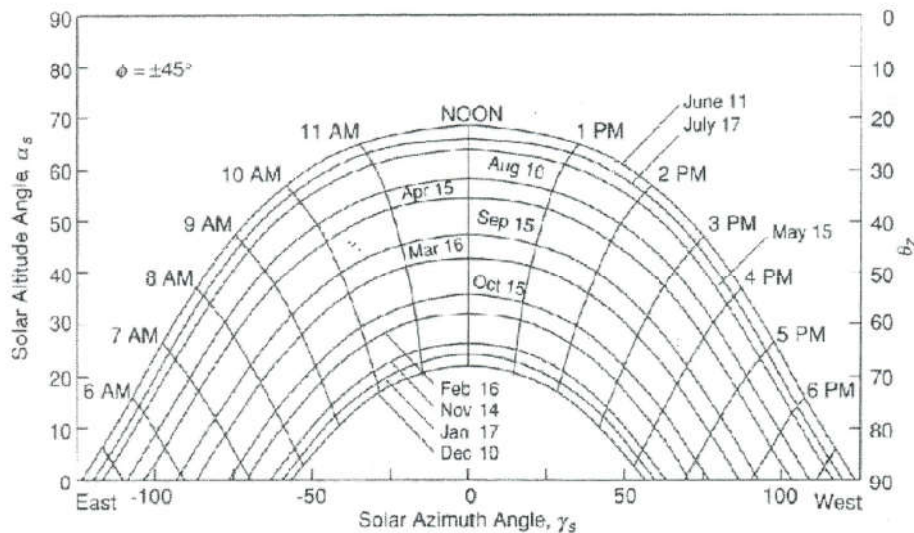
Ενδιαφέρον προκαλεί το συμπέρασμα ότι ο προσανατολισμός και η κλίση του επιπέδου που δίνει τη μέγιστη ηλιακή ακτινοβολία κάθε φορά, δεν είναι προφανή αλλά αντίθετα έχουν έντονη εξάρτηση από το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή του έτους. Ανάλογα δηλαδή με το γεωγραφικό πλάτος και την εποχή του έτους υπάρχουν διαφορετικοί συνδυασμοί κλίσης και προσανατολισμού επιπέδου που δίνουν τη μέγιστη συλλεγόμενη ηλιακή ακτινοβολία.

Οι παραπάνω υπολογισμοί έγιναν για μια συγκεκριμένη ημέρα του έτους και για ορισμένα επίπεδα. Όπως δείχνει ο πίνακας 6.1 οι απαιτήσεις δεδομένων μπορούν να ποικίλουν ανάλογα με την εφαρμογή. Π.χ. άλλη εφαρμογή απαιτεί την ωριαία κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας και άλλη χρειάζεται την ημερήσια. Έχοντας όμως ως δεδομένο ότι ο παρών αλγόριθμος λειτουργεί ικανοποιητικά και προσεγγίζει με καλή ακρίβεια τις μετρημένες τιμές μπορούμε να εξάγουμε αποτελέσματα για οποιαδήποτε χρονική περίοδο και για τυχαίο επίπεδο.

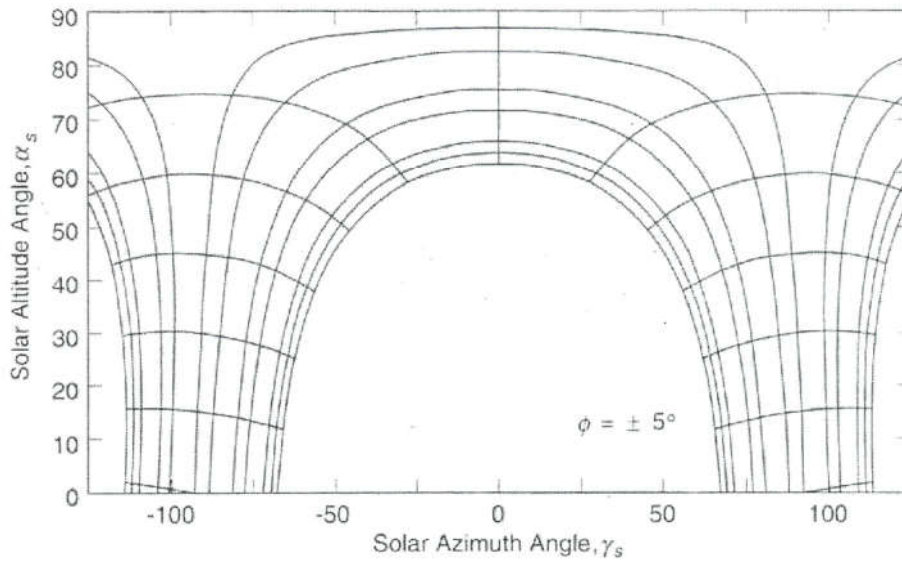
Σε αυτό το σημείο πρέπει να τονιστεί η μεγάλη σημασία όχι μόνο της κλίσης και της γωνίας αζιμουθίου της επιφάνειας αλλά και της εποχής του έτους. Ακόμα και στις 30° γεωγραφικό πλάτος υπάρχουν ημέρες του έτους όπου ο ήλιος ανατέλλει βορειοανατολικά και δύει βορειοδυτικά και περνά τον άξονα Ανατολή – Δύση γύρω στις 10 το πρωί. Οπότε μέχρι τις 10 το πρωί ο ήλιος προσπίπτει ακόμα και σε επιφάνειες με βόρειο προσανατολισμό, όπως δείξανε χαρακτηριστικά οι παραπάνω υπολογισμοί. Από

τα παρακάτω διαγράμματα και τον πίνακα 6.5 προκύπτει και η μεγάλη σημασία του προσανατολισμού προς ανατολή και δύση, ειδικά τις καλοκαιρινές ημέρες.

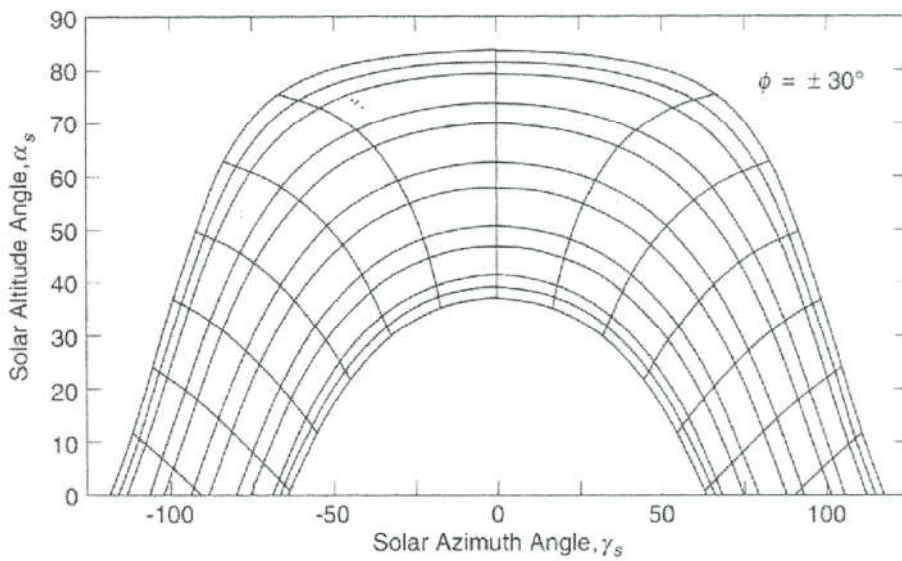
Σημαντική βοήθεια στην κατανόηση των τροχιών που ακολουθεί ο ήλιος μας δίνουν τα παρακάτω διαγράμματα από το βιβλίο των Duffie και Beckman, όπου παρουσιάζονται η γωνία αζιμουθίου και η γωνία πρόσπτωσης θ_z του ήλιου για ένα συγκεκριμένο γεωγραφικό πλάτος και για κάθε μήνα του έτους. Το πρώτο διάγραμμα δίνεται για να φανούν οι ώρες και οι ημερομηνίες που αντιστοιχούν στις κάθετες γραμμές του διαγράμματος. Τα επόμενα διαγράμματα απεικονίζουν τις τροχιές του ήλιου στα γεωγραφικά πλάτη που αναλύσαμε παραπάνω, δηλαδή για 5° και 30° γεωγραφικό πλάτος.



Διάγραμμα 6.65: Γωνίες αζιμουθίου για γεωγραφικό πλάτος 45° (Duffie and Beckman).



Διάγραμμα 6.66: Γωνίες αζιμουθίου για γεωγραφικό πλάτος 5° (Duffie and Beckman).



Διάγραμμα 6.67: Γωνίες αζιμουθίου για γεωγραφικό πλάτος 30° (Duffie and Beckman).

Από τα παραπάνω διαγράμματα γίνεται φανερό ότι για γεωγραφικό πλάτος 5° σχεδόν τις μισές εποχές του έτους ο ήλιος έχει γωνία ζενίθ μεγαλύτερο από 90° . Δηλαδή για τις ημέρες με γωνία ζενίθ μεγαλύτερη από 90° ο ήλιος δε δύει από τη δύση αλλά όσο μεγαλύτερη είναι η γωνία ζενίθ τόσο πιο βορειοδυτικά δύει και αντίστοιχα τόσο πιο βορειοανατολικά θα ανατέλλει το πρωί. Κάτι αντίστοιχο συμβαίνει και για 30° γεωγραφικό πλάτος αλλά μόνο τους καλοκαιρινούς μήνες. Επίσης μπορεί να φανεί και η σημασία που έχει ο προσανατολισμός για τη συνολική ακτινοβολία που θα προσπίπτει στην επιφάνεια ανάλογα με την εποχή του έτους.

