

ΤΟΜΕΑΣ ΜΕΤΕΩΡΟΛΟΓΙΑΣ ΚΑΙ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑΣ
ΑΡΙΣΤΟΤΕΛΕΙΟ ΠΑΝΕΠΙΣΤΗΜΙΟ ΘΕΣΣΑΛΟΝΙΚΗΣ

ΦΥΣΙΚΗ ΚΛΙΜΑΤΟΛΟΓΙΑ



4. Κοσμοσφαιρική ισορροπία θερμότητας F_0 προς το περιβάλλον, με τη βοήθεια των μεταβολών νεφών.

Αν $R_s = (1 - \alpha_p) Q_0 = F_0$

εφαρμόζει το νόμο του Στιβενς, τότε η ακτινοβολία Q_0 είναι $Q_0 = \frac{F_0}{1 - \alpha_p}$

εφαρμόζει το νόμο του Στιβενς, τότε η ακτινοβολία Q_0 είναι $Q_0 = \frac{F_0}{1 - \alpha_p}$

εφαρμόζει το νόμο του Στιβενς, τότε η ακτινοβολία Q_0 είναι $Q_0 = \frac{F_0}{1 - \alpha_p}$

εφαρμόζει το νόμο του Στιβενς, τότε η ακτινοβολία Q_0 είναι $Q_0 = \frac{F_0}{1 - \alpha_p}$

εφαρμόζει το νόμο του Στιβενς, τότε η ακτινοβολία Q_0 είναι $Q_0 = \frac{F_0}{1 - \alpha_p}$

εφαρμόζει το νόμο του Στιβενς, τότε η ακτινοβολία Q_0 είναι $Q_0 = \frac{F_0}{1 - \alpha_p}$

Κάθε γνήσιο αντίτυπο φέρει την υπογραφή των συγγραφέων

ISBN 960-431-495-5

© COPYRIGHT, Νοέμβριος 1998, Χ. Σ. Σαχσαμάνογλου, Α. Α. Μπλούτσος

Απαγορεύεται η με κάθε τρόπο αντιγραφή ή αναπαραγωγή μέρους ή όλου του βιβλίου χωρίς την έγγραφη άδεια των συγγραφέων και του εκδότη.



Εξώφυλλο

Χαράλαμπος Κιμίκογλου

**Φωτοστοιχειοθεσία
Εκτύπωση**

Π. ΖΗΤΗ & Σια ΟΕ
18^ο χλμ Θεσσαλονίκης - Περαιάς
ΤΘ 17057 • 542 10 Θεσσαλονίκη
Τηλ.-Fax: 0392 - 72.222 (3 γραμμές)
e-mail: ziti@hyper.gr

Βιβλιοπωλείο

ΕΚΔΟΣΕΙΣ ΖΗΤΗ
Αρμενοπούλου 27 • 546 35 Θεσσαλονίκη
Τηλ: (031) 203.720, Fax: 211.305

ΠΡΟΛΟΓΟΣ

Με την εμπειρία της πρώτης εκδόσεως και εκείνης που προέκυψε από την δεκαπενταετή διδασκαλία στους φοιτητές του Φυσικού Τμήματος, κυκλοφορούμε το βιβλίο αυτό, με την ελπίδα ότι έχουμε περιορίσει στο ελάχιστο τις πιθανές ατέλειες και καλύψει κατά το δυνατόν τις απαιτήσεις των συναδέλφων.

Με το βιβλίο αυτό, από τη μια πλευρά βοηθούμε τους φοιτητές που επέλεξαν το μάθημα της Φυσικής Κλιματολογίας και από την άλλη, καλύπτουμε το κενό που υπάρχει στην Ελληνική βιβλιογραφία, στον χώρο της Φυσικής Κλιματολογίας, αφού είναι το μοναδικό βιβλίο που κυκλοφορεί αποκλειστικά γι' αυτό το αντικείμενο.

Στο βιβλίο αυτό πραγματευόμαστε κυρίως το ενεργειακό και υδρολογικό ισοζύγιο της γης, με την ταυτόχρονη μελέτη όλων εκείνων των φυσικών διεργασιών που συμβάλλουν αποφασιστικά στην διαμόρφωση των ισοζυγίων αυτών σε κάθε περιοχή του πλανήτη. Επίσης παρουσιάζουμε και αναλύουμε τους τύπους των οργάνων εκείνων με τη βοήθεια των οποίων γίνεται η εκτίμηση του ισοζυγίου της ενέργειας και του νερού στο έδαφος και στην ατμόσφαιρα.

Στην καλύτερη κατανόηση των θεμάτων που πραγματεύεται το βιβλίο αυτό, συμβάλλουν και οι εφαρμογές που αναλύονται κατά την διάρκεια των φροντιστηρίων.