ΚΕΦΑΛΑΙΟ 7

ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΓΙΑ ΣΥΝΘΕΤΗ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ

7.1 Εισαγωγή

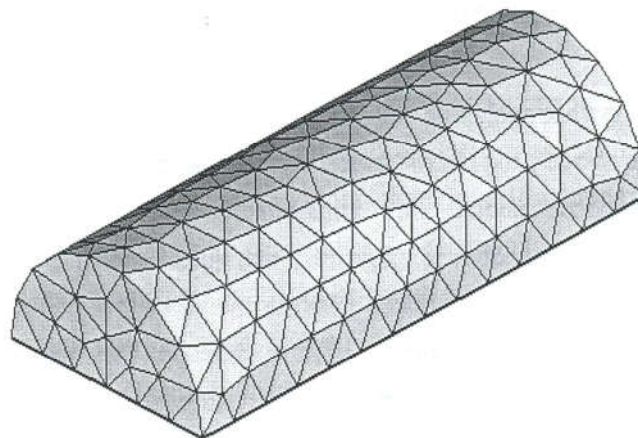
Τελευταίο κομμάτι και σκοπός της παρούσας εργασίας είναι να υπολογίσει την ολική ακτινοβολία που προσπίπτει σε μια σύνθετη επιφάνεια. Με τον όρο σύνθετη επιφάνεια εννοούμε μια επιφάνεια τυχαίας γεωμετρίας. Μια τέτοια επιφάνεια μπορεί να περιλαμβάνει κομμάτια που κάθε ένα να έχει τη δική του κλίση ως προς τον ορίζοντα και το δικό του προσανατολισμό. Για το σκοπό αυτής της μελέτης επιλέχθηκε η ημικυλινδρική γεωμετρία, έχοντας ως πρότυπο τη στέγη αρκετών νησιωτικών περιοχών της Ελλάδας. Η προσομοίωση αυτής της σύνθετης επιφάνειας έγινε με τη βοήθεια του εμπορικού κώδικα χωρικής διακριτοποίησης (Gambit) ενώ με το πρόγραμμα Tecplot (έκδοση 9.0-4-6) της Amtec Engineering, Inc. έγινε δυνατή η γραφική απεικόνιση των αποτελεσμάτων και η παραγωγή κινούμενης εικόνας που απεικονίζει την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της ημέρας. Οι ίδιοι υπολογισμοί έγιναν και για οριζόντια στέγη και στο τέλος του κεφαλαίου υπάρχει σύγκριση μεταξύ των ποσοτήτων ακτινοβολιών που προσπίπτουν σε κάθε μια ώστε να βρεθεί η καλύτερη από άποψη συλλογής ηλιακής ενέργειας.

7.2 Περιγραφή προσομοίωσης

Ο υπολογισμός που πραγματοποιήθηκε σε αυτό το μέρος της εργασίας είναι ουσιαστικά μια σύνοψη όλων των επιμέρους υπολογισμών των προηγούμενων κεφαλαίων. Δηλαδή θα χρησιμοποιήσουμε και εδώ ένα μοντέλο υπολογισμού ηλιακής ακτινοβολίας και θα

υπολογίσουμε την ακτινοβολία που προσπίπτει κάθε φορά σε μια τυχαία επιφάνεια. Απλά τώρα δεν υπάρχει συγκεκριμένη κλίση και προσανατολισμός κάθε επιφάνειας.

Για τις ανάγκες της εργασίας σχεδιάστηκε μια επιφάνεια ημικυλινδρικής διατομής με διαστάσεις 7 μέτρα μήκος και 3 μέτρα διάμετρο. Το αντίστοιχο πλέγμα που την προσομοιώνει επιλέχθηκε να αποτελείται από 370 τρίγωνα τα οποία ορίζονται από 206 κόμβους. Στο αρχείο δεδομένων ορίζονται οι συντεταγμένες κάθε κόμβου σε 206 γραμμές. Οι επόμενες 370 γραμμές ορίζουν τις τριάδες σημείων από τις οποίες αποτελείται κάθε τρίγωνο ορίζοντας έτσι ένα συγκεκριμένο επίπεδο τυχαίας κλίσης και προσανατολισμού. Οι τριάδες των σημείων δίνονται πάντα αριστερόστροφα και με τέτοιο τρόπο ώστε το εξωτερικό γινόμενο που θα προκύψει από τις αντίστοιχες πράξεις να είναι διάνυσμα με φορά προς την εξωτερική πλευρά του τριγώνου, ώστε να συμφωνεί με την απαίτηση του αλγόριθμου υπολογισμού. Έπειτα ο αλγόριθμος γνωρίζοντας την κλίση, τον προσανατολισμό και την επιφάνεια του τυχαίου τριγώνου υπολογίζει κάθε φορά την ενέργεια σε kWh που προσπίπτει σε αυτό το τρίγωνο κατά τη διάρκεια μιας συγκεκριμένης ώρας υπολογισμού. Στο τέλος, ο αλγόριθμος υπολογίζει τη συνολική ακτινοβολία που προσπίπτει στην επιφάνεια αθροίζοντας την ακτινοβολία των επιμέρους τριγώνων. Στο σχήμα 7.1 φαίνεται το πλέγμα της ημικυλινδρικής στέγης όπως απεικονίζεται στο πρόγραμμα Tecplot.



Σχήμα 7.1: Πλέγμα ημικυλινδρικής στέγης (εικόνα από πρόγραμμα Tecplot).

Το αρχείο εξόδου που παράγει ο αλγόριθμος και απαιτεί το πρόγραμμα Tecplot ώστε να αναπαράγει γραφικά τα αποτελέσματα, έχει την εξής μορφή: για κάθε κόμβο του πλέγματος πρέπει να υπολογιστεί η μέση τιμή της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε αυτόν. Οπότε στο αρχείο εξόδου θα υπάρχουν 260 γραμμές οι οποίες θα έχουν τις συντεταγμένες κάθε κόμβου και η τέταρτη στήλη θα περιέχει τη μέση τιμή της ακτινοβολίας που προσπίπτει σε αυτόν. Έπειτα ακολουθούν 370 γραμμές με τα σημεία τα οποία ορίζουν κάθε τρίγωνο, όπως ακριβώς και στο αρχείο εισόδου. Το Tecplot έχοντας αυτά τα δεδομένα απεικονίζει τρισδιάστατα τη σύνθετη γεωμετρία χρωματίζοντας αντίστοιχα κάθε επιφάνεια ανάλογα με την ακτινοβολία που προσπίπτει σε αυτήν. Με μπλε χρώμα απεικονίζονται επιφάνειες που δέχονται λίγη ακτινοβολία ενώ όσο πιο κόκκινο γίνεται το χρώμα τόσο περισσότερη ακτινοβολία προσπίπτει στην αντίστοιχη επιφάνεια. Το ίδιο πρόγραμμα μπορεί να συρράψει εικόνες και να παράγει με αυτόν τον τρόπο μια ακολουθία εικόνων που προσομοιάζουν την προσπίπτουσα ακτινοβολία κατά της διάρκεια της ημέρας υπολογισμού. Και εδώ επιλέχθηκε η 21^η Ιουλίου ως ημέρα υπολογισμού ενώ ως γεωγραφικό πλάτος επιλέχθηκαν οι 35° που αντιστοιχούν στην περιοχή της Κρήτης.

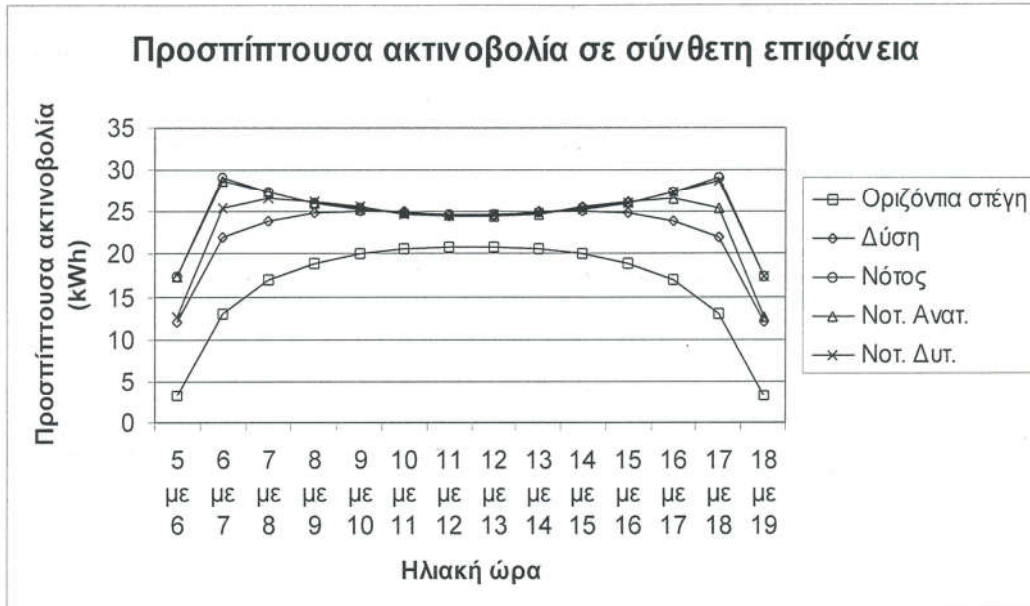
7.3 Ανάλυση αποτελεσμάτων προσομοίωσης

Για την εκτέλεση της προσομοίωσης επιλέχθηκαν τρεις προσανατολισμοί της στέγης. Με τον όρο προσανατολισμός της στέγης εννοείται η διεύθυνση που κοιτάει ο άξονας του κυλίνδρου. Οι προσανατολισμοί που επιλέχθηκαν είναι ο νότιος, ο δυτικός, ο νοτιοανατολικός και ο νοτιοδυτικός. Συνεπώς μια ημικυλινδρική επιφάνεια με νότιο προσανατολισμό θα έχει της κατά μήκος πλευρές της να κοιτάνε ανατολικά και δυτικά. Από τα αποτελέσματα δεν προκύπτει μεγάλη διάφορα όσο αφορά τη συνολικά προσπίπτουσα ακτινοβολία αλλά γίνεται φανερό η κατανομή αυτής της ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια της ημέρας. Παρακάτω, στον πίνακα 7.1, συνοψίζεται η συνολικά προσπιπόμενη ακτινοβολία κατά τη διάρκεια της ημέρας για τις τρεις επιφάνειες που επιλέχθηκαν. Στον ίδιο πίνακα παρουσιάζονται και οι αντίστοιχοι υπολογισμοί που

έγιναν για οριζόντια επιφάνεια διαστάσεων 7 επί 3 μέτρα θεωρούμενη στο ίδιο γεωγραφικό πλάτος και για την ίδια ημέρα υπολογισμού. Η τελευταία γραμμή του πίνακα είναι το άθροισμα των ακτινοβολιών για τη διάρκεια της ημέρας υπολογισμού. Μετά από τον πίνακα παρατίθεται το διάγραμμα της συνολικά προσπίπτουσας ακτινοβολίας συναρτήσει της ηλιακής ώρας υπολογισμού. Σε αυτό το διάγραμμα φαίνονται οι χαρακτηριστικές γραμμές της ακτινοβολίας που πέφτει στις επιφάνειες διαφορετικού προσανατολισμού όπως επίσης και η ακτινοβολία που προσπίπτει στην οριζόντια στέγη.