Θεσσαλονίκη, Νοέμβριος 1998

Οι συγγραφείς

Χ.Σ. Σαχσαμάνογλου - Α.Α. Μπλούτσος

ΕΙΣΑΓΩΓΗ

Κλιματολογία είναι η επιστήμη που μελετά τη μέση φυσική κατάσταση της ατμόσφαιρας σε μία μεγάλη χρονική περίοδο (κλίμα). Μελετά επίσης τις τοπικές και χρονικές διακυμάνσεις της καταστάσεως αυτής. Ο μεγαλύτερος κλάδος της Κλιματολογίας είναι η **Φυσική Κλιματολογία** που έχει σαν σκοπό την ερμηνεία του κλίματος των διαφόρων περιοχών του πλανήτη.

Η ακριβής ερμηνεία του κλίματος μιάς μικρής ή μεγάλης περιοχής γίνεται με βάση το ενεργειακό και υδατικό ισοζύγιο (εδάφους και ατμόσφαιρας) που επικρατεί στην περιοχή αυτή. Επομένως η ερμηνεία των κλιματικών μεταβολών ανάγεται στην μελέτη των μεταβολών των ισοζυγίων αυτών, των οποίων η αλληλοεξάρτηση είναι πρόδηλη.

Προκειμένου να μελετήσει κανείς το κλίμα μιάς περιοχής απαιτούνται αξιόπιστες μετρήσεις πολλών μετεωρολογικών παραμέτρων για μεγάλο χρονικό διάστημα. Μία τέτοια απαίτηση δεν είναι πραγματοποιήσιμη σ' όλες τις περιοχές του πλανήτη αφού για αρκετές από αυτές τα στοιχεία που διαθέτουμε είναι ελάχιστα ή ανύπαρκτα, λόγω διαφόρων δυσχεριών. Τα τελευταία χρόνια η χρήση δορυφόρων για μετεωρολογικούς σκοπούς θα μας δώσει την δυνατότητα να ανταποκριθούμε μελλοντικά, στην απαίτηση αυτή για όλα τα σημεία του πλανήτη. Από την άλλη πλευρά, η μελέτη των κλιματικών μεταβολών απαιτεί την ιδιαίτερη επεξεργασία μεγάλου όγκου πληροφοριών. Η παρουσία όμως των ηλεκτρονικών υπολογιστών συνέβαλλε αποφασιστικά στη μελέτη των πληροφοριών αυτών, με τη βοήθεια πολυπλόκων μοντέλων.

ΠΕΡΙΕΧΟΜΕΝΑ

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΡΩΤΟ

ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

- | | | |
|-----|---|----|
| 1.1 | Γενικά | 13 |
| 1.2 | Η διανομή της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα έδαφος - ατμόσφαιρα..... | 18 |
| 1.3 | Διείσδυση της ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος, στο νερό και στον πάγο..... | 25 |
| 1.4 | Εμπειρικός υπολογισμός της εντάσεως της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους
<i>Περίπτωση κατά την οποία ο ουρανός είναι ανέφελος -
Περίπτωση κατά την οποία ο ουρανός είναι νεφοσκεπής</i> | 29 |

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΥΤΕΡΟ

ΓΗΙΝΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

- | | | |
|-----|---|----|
| 2.1 | Γενικά | 31 |
| 2.2 | Διανομή της γήινης ακτινοβολίας | 33 |
| 2.3 | Υπολογισμός της ενεργού εξερχομένης ακτινοβολίας από την επιφάνεια του εδάφους
<i>Εξίσωση του Angstrom - Εξίσωση του Brunt - Εξίσωση του Swinbank -
Εξίσωση του Mc Donald - Η επίδραση της νεφώσεως και του αναγλύφου στον υπολογισμό της ενεργού εξερχομένης ακτινοβολίας -
Υπολογισμός της ενεργού εξερχομένης ακτινοβολίας από το έδαφος με τη χρήση στοιχείων ραδιοβολίδας</i> | 35 |
| 2.4 | Το ισοζύγιο των ακτινοβολιών | 41 |

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΡΙΤΟ

ΜΕΤΡΗΣΕΙΣ ΚΑΙ ΟΡΓΑΝΑ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ

- | | | |
|-----|--|----|
| 3.1 | Αναγωγές της άμεσης ηλιακής ακτινοβολίας
<i>Αναγωγή στη μέση απόσταση Γης-Ηλίου - Αναγωγή σε ύψος ηλίου 30°</i> | 45 |
|-----|--|----|

3.2	Τύποι οργάνων μετρήσεως της ακτινοβολίας	47
3.3	Περιγραφή χαρακτηριστικών οργάνων μετρήσεως της ηλιακής ακτινοβολίας <i>Πυρηλιόμετρο Linke-Feussner - Ακτινομετρικό ζεύγος Robitzsch - Πυρανόμετρα ή ραδιόμετρα μικρού μήκους κύματος - Πυργεώμετρα ή ραδιόμετρα μεγάλου μήκους κύματος - Σκιάδιο για τη μέτρηση της διάχυτης ακτινοβολίας</i>	48
3.4	Ηλιοφάνεια - Ηλιογράφοι <i>Θεωρητική και πραγματική ηλιοφάνεια - Όργανα μετρήσεως της ηλιοφάνειας</i>	63

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΤΕΤΑΡΤΟ

ΟΙ ΚΙΝΗΣΕΙΣ ΣΤΟ ΟΡΙΑΚΟ ΣΤΡΩΜΑ ΤΡΙΒΗΣ

4.1	Γενικά	71
4.2	Οριακό στρώμα τριβής	72
4.3	Στρωτή ροή στο οριακό στρώμα τριβής	73
4.4	Στροβιλώδης ροή στο οριακό στρώμα τριβής	76
4.5	Ο άνεμος στο επιφανειακό στρώμα	79
4.6	Ο άνεμος στο στρώμα Ekman	82
4.7	Η κατάσταση ισορροπίας στο επιφανειακό στρώμα και οι αναταράξεις	85
4.8	Η επίδραση της αναταράξεως στην ημερήσια πορεία της θερμοκρασίας του αέρα κοντά στο έδαφος	86
4.9	Συνήθη μεγέθη του οριακού στρώματος	90

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΠΕΜΠΤΟ

ΔΙΑΔΟΣΗ ΤΗΣ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ

5.1	Γενικά	93
5.2	Θερμικές ιδιότητες του εδάφους	94
5.3	Διάδοση της θερμότητας στο έδαφος	99
5.4	Κύμανση της θερμοκρασίας στο έδαφος	101

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΚΤΟ

ΤΑ ΘΑΛΑΣΣΙΑ ΡΕΥΜΑΤΑ

6.1 Γενικά	105
6.2 Αίτια σχηματισμού και διατήρησης των θαλασσίων ρευμάτων	105
6.3 Τα σημαντικότερα θαλάσσια ρεύματα του πλανήτη	106
6.4 Τα θαλάσσια ρεύματα της Μεσογείου	111

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΒΔΟΜΟ

Ο ΥΔΡΟΛΟΓΙΚΟΣ ΚΥΚΛΟΣ

7.1 Γενικά	115
7.2 Η ροή των υδρατμών από εξατμιζόμενη επιφάνεια	117
7.3 Η ενέργεια που διατίθεται για την εξάτμιση	123
7.4 Η ροή του νερού από το εσωτερικό του εδάφους προς την εξατμιζόμενη επιφάνεια	128
7.5 Η συμπύκνωση των υδρατμών	130

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΟΓΔΩΟ

ΤΟ ΙΣΟΖΥΓΙΟ ΤΟΥ ΝΕΡΟΥ

8.1 Το ισοζύγιο του νερού στην επιφάνεια της Γης <i>Το ισοζύγιο του νερού σαν κλιματικός δείκτης</i>	135
8.2 Το ισοζύγιο του νερού στην ατμόσφαιρα	145

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΝΑΤΟ

ΟΡΓΑΝΑ ΜΕΤΡΗΣΗΣ ΤΗΣ ΒΡΟΧΗΣ ΚΑΙ ΤΗΣ ΕΞΑΤΜΙΣΗΣ

9.1 Γενικά	151
9.2 Βροχόμετρα <i>Γενικά - Μέτρηση του ύψους της βροχοπτώσεως με μη αυτογραφικά όργανα - Μέτρηση του ύψους της βροχοπτώσεως με αυτογραφικά όργανα - Εγκατάσταση - Πηγές σφαλμάτων</i>	153

9.3 Εξατμισόμετρα

*Γενικά - Εξατμισόμετρα ή ατιμόμετρα - Εξατμισόμετρα λεκάνης
ή δεξαμενής - Εξατμισόμετρο λεκάνης πρώτης τάξεως των Η.Π.Α. -
Όργανα μετρήσεως της εξατμισοδιαπνοής - Μέθοδος παρατηρήσεως159*

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΕΚΑΤΟ***ΤΟ ΕΝΕΡΓΕΙΑΚΟ ΙΣΟΖΥΓΙΟ ΤΗΣ ΓΗΣ***

10.1 Γενικά	165
10.2 Το ενεργειακό ισοζύγιο του εδάφους	166
10.3 Το ενεργειακό ισοζύγιο του εδάφους κατά την διάρκεια του έτους.....	169
10.4 Το ενεργειακό ισοζύγιο του εδάφους κατά την διάρκεια της ημέρας	180
10.5 Το ενεργειακό ισοζύγιο της ατμόσφαιρας	183
10.6 Το ενεργειακό ισοζύγιο συστήματος έδαφος - ατμόσφαιρα	186
10.7 Το ενεργειακό και το υδάτινο ισοζύγιο σε λεπτό παρεδάφιο ατμοσφαιρικό στρώμα	196

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΕΝΔΕΚΑΤΟ***ΤΟ ΦΑΙΝΟΜΕΝΟ ΤΗΣ ΝΟΤΙΑΣ ΚΥΜΑΝΣΗΣ***

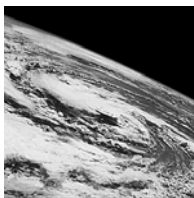
11.1 Γενικά	201
11.2 Η νότια κύμανση.....	202
11.3 Οι ακραίες καταστάσεις της νότιας κύμανσης	204
11.4 Θεωρίες που ερμηνεύουν την εμφάνιση των ακραίων καταστάσεων της νότιας κύμανσης	208
11.5 Η επίδραση του φαινομένου ENSO στον καιρό και στο κλίμα άλλων περιοχών του πλανήτη.....	212