Ηλιακή ώρα	Προσανατολισμός				Οριζόντια στέγη
	Νότιος	Δυτικός	Νοτ. Δυτικός	Νοτ. Ανατολικός	
5 με 6	17.40596	12.04511	17.35271	12.60921	3.275238
6 με 7	29.29174	22.01608	28.71842	25.34167	12.99789
7 με 8	27.39925	23.83064	27.34768	26.5635	17.02421
8 με 9	25.9866	24.77281	26.04309	26.21327	18.98302
9 με 10	25.37882	25.03369	25.30223	25.55669	20.04203
10 με 11	24.90122	24.96759	24.89269	24.69014	20.6148
11 με 12	24.64068	24.53336	24.68188	24.46181	20.86948
12 με 13	24.63859	24.53337	24.46089	24.68187	20.86948
13 με 14	24.9084	24.96761	24.68915	24.89262	20.6148
14 με 15	25.38277	25.03366	25.55721	25.29984	20.04203
15 με 16	25.98034	24.77282	26.21117	26.04055	18.98302
16 με 17	27.40416	23.83063	26.55881	27.32842	17.02421
17 με 18	29.01193	22.01693	25.34724	28.69656	12.99789
18 με 19	17.40273	12.0364	12.61907	17.34349	3.275238
Άθροισμα (σε kWh)	349.7332	314.3907	339.7822	339.7196	227.6133

Πίνακας 7.1: Ολική ακτινοβολία για τη σύνθετη επιφάνεια την 21^η Ιουλίου για γεωγραφικό πλάτος 35°.



Διάγραμμα 7.1: Προσπίπτουσα ακτινοβολία για οριζόντια επιφάνεια και επιφάνειες ημικυλινδρικής διατομής διαφορετικού προσανατολισμού συναρτήσει της ηλιακής ώρας την 21^η Ιουλίου για γεωγραφικό πλάτος 35°.

Μπορεί κανείς με ευκολία να διακρίνει τις διαφορές ως προς τη συνολικά προσπιπώμενη ακτινοβολία, αλλά και την κατανομή της ακτινοβολίας για τις επιφάνειες διαφορετικού προσανατολισμού.

Όπως προκύπτει από τη θεωρία των προηγούμενων κεφαλαίων, οι συνιστώσες της ακτινοβολίας που προσπίπτουν σε μια οριζόντια επιφάνεια είναι η άμεση και η διάχυτη. Μια επιφάνεια όμως ημικυλινδρικής διατομής επεκτείνεται και στις τρεις διαστάσεις και για αυτό η ηλιακή ακτινοβολία που συλλέγεται από αυτή αποτελείται από όλες τις συνιστώσες τις, δηλαδή την άμεση, τη διάχυτη και την ανακλώμενη. Ακριβώς αυτές οι συνιστώσες είναι που διαφοροποιούν το ποσό της προσπιπώμενης ακτινοβολίας σε σχέση με την οριζόντια επιφάνεια και μπορεί να δει κανείς τόσο μεγάλη διαφορά στη συλλεγόμενη ακτινοβολία. Αυτό οφείλεται κυρίως στο ότι οι επιφάνειες ημικυλινδρικής διατομής έχουν

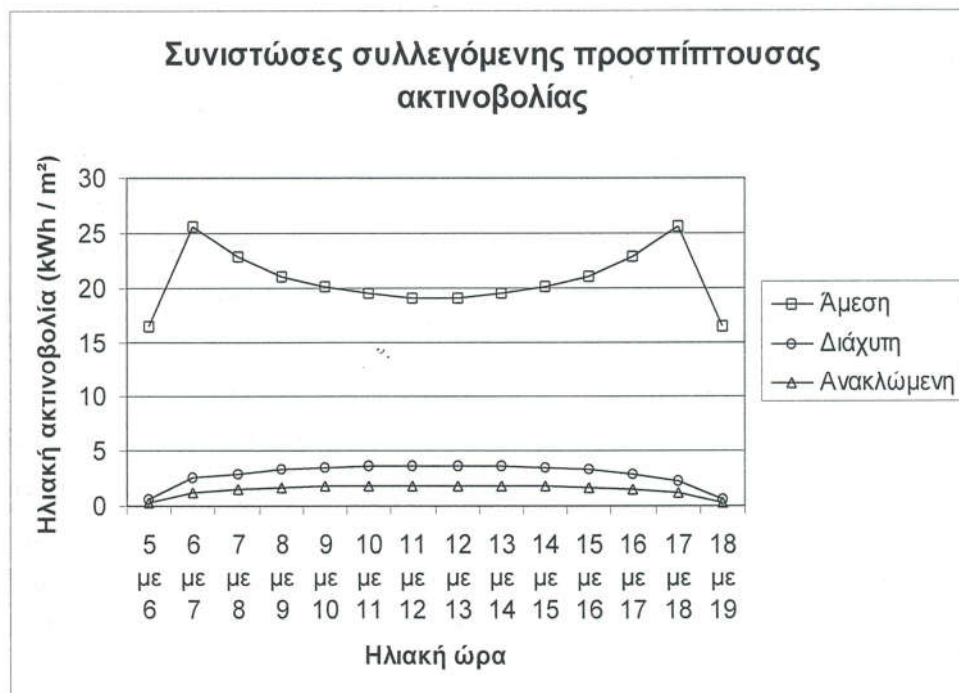
περισσότερη ώρα ένα μέρος της επιφάνειας τους κάθετο στις ακτίνες του ήλιου σε σχέση με το οριζόντιο επίπεδο. Έτσι δέχονται ανακλώμενη ακτινοβολία αλλά και η συνιστώσα της διάχυτης είναι τώρα μεγαλύτερη από ότι είναι για οριζόντιο επίπεδο αφού ο συντελεστής της είναι ο $(1+\cos\beta)/2$, που για κεκλιμένες επιφάνειες είναι πάντα μεγαλύτερος του $1/2$.

Παρακάτω ακολουθεί ο πίνακας 7.2 και το διάγραμμα 7.2 που αναλύουν τα ποσά της άμεσης, της διάχυτης και της ανακλώμενης ακτινοβολίας που προσπίπτουν σε μια ημικυλινδρική επιφάνεια με τον κυρίως άξονα της να κοιτάζει προς το νότο.

Ηλιακή ώρα	Συνιστώσες Προσπίπτουσας Ηλιακής Ακτινοβολίας			
	Άμεση	Διάχυτη	Ανακλώμενη	Ολική
5 με 6	16.54504	0.5676525	0.2932656	17.40596
6 με 7	25.60043	2.52747	1.163835	29.29174
7 με 8	22.92432	2.950576	1.524353	27.39925
8 με 9	20.99679	3.290065	1.699743	25.9866
9 με 10	20.11064	3.473612	1.794568	25.37882
10 με 11	19.48248	3.572881	1.845855	24.90122
11 με 12	19.155	3.617022	1.868658	24.64068
12 με 13	19.15291	3.617022	1.868658	24.63859
13 με 14	19.48966	3.572881	1.845855	24.9084
14 με 15	20.11459	3.473612	1.794568	25.38277
15 με 16	20.99053	3.290065	1.699743	25.98034
16 με 17	22.92974	2.950065	1.524353	27.40416
17 με 18	25.59535	2.252747	1.163835	29.01193
18 με 19	16.54181	0.5676525	0.2932656	17.40273
Άθροισμα (σε kWh)	289.62929	39.723323	20.3805552	349.7332

Πίνακας 7.2: Συνιστώσες προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας για την ημικυλινδρική επιφάνεια με νότιο προσανατολισμό την 21^η Ιουλίου σε γεωγραφικό πλάτος 35°.

Από τον πίνακα 7.1 και από το αντίστοιχο διάγραμμα μπορούν να εξαχθούν κάποια χρήσιμα συμπεράσματα για τις επιφάνειες σύνθετης γεωμετρίας. Όπως προκύπτει καθαρά, οι επιφάνειες ημικυλινδρικής διατομής συλλέγουν περισσότερη ηλιακή ενέργεια σε σχέση με την οριζόντια στέγη, για την ίδια καλυπτόμενη επιφάνεια από τις επιφάνειες κάθε φορά αλλά όχι για την ίδια εκτεθειμένη επιφάνεια στέγης. Από τις επιφάνειες ημικυλινδρικής διατομής, τη μικρότερη συλλογή την έχει η επιφάνεια με προσανατολισμό ανατολή – δύση. Από την άλλη μεριά οι επιφάνειες ημικυλινδρικής διατομής έχουν καλύτερη κατανομή της προσπίπτουσας ακτινοβολίας, αφού το ηλιακό μεσημέρι παρουσιάζουν μια πτώση της συλλεγόμενης ακτινοβολίας.