ΚΕΦΑΛΑΙΟ ΔΩΔΕΚΑΤΟ***ΤΟ ΚΛΙΜΑ ΤΗΣ ΓΗΣ ΣΤΟ ΑΠΩΤΕΡΟ ΠΑΡΕΛΘΟΝ***

12.1 Γενικά	217
--------------------------	-----

12.2 Στοιχεία του κλίματος του παρελθόντος	219
12.3 Θεωρίες που ερμηνεύουν τις κλιματικές αλλαγές.....	228
ΕΦΑΡΜΟΓΕΣ.....	243
ΠΑΡΑΡΤΗΜΑ	287
ΜΟΝΑΔΕΣ - ΣΤΑΘΕΡΕΣ	299
ΒΙΒΛΙΟΓΡΑΦΙΑ	302

1.



ΗΛΙΑΚΗ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑ

1.1 ΓΕΝΙΚΑ

Η βασική πηγή ενέργειας για τη γη, είναι ο ήλιος. Η ηλιακή ενέργεια που φθάνει στη γη, αντιπροσωπεύει το 99,97% των αναγκών της. Από την επιφάνεια του ηλίου, εκπέμπεται προς το διάστημα ισχύς:

$$P = 3.91 \cdot 10^{23} \text{ KW} = 56 \cdot 10^{26} \text{ cal} / \text{min}$$

Επομένως σε απόσταση $R_0 = 1.5 \cdot 10^{11} \text{ m}$, όση είναι η μέση απόσταση γης-ηλίου, η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας θα είναι:

$$I_0 = \frac{P}{4\pi R_0^2} = \frac{3.91 \cdot 10^{23} \text{ KW}}{4\pi (1.5 \cdot 10^{11})^2 \text{ m}^2} = 1.38 \text{ KW} / \text{m}^2 = 1.98 \text{ ly} / \text{min}$$

Η τιμή της εντάσεως αυτής ονομάζεται **ηλιακή σταθερά**. Οι τελευταίες μετρήσεις, σαν την πλέον ακριβή τιμή, δίνουν αυτήν των 1367 W/m^2 ή 1.968 ly/min . Όπως είναι γνωστόν, η απόσταση γης - ηλίου είναι μεταβλητή. Παίρνει τιμές που κυμαίνονται από μια ελάχιστη τιμή: $R_\pi = 0.983 R_0$ που αντιστοιχεί στο **περιήλιο** της εκλειπτικής (3 Ιανουαρίου) μέχρι μία μέγιστη: $R_\alpha = 1,017 R_0$, που αντιστοιχεί στο **αφήλιο** (4 Ιουλίου).

Από τη γνωστή σχέση της φωτομετρίας:

$$\frac{I}{I_0} = \frac{R_0^2}{R^2} \tag{1.1.1}$$

Πίνακας 1.1.1

Η ένταση (ly/min) και η % απόκλιση της ηλιακής ακτινοβολίας, από τη μέση τιμή, στο ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας ($I_0 = 1.968$ ly/min).

Ημερομηνία	ly/min	%	Ημερομηνία	ly/min	%
1η Ιανουαρίου	2.025	+3.3	1η Ιουλίου	1.893	-3.4
16η	2.023	+3.2	16η	1.895	-3.3
1η Φεβρουαρίου	2.017	+2.9	1η Αυγούστου	1.901	-3.0
16η	2.007	+2.4	16η	1.911	-2.5
1η Μαρτίου	1.995	+1.8	1η Σεπτεμβρίου	1.925	-1.8
16η	1.980	+1.0	16η	1.940	-1.0
1η Απριλίου	1.970	+0.1	1η Οκτωβρίου	1.956	-0.2
16η	1.954	-0.7	16η	1.973	+0.7
1η Μαΐου	1.931	-1.5	1η Νοεμβρίου	1.989	+1.5
16η	1.914	-2.3	16η	2.003	+2.2
1η Ιουνίου	1.903	-2.9	1η Δεκεμβρίου	2.015	+2.8
16η	1.897	-3.2	16η	2.025	+3.3

προκύπτει ότι η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας παίρνει τις τιμές που κυμαίνονται από $I_{\pi} = 1,035 I_0$ (στο περιήλιο) μέχρι $I_{\alpha} = 0,967 I_0$ (στο αφήλιο). Δηλαδή οι τιμές της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας παρουσιάζουν μία διακύμανση τιμών, περίπου $\pm 3.4\%$ από την μέση τιμή. Αξίζει να σημειωθεί ότι στην καθημερινή πρακτική θεωρούμε ότι η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας παραμένει σταθερή και ίση προς I_0 . Με βάση την παραδοχή αυτή, το ποσόν της μέσης ισχύος που δέχεται το φωτιζόμενο τμήμα της γης (θεωρώντας την χωρίς ατμόσφαιρα) θα είναι:

$$\langle P \rangle = \pi R_{\Gamma}^2 I_0 = 175.8 \cdot 10^{12} \text{ KW}$$

Άρα κατά την διάρκεια μίας ημέρας, η γη δέχεται από τον ήλιο ενέργεια:

$$Q_{So\lambda} = 4.2 \cdot 10^{16} \text{ KWh} / \text{day} = 3.61 \cdot 10^{21} \text{ cal} / \text{day}$$