Διάγραμμα 7.2: Συνιστώσες προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας για την ημικυλινδρική επιφάνεια με νότιο προσανατολισμό την 21^η Ιουλίου σε γεωγραφικό πλάτος 35°.

Για να εξακριβωθεί ακριβώς η ενεργειακή απόδοση της στέγης ημικυλινδρικής διατομής κατά τη διάρκεια του έτους, επιλέχθηκε να γίνει σύγκριση της οριζόντιας στέγης με την επιφάνεια που παρουσίασε τη μικρότερη συλλογή ακτινοβολίας, αυτή με τον προσανατολισμό ανατολή – δύση, για την 21^η Ιανουαρίου. Εντύπωση προκαλεί το γεγονός ότι η επιφάνεια ημικυλινδρικής διατομής με νότιο προσανατολισμό συλλέγει σχεδόν την ίδια ποσότητα ηλιακής ακτινοβολίας το χειμώνα και το καλοκαίρι. Αυτό οφείλεται στο ότι το χειμώνα ο ήλιος βλέπει πιο κάθετα την ημικυλινδρική επιφάνεια και η άμεση συνιστώσα είναι μεγαλύτερη γι' αυτό η συνολική συλλογή είναι μεγαλύτερη. Αντίθετα η οριζόντια επιφάνεια συλλέγει σχεδόν τα δυο τρίτα της ακτινοβολίας που συλλέγει το καλοκαίρι. Οι υπολογισμοί έγιναν χωρίς να ληφθεί υπόψη πιθανή νεφοκάλυψη της περιοχής. Τα ποσά για κάθε ώρα της 21^{ης} Ιανουαρίου φαίνονται στον παρακάτω πίνακα.

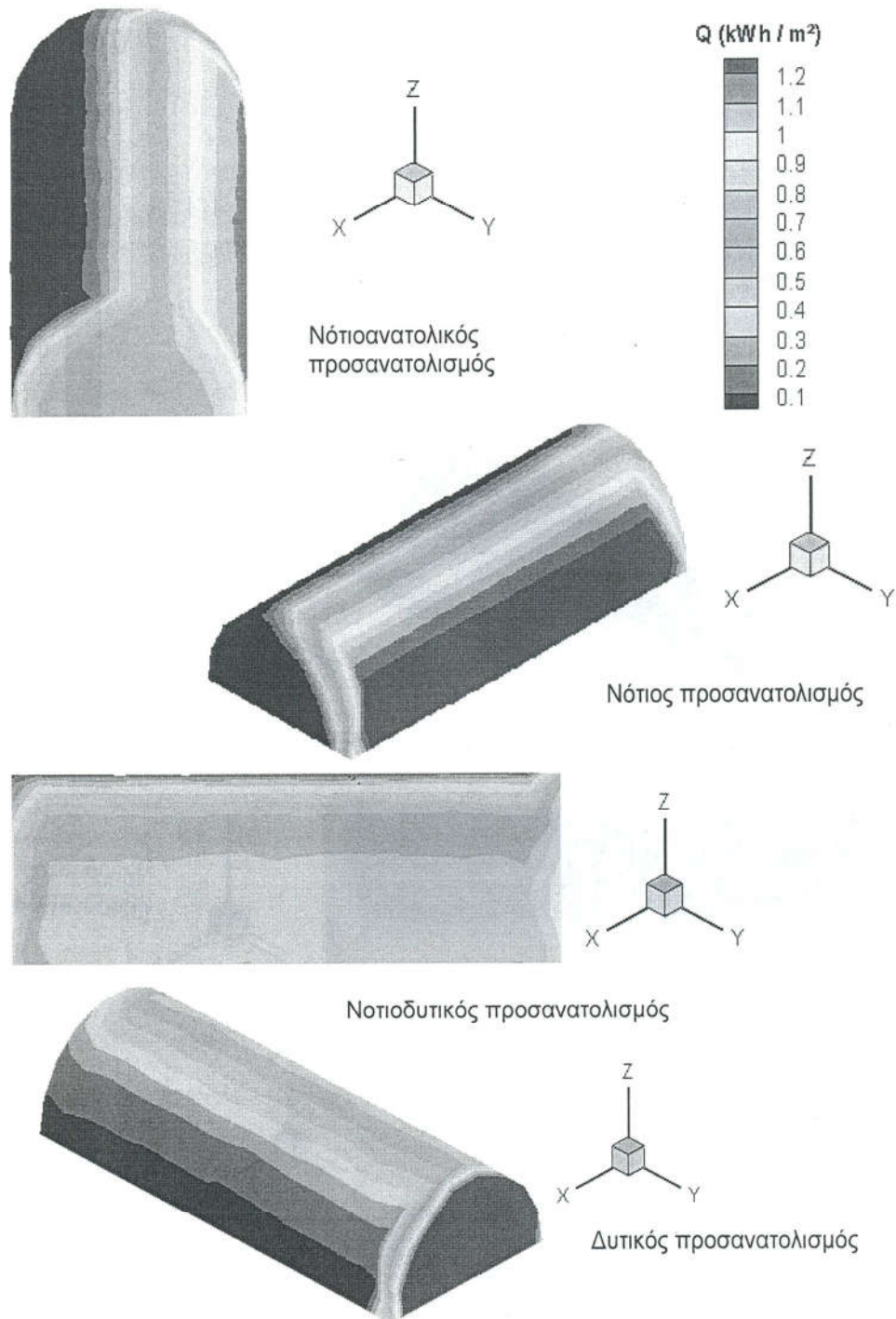
Ηλιακή ώρα	Νότιος Προσανατολισμός	Οριζόντια επιφάνεια
5 με 6	0	0
6 με 7	0	0
7 με 8	28.12313	6.306
8 με 9	36.10238	16.173
9 με 10	34.7205	19.372
10 με 11	33.28373	20.721
11 με 12	31.95153	21.255
12 με 13	31.93193	21.255
13 με 14	33.28494	20.721
14 με 15	34.72431	19.372
15 με 16	36.1178	16.173
16 με 17	28.15035	6.306
17 με 18	0	0
18 με 19	0	0
Άθροισμα (σε kWh)	328.391	167.656

Πίνακας 7.3: Ολική ακτινοβολία για τη σύνθετη επιφάνεια την 21^η Ιανουαρίου για γεωγραφικό πλάτος 35°.

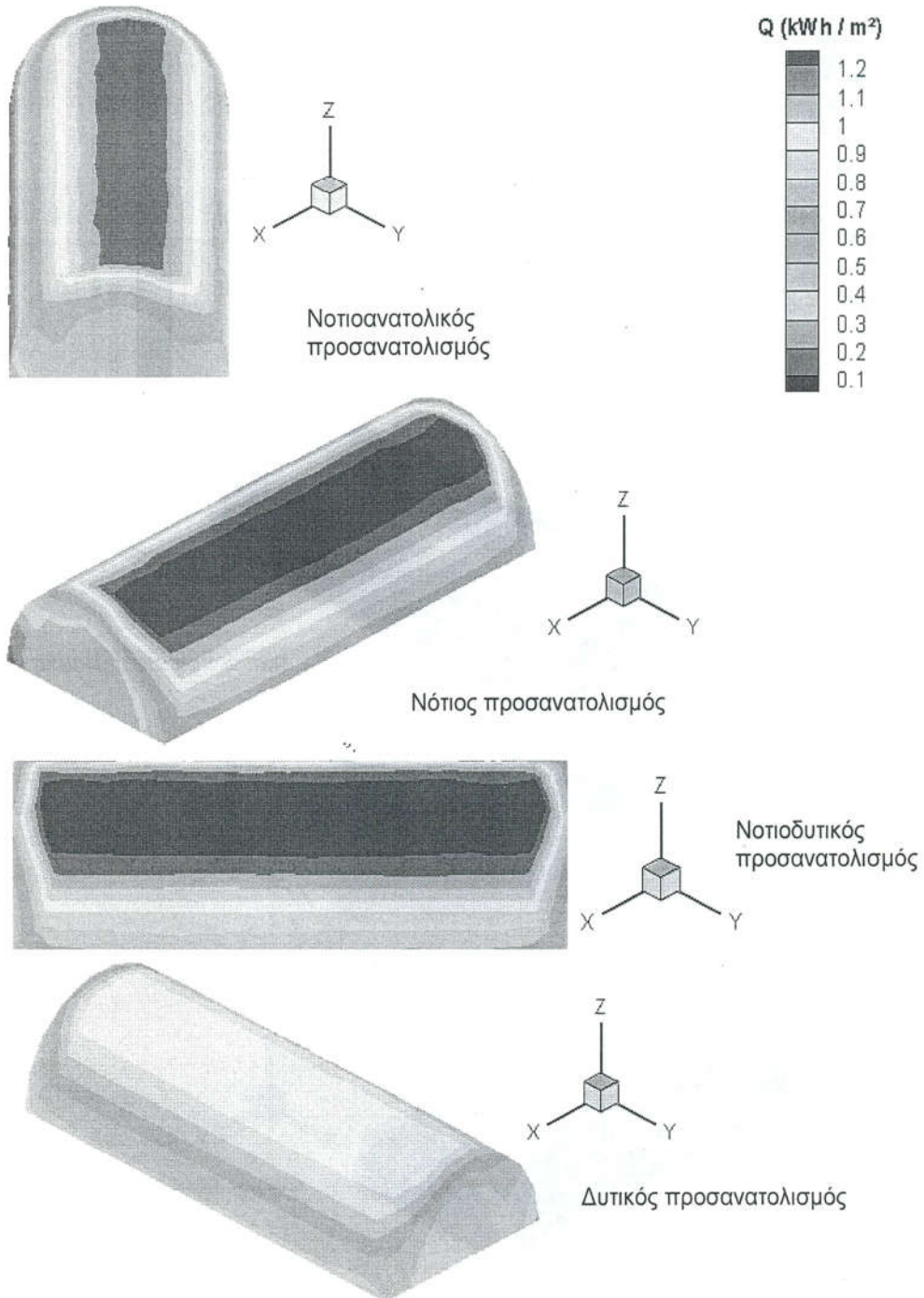
Συμπερασματικά, μπορούμε να πούμε ότι για εφαρμογές που μας ενδιαφέρει η συλλογή όσο το δυνατόν περισσότερης ηλιακής ενέργειας καλύτερες είναι οι ημικυλινδρικές διατομές στέγης. Αυτό μπορεί να εξαχθεί και λογικά αν σκεφτεί κανείς ότι η ημικυλινδρική επιφάνεια έχει πάντα ένα μέρος της επιφάνειας της να είναι κάθετο στις ακτίνες του ήλιου, σε αντίθεση με την οριζόντια επιφάνεια που μόνο ένα μικρό μέρος της είναι κάθε φορά κάθετο στις ακτίνες του ήλιου. Επίσης, η ημικυλινδρική επιφάνεια έχει σχεδόν όλη την επιφάνεια της κεκλιμένη σε σχέση με το οριζόντιο επίπεδο, πράγμα που σημαίνει κάθε φορά συλλογή αρκετών ποσοτήτων διάχυτης και ανακλώμενης ακτινοβολίας. Η αλλαγή του προσανατολισμού της ημικυλινδρικής στέγης, με τον κυρίως άξονα πάνω στη νοητή γραμμή ανατολής – δύσης έτσι ώστε οι κυρίως επιφάνειες της στέγης να κοιτάνε βόρεια και νότια αντίστοιχα, μπορεί να δώσει μικρότερες τιμές συλλεγόμενης ηλιακής ακτινοβολίας.

Όπως φαίνεται από τους παραπάνω υπολογισμούς, η καμπυλότητα της στέγης αυξάνει τελικά τη συλλογή ηλιακής ακτινοβολίας το καλοκαίρι. Το ίδιο όμως κάνει και το χειμώνα βελτιώνοντας τις συνθήκες θερμικής άνεσης. Παρ' ότι όμως η καμπυλότητα της στέγης αυξάνει την προσπιπτώμενη ακτινοβολία, η αεριζόμενη στέγη οδηγεί σε ευνοϊκές συνθήκες άνεσης το καλοκαίρι. Δεν είναι τυχαίο άλλωστε ότι η παραδοσιακή αρχιτεκτονική της νησιωτικής Ελλάδας, όπου κυριαρχούν τα ζεστά καλοκαίρια και οι ήπιοι χειμώνες, έχει ενσωματώσει τις στέγες ημικυλινδρικής διατομής για καλύτερη εκμετάλλευση των κλιματικών συνθηκών, προς όφελος της θερμικής άνεσης των ενοίκων.

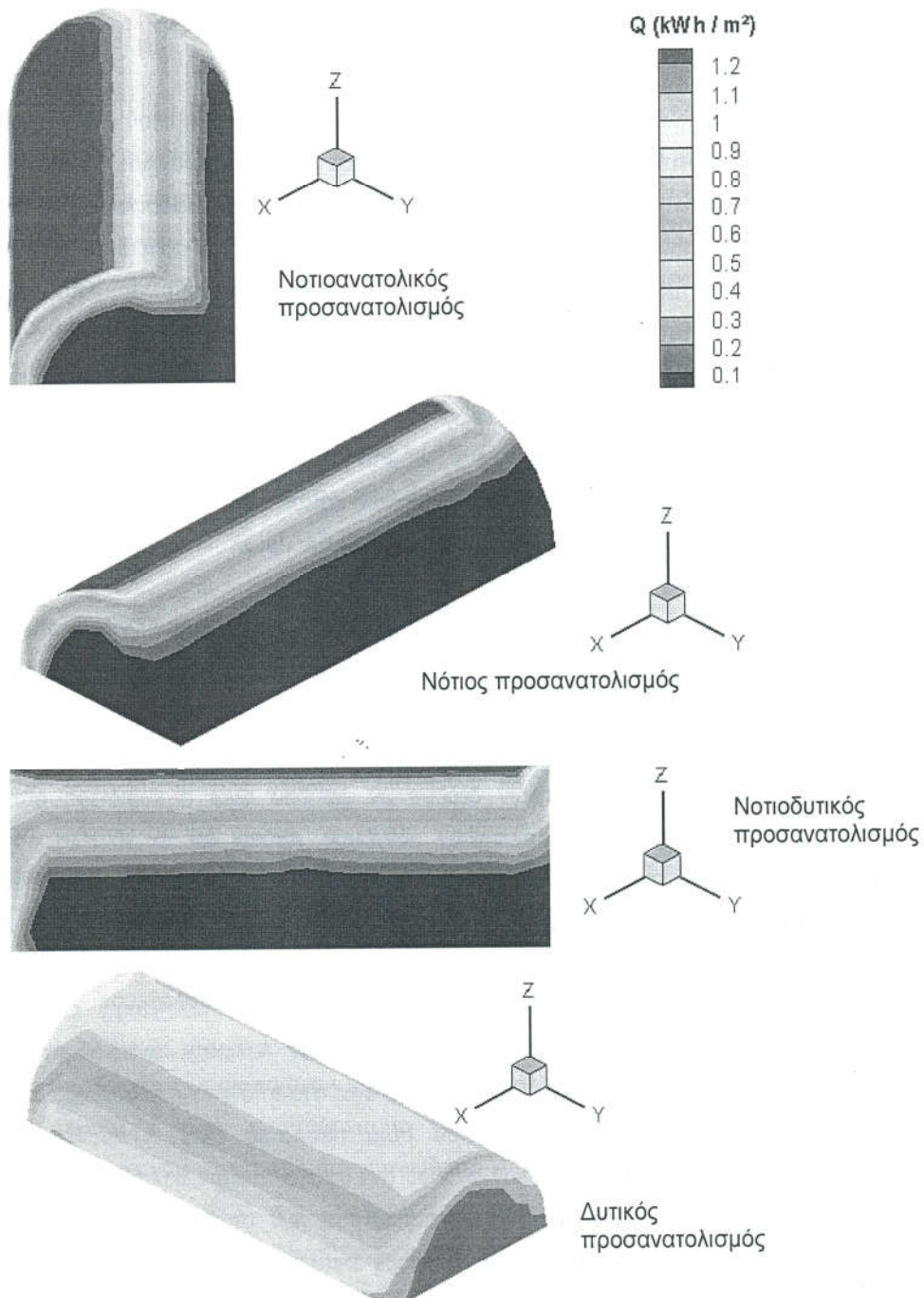
Παρακάτω παρουσιάζονται εικόνες από το πρόγραμμα Tecplot για τυχαίες ηλιακές ώρες. Ο άξονας των X θα ταυτίζεται πάντα με το νότο. Δίπλα στις εικόνες εμφανίζεται και το υπόμνημα που αντιστοιχεί το χρώμα σε προσπιπτώμενη ακτινοβολία ανά τετραγωνικό μέτρο (kWh / m^2).



Εικόνα 7.1: Προστίπτουσα ολική ηλιακή ακτινοβολία για ηλιακή ώρα 6 με 7.



Εικόνα 7.2: Προσπίπτουσα ολική ηλιακή ακτινοβολία για ηλιακή ώρα 10 με 11.



Εικόνα 7.3: Προσπίπτουσα ολική ηλιακή ακτινοβολία για ηλιακή ώρα 15 με 16.

ΣΥΜΠΕΡΑΣΜΑΤΑ – ΚΡΙΤΙΚΗ – ΠΡΟΟΠΤΙΚΕΣ – ΠΡΟΤΑΣΕΙΣ

Στην παρούσα μελέτη έγινε μια προσπάθεια ανάπτυξης ενός αριθμητικού αλγορίθμου υπολογισμού προσπιπώμενης ηλιακής ακτινοβολίας σε σύνθετη επιφάνεια. Παράλληλα αναλύθηκαν στοιχεία της ηλιακής ακτινοβολίας που διαπερνά την ατμόσφαιρα της γης και προσπίπτει στην επιφάνεια της. Η βιβλιογραφική ερευνά ανέδειξε αρκετά μοντέλα τα οποία μπορούν να προβλέψουν τις συνιστώσες της ηλιακής ακτινοβολίας. Από αυτά επιλέχθηκε το μοντέλο της ASHRAE ως το πιο εύχρηστο και συγχρόνως ακριβές σε σύγκριση με τιμές πινάκων για την περιοχή της Ελλάδας, και αναπτύχθηκε ο αλγόριθμος για τον υπολογισμό ηλιακής ακτινοβολίας σε τυχούσα επιφάνεια. Η επιλογή του μοντέλου αυτού ως του πιο ακριβούς έγινε με βάση τα κλιματολογικά δεδομένα που ήταν διαθέσιμα. Με περισσότερα δεδομένα πιθανώς κάποιο από τα άλλα μοντέλα να μπορούσε να δώσει καλύτερη προσέγγιση των μετρημένων τιμών.