Έτσι, στη μοναδιαία επιφάνεια της γης, η μέση ηλιακή ενέργεια που αντιστοιχεί είναι:

$$\langle Q_s \rangle = \frac{Q_{So\lambda}}{4\pi R_{\Gamma}^2} = 86.4 \text{ KWh} / \text{m}^2 \cdot \text{day} = 708.6 \text{ ly} / \text{day}$$

και το αντίστοιχο ποσόν για όλο τον χρόνο θα είναι:

Πίνακας 1.1.2

Η κατανομή της ενέργειας στο ηλιακό φάσμα
(Radiation in the atmosphere by K.Y. Kondratyev)

Φασματική Περιοχή	Μήκος κύματος	Ένταση
Υπεριώδης	150 nm - 400 nm	0.183 ly/min
<i>I</i>	150 - 280	0.011
<i>II</i>	280 - 320	0.035
<i>III</i>	320 - 400	0.137
Ορατή	400 nm - 740 nm	0.865 ly/min
<i>I</i>	400 - 520	0.343
<i>II</i>	520 - 620	0.259
<i>III</i>	620 - 740	0.263
Υπέρυθρη	740 nm - 4000 nm	0.922 ly/min
<i>I</i>	740 - 1400	0.658
<i>II</i>	1400 - 3000	0.241
<i>III</i>	3000 - 4000	0.022

$$\langle Q_s \rangle = 3 \cdot 10^4 \text{ KWh} / \text{m}^2 \text{ year} = 256 \text{ Kly} / \text{year}$$

Η πλέον ακριβής τιμή θεωρείται η $3,1 \cdot 10^4 \text{ KWh/m}^2 \text{ year}$ ή 263 Kly/year .

Η ηλιακή ακτινοβολία είναι κυρίως ηλεκτρομαγνητικής φύσεως και το φάσμα της εκτείνεται από 150 nm μέχρι 4000 nm περίπου. Τα 9% της ηλιακής ακτινοβολίας αντιστοιχούν στο υπεριώδες τμήμα ($\lambda < 400 \text{ nm}$), τα 44% στο ορατό τμήμα ($400 \text{ nm} < \lambda < 740 \text{ nm}$) και τα υπόλοιπα 47% στο υπέρυθρο τμήμα του φάσματος ($\lambda > 740 \text{ nm}$).

Όπως προκύπτει από τον ορισμό της εντάσεως της ηλιακής ακτινοβολίας, το ποσό dQ , της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους, σε χρόνο dt , εφ' όσον δεχθούμε τη γη χωρίς ατμόσφαιρα, θα δίνεται από τη σχέση:

$$dQ = I \cdot dt \quad 1.1.2$$

όπου I η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας τη στιγμή του υπολογισμού του ποσού dQ .

Είναι όμως γνωστό ότι:

$$I = I_K \eta \mu \nu = I_K \sin \nu Z \quad 1.1.3$$

όπου I_K είναι η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας με ύψος ηλίου $\nu = 90^\circ$ και Z η ζενιθία απόσταση του ηλίου. Είναι γνωστό επίσης από τη σφαιρική αστρονομία

ότι η ζενιθία απόσταση προσδιορίζεται από το τρίγωνο θέσεως, με τη βοήθεια της σχέσεως:

$$\sigma\nu Z = \eta\mu\varphi \delta\eta\mu\delta + \sigma\nu\varphi \delta\sigma\nu\delta \delta\sigma\nu H \quad 1.1.4$$

όπου φ το γεωγραφικό πλάτος του τόπου, δ και H η απόκλιση και η ωριαία γωνία του ηλίου αντίστοιχα, τη στιγμή του υπολογισμού του ποσού dQ .

Επομένως το ολικό ποσόν της ηλιακής ακτινοβολίας που θα φτάσει στο έδαφος, από την ανατολή του ηλίου μέχρι την δύση του, σε τόπο με γεωγραφικό πλάτος φ θα είναι:

$$Q_{ολ} = \int_{t_a}^{t_\delta} I_k \sigma\nu Z \delta t$$

Με βάση τη σχέση 1.1.4 η παραπάνω σχέση γράφεται:

$$Q_{ολ} = I_k \int_{t_a}^{t_\delta} (\eta\mu\varphi \delta\eta\mu\delta + \sigma\nu\varphi \delta\sigma\nu\delta \delta\sigma\nu H) \delta t \quad 1.1.5$$

Από τον ορισμό της γωνιακής ταχύτητας της γης έχουμε:

$$\Omega = \frac{dH}{dt} = \frac{2\pi}{T}$$

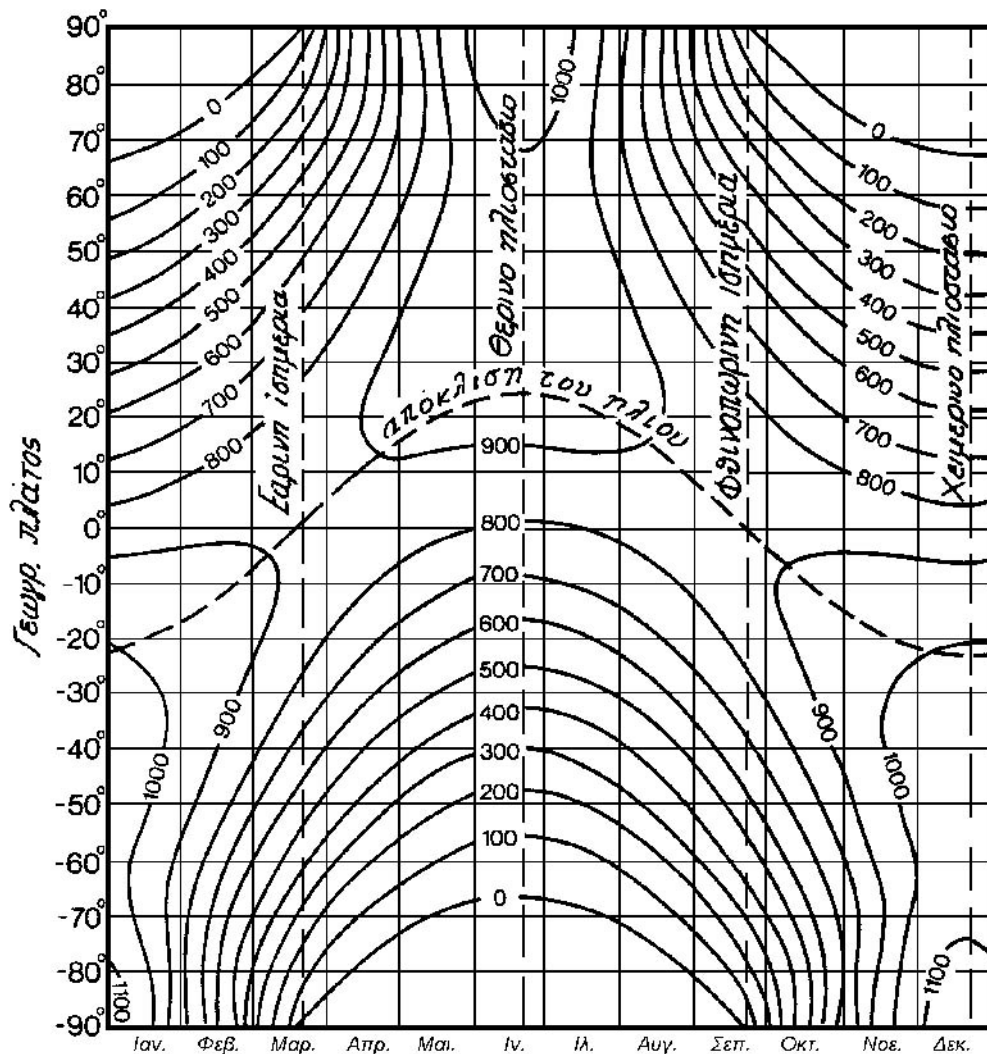
Έτσι η σχέση 1.1.5 μπορεί να γραφεί και με τη μορφή:

$$Q_{ολ} = \frac{T \delta I_k}{2\pi} \int_{H_a}^{H_\delta} (\eta\mu\varphi \delta\eta\mu\delta + \sigma\nu\varphi \delta\sigma\nu\delta \delta\sigma\nu H) \delta H \quad 1.1.6$$

Αν λάβουμε υπ' όψιν μας τη σχέση 1.1.1, που συνδέει την ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας και την απόσταση γης - ηλίου, τότε η σχέση 1.1.6 μπορεί να γραφεί με τη μορφή:

$$Q_{ολ} = \frac{T \delta I_0}{2\pi} \frac{R_0^2}{R} \int_{H_a}^{H_\delta} (\eta\mu\varphi \delta\eta\mu\delta + \sigma\nu\varphi \delta\sigma\nu\delta \delta\sigma\nu H) \delta H \quad 1.1.7$$

Από τον ορισμό της ωριαίας γωνίας H του ηλίου προκύπτει: $H_\delta = -H_a$, όπου H_δ η ωριαία γωνία του ηλίου τη στιγμή της δύσεως και H_a η ωριαία γωνία του ηλίου τη στιγμή της ανατολής.



Σχήμα 1.1.1 Οι ημερήσιες τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας (ly) στην επιφάνεια του εδάφους, θεωρώντας τη γη χωρίς ατμόσφαιρα, σε συνάρτηση του γεωγραφικού πλάτους. (Από τους μετεωρολογικούς πίνακες του Smithsonian Institute)

Ολοκληρώνοντας τη σχέση 1.1.7 προκύπτει:

$$Q_{oi} = \frac{T \Delta I_0}{2\pi} \frac{R_0}{R}^2 [H_\delta \Delta \eta \mu \phi \Delta \eta \mu \delta + \sigma \nu \eta \phi \Delta \sigma \nu \delta \Delta \eta \mu H_\delta] \quad 1.1.8$$