Κατά τη διάρκεια της βιβλιογραφικής ερευνάς βρέθηκαν αρκετά μοντέλα τα οποία μπορούν, σύμφωνα με τη βιβλιογραφία, να υπολογίσουν με πολύ μικρό σφάλμα την προσπιπώμενη ακτινοβολία. Δυστυχώς κάτι τέτοιο δεν επαληθεύτηκε στα πλαίσια αυτής της εργασίας. Αν υποθέσουμε ότι οι εξισώσεις που δίνονται στη βιβλιογραφία είναι ακριβείς, τότε η έλλειψη κατάλληλων δεδομένων εισόδου είναι η κυριότερη αιτία λανθασμένης εκτίμησης των υπολογιστικών μοντέλων. Ακόμα και το μοντέλο που αναδείχθηκε πιο κοντά στις τιμές των πινάκων στην αντίστοιχη ενότητα της παρούσας μελέτης υπολείπεται σε ακρίβεια και έχει μεγαλύτερα λάθη από τα στοιχεία που δίνει η βιβλιογραφία. Όλα τα παραπάνω συγκλίνουν στην άποψη ότι τα κατάλληλα δεδομένα εισόδου είναι ίσως η πιο σημαντική παράμετρος για την επαλήθευση και την ικανοποιητική απόδοση ειδικά των υπολογιστικών μοντέλων. Άλλωστε κανείς δε μπορεί να αμφισβητήσει το στερεό θεωρητικό υπόβαθρο πάνω στο οποίο τα περισσότερα από αυτά θεμελιώνονται. Απόρροια αυτού του συμπεράσματος είναι η ανάγκη για διευκρίνιση των αντιστοιχών δεδομένων εισόδου των υπολογιστικών μοντέλων ώστε να είναι δυνατή από κάθε ενδιαφερόμενο η επαλήθευση των υπολογισμών. Αυτό θα προσέφερε στον καθένα τη δυνατότητα πλήρους κατανόησης της λειτουργίας των μοντέλων και με την κατάλληλη αλλαγή των στοιχείων εισόδου θα μπορούσαν να

χρησιμοποιηθούν τα αντίστοιχα υπολογιστικά μοντέλα για οποιαδήποτε εφαρμογή εκτίμησης της ηλιακής ακτινοβολίας. Επίσης σκοπός των νέων και πιο σύγχρονων μοντέλων που θα αναπτυχθούν στο μέλλον πρέπει να είναι η οικουμενικότητα αυτών των μοντέλων και η δυνατότητα χρησιμοποίησής τους για οποιοδήποτε τόπο και κάτω από οποιοδήποτε ατμοσφαιρικές συνθήκες με δεδομένη καλή ακρίβεια κάθε φορά.

Όσο αφορά τα εμπειρικά μοντέλα σε καμία περίπτωση δε μπορούν να συγκριθούν με τη θεωρητική στιβαρότητα των υπολογιστικών μοντέλων. Ωστόσο για απλούς υπολογισμούς χωρίς μεγάλη ακρίβεια αποδίδουν ικανοποιητικά. Από τη φύση τους αυτά τα μοντέλα δέχονται βελτιώσεις και οι κυριότερες από αυτές θα πρέπει να εστιαστούν στην εύρεση των κατάλληλων συντελεστών αυτών των μοντέλων. Π.χ. η προσπάθεια του καθηγητή κ. Αντωνόπουλου του Ε.Μ.Π. για την εύρεση συντελεστών του μοντέλου της ASHRAE για την περιοχή της Αθήνας δίνει το έναυσμα για αντίστοιχες προσπάθειες και σε άλλες περιοχές της Ελλάδας. Απαραίτητη προϋπόθεση φυσικά θα είναι η ύπαρξη αξιόπιστων και μακροχρόνιων δεδομένων ηλιακής ακτινοβολίας για επαλήθευση των βελτιωμένων μοντέλων που θα προκύψουν.

Με βάση την εμπειρία των μοντέλων που εξετάστηκαν, προτείνεται η ιδανική, αλλά ομολογουμένως όχι πάντα εφικτή, μέτρηση των εξής μετεωρολογικών δεδομένων στην περιοχή του πανεπιστημίου, προκειμένου να είναι πλήρης η καταγραφή των παραγόντων που επηρεάζουν την προσπιπώμενη ηλιακή ακτινοβολία:

- βαρομετρική πίεση του τόπου,
- απόλυτη υγρασία του τόπου,
- θερμοκρασία του τόπου,
- νεφοκάλυψη του τόπου,
- ποσότητα υετίσιμου ύδατος,
- ποσότητα όζοντος στην ατμόσφαιρα του τόπου,
- ποσότητα διοξειδίου του αζώτου,
- φασματικός συντελεστής θολότητας Angstrom για τον κάθε τόπο και
- δείκτης μήκους κύματος Angstrom.

Από τους παραπάνω παράγοντες, οι τέσσερις πρώτοι κρίνονται απαραίτητοι ως δεδομένα εισόδου για τον υπολογισμό με τη βοήθεια των πιο απλών υπολογιστικών μοντέλων. Η νεφοκάλυψη θεωρείται απαραίτητη σε όλα τα μοντέλα για την απόδοση τους και την ακρίβεια τους κατά τη διάρκεια μιας δεδομένης χρονικής περιόδου. Οι υπόλοιποι παράγοντες λαμβάνονται υπόψη από τα πιο σύνθετα μοντέλα και για απλούς υπολογισμούς, χωρίς μεγάλη ακρίβεια, μπορούν να θεωρηθούν ως ελάσσονος σημασίας.

Η προσομοίωση και η μοντελοποίηση τυχαιών επιφανειών διευρύνει τις δυνατότητες στον ενεργειακό σχεδιασμό του δομημένου χώρου και στην υπολογιστική προσομοίωση συστημάτων ηλιακής ενέργειας. Η δυνατότητα προσομοίωσης οποιαδήποτε επιφάνειας και συνεπακόλουθα οποιουδήποτε όγκου στέρεου δίνει στους μελετητές την ευχέρεια να σχεδιάσουν πιο αποδοτικά συστήματα και να υπολογίσουν την απόδοσή τους κατά τη διάρκεια της ζωής τους. Η ανάγκη για εξοικονόμηση ενέργειας και η αφθονία παροχής ακτινοβολίας από τον ήλιο έχουν στρέψει το ενδιαφέρον αρκετών ερευνητών αλλά και της πολιτείας προς την κατεύθυνση της καλύτερης αξιοποίησης της ηλιακής ενέργειας. Ήδη κυκλοφορούν αρκετά υπολογιστικά πακέτα που για τον υπολογισμό ψυκτικών και θερμικών φορτίων κτιρίων απαιτούν την είσοδο κατάλληλων κλιματικών δεδομένων.

Η προσομοίωση που επιχειρήθηκε στα πλαίσια αυτής της εργασίας μπορεί να αποτελέσει εφαλτήριο για τον υπολογισμό ακόμα πιο σύνθετων προβλημάτων, όπως τη μετάδοση θερμότητας προς την εσωτερική πλευρά ενός κτιρίου, την προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία σε ακανόνιστης μορφής επιφάνεια όπως λίμνες, πισίνες ή δεξαμενές αλλά ακόμα και της απόδοσης συλλεκτών που ακολουθούν την τροχιά του ήλιου. Η προσομοίωση πραγματικών συνθηκών, όπως π.χ. η σκίαση επιφανειών από εμπόδια του περιβάλλοντα χώρου και από γειτονεύοντα αντικείμενα, θα είναι το επόμενο βήμα για μια ακόμα πιο ρεαλιστική προσέγγιση του θέματος της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας σε τυχαίες επιφάνειες. Παράλληλα, θα μπορούσε να ενσωματωθεί στη μεθοδολογία και τρόπος υπολογισμού του σχήματος και της επίδρασης της σκιάς στην προσπιπώμενη ηλιακή ακτινοβολία. Αντίστοιχα η εφαρμογή των πιο σύνθετων μοντέλων, με τη γνώση φυσικά των κατάλληλων δεδομένων εισόδου, θα μπορούσε να

βελτιώσει και την ακρίβεια των αποτελεσμάτων και να προσφέρει καλύτερη προσομοίωση των πραγματικών συνθηκών. Σαφώς πάντως το αντικείμενο είναι τεράστιο και έχει βαρύνουσα σημασία ειδικά για την αξιοποίηση της προσπίπτουσας ηλιακής ενέργειας, για την καλύτερη ενεργειακή απόδοση διάφορων εφαρμογών και για την εξοικονόμηση ενέργειας.

ΕΛΛΗΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ:

Αντωνόπουλος Κ., Σημειώσεις Κλιματισμού, Τομέας Θερμότητας, Εθνικό Μετσόβιο Πολυτεχνείο, 1992

Ayres F., Γενικά Μαθηματικά, Schaum 's Outline Series, McGraw – Hill, New York

Δ.Ε.Η., Μετρήσεις για την αξιοποίηση του ηλιακού και αιολικού δυναμικού της Ελλάδας, Επιστημονικές Εκδόσεις

Λάλας Δ. Π., Πισιμάνης Δ. Κ., Νοταρίδου Β. Α., Μέθοδοι Υπολογισμού Εντάσεως Ηλιακής Ακτινοβολίας σε Αυθαίρετες Κλίσεις, Επίπεδο και Πίνακες για 30°, 45° και 60° στον Ελληνικό Χώρο, Τεχνικά Χρονικά Β, Τόμος 2, Τεύχος 3-4, 1982

Ματαράς Δ. Σ., Κουτελιέρης Α. Φ., Προγραμματισμός Fortran 90/95 για επιστήμονες και μηχανικούς, Εκδόσεις Τζιόλα, 2001

Μοσχάτος Α. Ε., Ηλιακή Ενέργεια – Συνιστώσες της ηλιακής θερμικής διαδικασίας, Εκδόσεις Τ.Ε.Ε., 1992

Spiegel M. R., Ανώτερα Μαθηματικά, Schaum 's Outline Series, McGraw – Hill, New York

ΞΕΝΟΓΛΩΣΣΗ ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ:

Angstrom, A., 1924, Solar and terrestrial radiation. *Quart. J. R. Met. Soc.* **50**, 121

Aristotelian University of Thessaloniki (AUTH), Department of Geology, Meteorological Institute, Climatological Bulletin, Thessaloniki, GREECE

ASHRAE, 1999, ASHRAE Applications Handbook

Barbaro S., Coppolino T., Leone C. and Sinagra E., An Atmospheric Model for Computing Direct and Diffuse Solar Radiation, *Solar Energy* Vol. 22, p.p. 225 – 228, 1979

Battles F. J., Olmo F. J., Tovar J., Alados – Arboledas L., 2000, Comparison of cloudless sky parameterizations of solar irradiance at various Spanish midlatitude locations. *Theor. Appl. Climatol.* 66: p. 81 – 93

Bird R. E. and Hulstrom R. L., 1979, Application of Monte Carlo Technique to Insolation Characterization and Prediction U.S. Solar Energy Research Institute (SERI), Technical Report TR – 642 – 761, Golden Co

Bird R. and Hulstrom R. L., 1980, Direct Insolation Models. SERI / TR – 335 – 344, Solar Energy Research Institute (SERI / NREL)

Bird R. and Hulstrom R. L., 1981a, Review, evaluation and improvement of direct irradiance models. *Trans. ASME, J. Sol. Energy Engng.* 103, 182 – 192

Bird R. and Hulstrom R. L., 1981b, A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surface, U.S. Solar Energy Research Institute (SERI), Technical Report TR – 642 – 761, Golden Co

Clarke J. A. 2000, Energy Simulation in buildings.

Dave J.V., Extensive data sets of the diffuse radiation in radiation in realistic atmospheric models with aerosols and common absorbing gases. *Solar Energy* 21,361-369 (1979).

Davies J. A., Schertzer W. and Nunez M., 1975, Estimating global solar radiation, *Boundary – Layer Meteorol.* **9**: p. 33 – 52

Duffie J. and Beckman W. Solar Engineering of Thermal Processes, John Wiley and Sons, 2nd Edition 1991

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* Vol. 28, No. 4, p.p.: 293 – 302, 1982

Fritz, S., Transactions of the Conference on Use of Solar Energy, 1, 17, University of Arizona Press, Tucson (1958). «Transmission of Solar Energy through the Earth's Clear and Cloudy Atmosphere.»

Frohlich, C., the Solar Output and Its Variation (O. R. White, ed.), Colorado Associated University Press, Boulder (1977). "Contemporary Measures of the Solar Constant".

Gates D. M., Energy Exchange in the Biosphere, Harper and Row, New York, 1962.

Gueymard C., 1989, A two – band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance and photosynthetically active radiation at the Earth's surface. *Solar Energy* 43: p. 253 – 265

Gueymard C., 1993a, Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data. *Solar Energy* 51: p. 121 – 138

Gueymard C. 1993b, Mathematically integrable parameterization of clear – sky beam and global irradiances and its use in daily irradiation applications. *Solar Energy* 50, 385 – 397

Gueymard C, 1995, SMARTS 2, A Simple Model of the Atmospheric Radiative Transfer of Sunshine: Algorithms and performance assessment, Florida Solar Energy Center

Gueymard C, Jindra P, Estrada – Cajigal V. 1995, A critical look at recent interpretations of the Angstrom approach and its future in global solar radiation prediction. *Solar Energy* 54 (5): p. 357 – 363

Gueymard C. 1996, Multilayer – Weighted transmittance functions for use in broadband irradiance and turbidity calculations. In: Campbell – Howe R., Wilkins – Crowder B., (Eds.), *Proceedings of Solar '96, Annual Conference of the American Solar Energy Society*. ASES, Asheville, NC, pp. 281 – 288

Gueymard C. 1998, Turbidity determination from broadband irradiance measurements: A detailed multi – coefficient approach. *J. Appl. Meteorol.* 37, 414 – 435

Gueymard C. 2003a, Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part I: detailed theoretical performance assessment, *Solar Energy* 74, 355 – 379

Gueymard C. 2003b, Direct solar transmittance and irradiance predictions with broadband models. Part II: validation with high – quality measurements, *Solar Energy* 74, 381 – 395

Gul M. S., Muneer T. and Kambezidis H. D., Models for Obtaining Radiation From other Meteorological Data, *Solar Energy* 64, p.p.: 99 – 108, 1998

Hay, J. E. and J. A. Davies, in Proc. First Canadian Solar Radiation Data Workshop (J. E. Hay and T. K. Won, eds.) Ministry of Supply and Services Canada, 59 (1980). "Calculation of the Solar Radiation Incident on an Inclined Surface."

Hottel H. C., 1976, A simple model for estimating the transmittance of direct solar radiation through clear atmospheres. *Solar Energy* **18**: p. 129 – 134

Hoyt D. V., 1978, A model for the calculation of solar global insolation, *Solar Energy* **21**: p. 27 – 35

IEA, 1988, International Energy Agency validation of Models for estimating solar radiation on horizontal surfaces, Atmospheric Environment Service (Now Environment Canada)

Iqbal M., 1983, An introduction to Solar Radiation, Academic Press, Toronto

Kambezidis H. D., Psiloglou B. E., Tsangrassoulis A. E., Logothetis M. A., Sakellariou N. K., Balaras C. A., 1993, A methodology to give solar radiation on tilted planes from meteorological data. In Proceedings of the ISES Solar World Congress, Farkas, J. (Ed), pp. 99 – 104, Budapest, Hungary

Kambezidis H. D., Psiloglou B. E., Synodinos B. M., 1997, Comparison between measurements and models of daily total irradiation on tilted surfaces in Athens, Greece, *Renew. Energy* **10**, 505 – 518

Kasten F., Young A. T., 1989, Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Opt.* **28**: p. 4735 – 4738

Klein, S. A., «Calculation of Monthly Average Insolation on Tilted Surfaces», *Solar Energy*, **19**, 325 (1977)

Klucher, T. M., *Solar Energy*, 23, 111 (1979). "Evaluating Models to Predict Insolation on Tilted Surfaces."

Kreith F. and Kreider J., *Principles of Solar Engineering*, McGraw – Hill, p.p.: 37 – 84, 1978

Kreider, Curtiss, Rabl, 2002, *Heating and Cooling of Buildings*, 2nd Edition, McGraw – Hill Higher Education

Lacis A. A. and Hansen J. E., 1974, A Parameterization for the Absorption of Solar Radiation in the Earth's Atmosphere, *J. Atmos. Sci.* **31**: p. 118 – 132

Liu B. Y. H. and Jordan R. C. The Interrelationship and Characteristic Distribution of Direct, Diffuse and Total Solar Radiation, *Solar Energy* Vol. 4 (3), p.p. 1 – 19, 1960

Liu, B. Y H. and R. C. Jordan, *Solar Energy*, 7, 53 (1963). «The Long – Term Average Performance of Flat – Plate Solar Energy Collectors.»

Mai C. C. Y. and Iqbal M., 1983, Statistical Comparison of Models for Estimating Solar Radiation on Inclined Surfaces, *J. Solar Energy* **31**(2): p. 313 – 317

Maxwell E. L., Myers D. R., Rymes M. D., Stoffel T. L., Wilcox S. M., 1991, Producing a National Solar Radiation Data Base. In *Proceedings of the ISES Solar World Congress*, Denver CO. Pergamon Press, pp. 1007 – 1012

Maxwell E. L., 1998. METSTAT – The solar radiation model used in the prediction of the National Radiation Data Base (NSRDB). *Solar Energy* 62: p. 263 – 279

Molineaux B. and Ineichen P. 1996, On the broad – band transmittance of direct irradiance in a cloudless sky and its application to the parameterization of atmospheric turbidity. *Solar Energy* 56, 553 – 563

Muneer T., Gul M., Kambezidis H., Allwinkle S., 1996, An all – sky solar radiation model based on meteorological data. In Proceedings of the Joint CIBSE / ASHRAE National Conference, Harrogate, UK, pp. 271 – 280

Muneer T., Gul M., Kambezidis H., 1997a, Solar radiation models based on meteorological data. In Proceedings of the ISES Solar World Congress, Taegon, Korea

Muneer T., Kambezidis H., Tregenza P., 1997b, Solar Radiation and Daylight Models for the Energy Efficient Design of Buildings, Architectural Press

Muneer T., Gul M., Kambezidis H., 1998, Evaluation of an all-sky meteorological radiation model against long – term measured hourly data. Energy Conv. Mgmt. 39, 303 – 317

Muneer T., Gul M., 1999, Evaluation of Sunshine and Cloud Cover Based Models for Generating Solar Radiation Data, Energy Conversion and Management, 41, 461 – 482

Muneer T., Gul M., Kubie J., 2000, Models for estimating solar radiation and illuminance from meteorological parameters, Trans. ASME J. Sol. Energy Eng. 122, 146 – 153

Myers D. R., 2003, Solar Radiation Modeling and Measurements for Renewable Energy Applications: Data and Model Quality, International Expert Conference on Mathematical Modeling of Solar Radiation and Daylight – Challenges for the 21st Century, Edinburgh, Scotland September 15 – 16, 2003

NASA SP – 8055, National Aeronautics and Space Administration, May (1971). «Solar Electromagnetic Radiation»

National Observatory of Athens (NOA), Meteorological Institute, Climatological Bulletin, Athens, GREECE

Perez, R., R. Stewart, R. Seals and T. Guertin, Sandia National Laboratories Contractor Report SAND88 – 7030 (Oct. 1988). «The Development and Verification of the Perez Diffuse Radiation Model.»

Perrin de Brichambaut C. and Vauge C. 1982, Le Gisement Solaire. Lavoisier, Paris

Psiloglou B. E., Santamouris M., Asimakopoulos D. N. 2000, Atmospheric broadband model for computation of solar radiation at the earth's surface – Application to Mediterranean climate. *Pure Appl. Geophys.* 157, 829 – 860

Reddy S. J., 1971, An empirical method for the estimation of the total solar radiation. *Solar Energy* 13: p. 289

Rodgers G. G., Souster C. G. Page J. K. 1978, The development of an interactive computer program SUN1 for the calculation of solar irradiances and daily irradiances on horizontal surfaces on cloudless days for given conditions of sky clarity and atmospheric water content. In Report BS 28, Department of Building Science, University of Sheffield, UK

Santamouris M. 1991, Predicting the broad – band aerosol transmittance for solar radiation models, *Int. J. Solar Energy* 10, 27 – 37

Saunier G. Y., Reddy T. A. and Kumar S., *Solar Energy* 38, 169 (1987). "A monthly Probability Distribution Function of Daily Global Irradiation Values Appropriate for Both Tropical and Temperate Locations."

Temps, R. C. and K. L. Coulson, *Solar Energy*, 19, 179 (1977). "Solar Radiation Incident upon Slopes of Different Orientations."

Thekaekara, M. P., Supplement to the Proc. of 20th Annual Meeting of the Inst. For Environmental Science, 21 (1974). «Data on Incident Solar Energy.»

Van Heuklon T., Estimating atmospheric ozone for solar radiation models, Solar Energy 22, p.p.: 63 – 68 (1979)

Yang K., Huang G. W., Tamai N. 2001, A hybrid model for estimating global solar radiation, Solar Energy 70, 13 – 22

ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ Α': Πίνακες τιμών ηλιακής ακτινοβολίας

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
5 με 6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.03	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
6 με 7	0.00	0.00	0.01	0.05	0.11	0.16	0.16	0.09	0.03	0.01	0.00	0.00
7 με 8	0.01	0.03	0.08	0.19	0.33	0.39	0.40	0.34	0.13	0.05	0.02	0.01
8 με 9	0.07	0.14	0.24	0.39	0.51	0.55	0.57	0.52	0.39	0.23	0.11	0.06
9 με 10	0.18	0.27	0.37	0.54	0.64	0.69	0.71	0.66	0.55	0.38	0.25	0.17
10 με 11	0.26	0.36	0.47	0.63	0.74	0.77	0.81	0.77	0.66	0.48	0.35	0.26
11 με 12	0.30	0.41	0.51	0.68	0.78	0.82	0.84	0.81	0.71	0.53	0.39	0.30
12 με 13	0.30	0.41	0.51	0.68	0.78	0.80	0.84	0.81	0.70	0.53	0.40	0.30
13 με 14	0.26	0.36	0.47	0.62	0.71	0.74	0.78	0.75	0.64	0.48	0.36	0.26
14 με 15	0.19	0.28	0.39	0.52	0.61	0.65	0.68	0.65	0.53	0.38	0.27	0.18
15 με 16	0.10	0.17	0.27	0.39	0.48	0.52	0.55	0.51	0.40	0.26	0.15	0.09
16 με 17	0.00	0.06	0.14	0.24	0.33	0.37	0.39	0.34	0.23	0.11	0.04	0.00
17 με 18	0.00	0.00	0.00	0.09	0.17	0.22	0.22	0.17	0.07	0.00	0.00	0.00
18 με 19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.07	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Πίνακας 1: Τιμές πινάκων για την Αθήνα (Μοσχάτος).

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
5 με 6	0.00	0.00	0.00	0.00	0.02	0.04	0.03	0.01	0.00	0.00	0.00	0.00
6 με 7	0.00	0.00	0.01	0.05	0.11	0.19	0.17	0.08	0.03	0.01	0.00	0.00
7 με 8	0.01	0.03	0.08	0.20	0.29	0.35	0.36	0.32	0.15	0.05	0.02	0.01
8 με 9	0.05	0.12	0.21	0.37	0.45	0.51	0.52	0.50	0.34	0.20	0.08	0.04
9 με 10	0.15	0.25	0.32	0.50	0.57	0.63	0.65	0.64	0.48	0.34	0.22	0.13
10 με 11	0.23	0.34	0.40	0.59	0.67	0.73	0.74	0.72	0.59	0.42	0.29	0.22
11 με 12	0.28	0.37	0.45	0.63	0.73	0.77	0.78	0.76	0.64	0.46	0.33	0.25
12 με 13	0.28	0.38	0.44	0.62	0.73	0.77	0.79	0.77	0.63	0.47	0.34	0.25
13 με 14	0.25	0.34	0.42	0.57	0.70	0.71	0.75	0.72	0.57	0.42	0.31	0.23
14 με 15	0.18	0.26	0.35	0.48	0.61	0.63	0.68	0.63	0.50	0.35	0.23	0.16
15 με 16	0.08	0.16	0.25	0.36	0.49	0.52	0.56	0.50	0.38	0.24	0.13	0.08
16 με 17	0.00	0.05	0.13	0.24	0.35	0.37	0.40	0.35	0.23	0.10	0.00	0.00
17 με 18	0.00	0.00	0.00	0.09	0.19	0.23	0.24	0.18	0.07	0.00	0.00	0.00
18 με 19	0.00	0.00	0.00	0.00	0.05	0.08	0.08	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00

Πίνακας 2: Τιμές πινάκων για τη Θεσσαλονίκη (Μοσχάτος).

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
5 με 6	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000	0.0199	0.0230	0.0199	0.0794	0.0005	0.0000	0.0002	0.0000
6 με 7	0.0000	0.0106	0.0054	0.0547	0.1266	0.1763	0.1400	0.2221	0.0290	0.0029	0.0005	0.0003
7 με 8	0.0393	0.0882	0.0631	0.1817	0.2726	0.3407	0.2975	0.3844	0.1610	0.0562	0.0138	0.0027
8 με 9	0.1344	0.1988	0.1952	0.3256	0.4241	0.5086	0.4728	0.5523	0.3236	0.1844	0.0844	0.0451
9 με 10	0.2240	0.3086	0.3310	0.4697	0.5743	0.6612	0.6414	0.6810	0.4647	0.3005	0.1796	0.1236
10 με 11	0.2781	0.3981	0.4508	0.5943	0.6772	0.7785	0.7623	0.7675	0.5836	0.3977	0.2677	0.1958
11 με 12	0.3019	0.4513	0.5437	0.6770	0.7288	0.8628	0.8335	0.8062	0.6673	0.4574	0.3097	0.2423
12 με 13	0.2916	0.4544	0.5759	0.7010	0.7658	0.8937	0.8567	0.8005	0.7020	0.4817	0.3190	0.2604
13 με 14	0.2521	0.3801	0.5361	0.6354	0.7190	0.8750	0.8295	0.7175	0.6666	0.4506	0.3030	0.2489
14 με 15	0.1731	0.2737	0.4845	0.5563	0.6563	0.7848	0.7548	0.5734	0.5816	0.3724	0.2372	0.1982
15 με 16	0.0694	0.1558	0.3887	0.4538	0.5428	0.6492	0.6375	0.4110	0.4541	0.2493	0.1495	0.1129
16 με 17	0.0036	0.0406	0.2431	0.2971	0.3896	0.4761	0.4856	0.2301	0.2882	0.1272	0.0470	0.0289
17 με 18	0.0000	0.0029	0.0955	0.1588	0.2281	0.2994	0.3141	0.0772	0.1163	0.0239	0.0014	0.0005
18 με 19	0.0000	0.0000	0.0000	0.0425	0.0902	0.1446	0.1417	0.0051	0.0143	0.0002	0.0002	0.0002

Πίνακας 3: Μετρήσεις για τη Θεσσαλονίκη
(Εργαστήριο Φυσικής της Ατμόσφαιρας, Τμήμα Φυσικής, ΑΠΘ).

	Ι	Φ	Μ	Α	Μ	Ι	Ι	Α	Σ	Ο	Ν	Δ
5 με 6	0.0001	0.0026	0.0088			0.0533	0.0760	0.0250	0.0070	0.0028	0.0000	0.0000
6 με 7	0.0069	0.0245	0.0426			0.1627	0.1408	0.0739	0.0448	0.0171	0.0005	0.0000
7 με 8	0.0646	0.1538	0.1641			0.3505	0.4266	0.3114	0.1756	0.0560	0.0297	0.0117
8 με 9	0.1332	0.3562	0.3970			0.4954	0.6246	0.5341	0.4518	0.2530	0.0878	0.0407
9 με 10	0.2106	0.4462	0.3957			0.5391	0.7522	0.6549	0.5866	0.3865	0.2027	0.0880
10 με 11	0.2416	0.4882	0.3965			0.6304	0.8068	0.7269	0.6539	0.4466	0.2772	0.1259
11 με 12	0.2713	0.4754	0.3242			0.7077	0.8069	0.7521	0.7085	0.4670	0.2710	0.1490
12 με 13	0.2664	0.3872	0.3097			0.5748	0.8210	0.7059	0.6549	0.4101	0.2547	0.1298
13 με 14	0.1833	0.2936	0.2813			0.5083	0.7569	0.6338	0.5463	0.3658	0.1941	0.1723
14 με 15	0.0988	0.1783	0.1991			0.2847	0.6805	0.5613	0.4434	0.2600	0.1249	0.0629
15 με 16	0.0234	0.0554	0.0731			0.2516	0.5212	0.4224	0.2966	0.1383	0.0390	0.0300
16 με 17	0.0024	0.0011	0.0038			0.1936	0.3258	0.2507	0.1424	0.0443	0.0053	0.0028
17 με 18	0.0000	0.0000	0.0000			0.0945	0.1827	0.1140	0.0316	0.0062	0.0000	0.0000
18 με 19	0.0000	0.0000	0.0000			0.0171	0.0372	0.0182	0.0000	0.0000	0.0000	0.0000

Πίνακας 4: Μετρήσεις για την Κοζάνη
(Εργαστήριο Τεχνολογίας Περιβάλλοντος, Τομέας Περιβάλλοντος και Χρήσης Ενέργειας,
Πανεπιστήμιο Δυτικής Μακεδονίας).