Όταν ο παράγοντας I_0 εκφράζεται σε ly/min και η περίοδος T της περιστροφής της γης γύρω από τον άξονά της σε min , τότε η σχέση 1.1.8 γράφεται:

$$Q_{oi} = \frac{1440 \Delta I_0}{\pi} \frac{R_0}{R}^2 (H_\delta \Delta \eta \mu \phi \Delta \eta \mu \delta + \sigma \nu \eta \phi \Delta \sigma \nu \delta \Delta \eta \mu H_\delta) ly/day \quad 1.1.9$$

Από την παραπάνω σχέση, μπορούμε να υπολογίσουμε το ποσόν της ηλιακής ακτινοβολίας $Q_{ολ}$ που φθάνει κάθε ημέρα, σε κάθε σημείο της γης (σχήμα 1.1.1). Κατά συνέπεια, από τη σχέση 1.1.9 μπορούμε επίσης να υπολογίσουμε το ποσόν της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχεται η γη, τόσο κατά τη θερμή περίοδο (21/3-22/9), όσο και κατά την ψυχρή. Παρ' όλο που η ψυχρή περίοδος (179 ημέρες) είναι χρονικά μικρότερη από τη θερμή (186 ημέρες), το ολικό ποσόν της ηλιακής ακτινοβολίας που δέχεται ο πλανήτης κατά τη θερμή περίοδο, είναι το ίδιο με το αντίστοιχο ποσόν της ψυχρής περιόδου, επειδή ακριβώς οι αποστάσεις γης - ηλίου κατά τη θερμή περίοδο είναι μεγαλύτερες από εκείνες της ψυχρής περιόδου.

1.2 Η ΔΙΑΝΟΜΗ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΟ ΣΥΣΤΗΜΑ ΕΛΔΦΟΣ - ΑΤΜΟΣΦΑΙΡΑ.

Αν Q_S είναι το ποσόν της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο όριο της ατμόσφαιρας, τότε από το ποσόν αυτό ένα μέρος ($Q + q$) φθάνει στο έδαφος, είτε κατ' ευθείαν (ποσότητα Q), είτε μετά από σκέδαση μέσα στην ατμόσφαιρα (ποσότητα q). Από το ποσόν που φθάνει στο έδαφος, ένα μέρος του: $a(Q + q)$ ανακλάται, ενώ το υπόλοιπο μέρος $(1-a) \cdot (Q + q)$ απορροφάται τελικά απ' αυτό. Ο παράγοντας a εκφράζει την ανακλαστικότητα ή λευκαύγεια (albedo) του εδάφους.

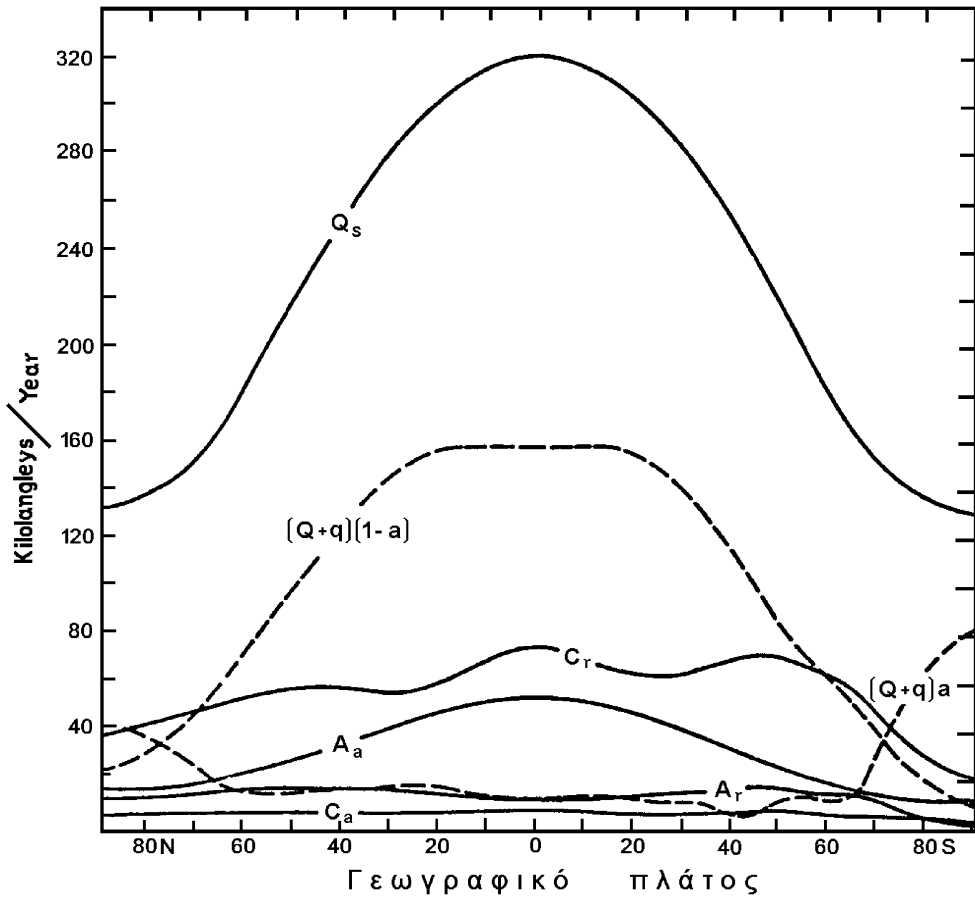
Κατά την διαδρομή της ηλιακής ακτινοβολίας μέσα στην ατμόσφαιρα, ένα μέρος της C_a απορροφάται από τα νέφη, ένα άλλο μέρος A_a απορροφάται από την ατμόσφαιρα, ενώ το υπόλοιπο ποσόν ανακλάται, από τα νέφη (ποσότητα C_r) και τα σωματίδια της ατμόσφαιρας (ποσότητα A_r) και επιστρέφει στο διάστημα. Επομένως η διανομή της ηλιακής ακτινοβολίας θα μπορούσε να εκφρασθεί από τη σχέση:

$$Q_S = (1 - a)(Q + q) + C_a + A_a + a(Q + q) + C_r + A_r \quad 1.2.1$$

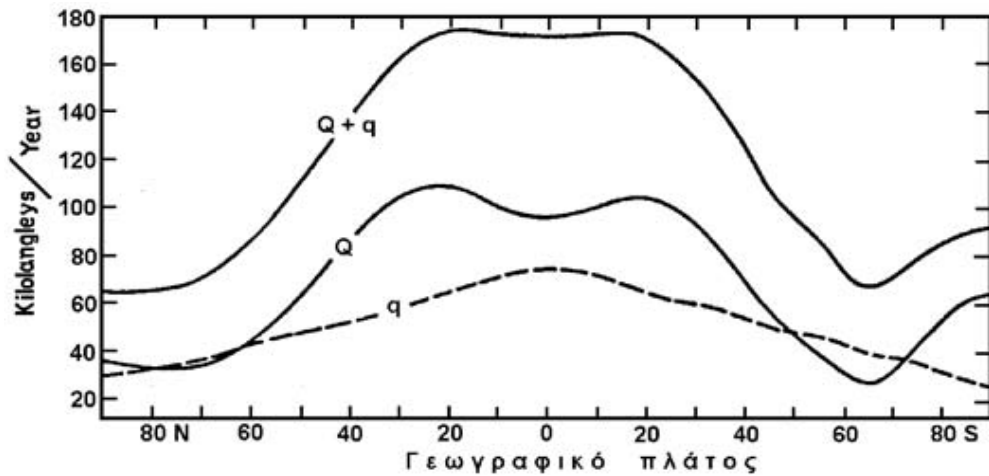
Η μέση ετήσια μεσημβρινή κατανομή, κάθε ποσότητας που αναφέρεται στη σχέση 1.2.1, φαίνεται στα σχήματα 1.2.1 και 1.2.2.

Το ποσόν της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από τα νέφη, σε πλανητική κλίμακα, αποτελεί το ένα τέταρτο περίπου (24%) της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στα ανώτερα στρώματα της ατμόσφαιρας.

Το σχετικά υψηλό αυτό ποσοστό, οφείλεται κυρίως στη μεγάλη ανακλαστικότητα που παρουσιάζουν τα νέφη, η οποία ξεπερνά το 0,5. Σε ορισμένες μάλιστα περιπτώσεις, όπως π.χ. στις κορυφές των καλοκαιρινών σωρειτομελανιών (cumulonimbus), η ανακλαστικότητα ξεπερνά την τιμή 0,9. Όπως προκύπτει από το σχήμα 1.2.1, η ποσότητα της ακτινοβολίας που



Σχήμα 1.2.1 Η μέση ετήσια, κατά γεωγραφικό πλάτος, κατανομή των συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας στο σύστημα γη - ατμόσφαιρα.
(Physical Climatology, W.D.SELLERS)



Σχήμα 1.2.2 Η μέση ετήσια, κατά γεωγραφικό πλάτος, κατανομή των συνιστωσών της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στην επιφάνεια του εδάφους.
(Physical Climatology, W.D.SELLERS)

ανακλάται από τα νέφη στο Νότιο Ημισφαίριο είναι μεγαλύτερη από εκείνη του Βορείου Ημισφαιρίου. Το γεγονός αυτό οφείλεται στο ότι η νέφωση του Νοτίου Ημισφαιρίου είναι μεγαλύτερη εκείνης του Βορείου.

Το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που ανακλάται από τα μόρια του ατμοσφαιρικού αέρα, τους υδρατμούς και τη σκόνη και στη συνέχεια επιστρέφει στο διάστημα είναι σχετικά μικρό. Υπολογίζεται ότι το ποσοστό αυτό είναι περίπου 6%.

Η ηλιακή ακτινοβολία, διερχόμενη μέσα από την ατμόσφαιρα, σκεδάζεται είτε από τα μόρια που τη συνθέτουν (σκέδαση Rayleigh), είτε από τα μεγάλα σωματίδια που αιωρούνται μέσα σ' αυτήν, π.χ. νεφοσταγόνες, παγοκρύσταλλοι, σκόνη κλπ. (σκέδαση Mie). Στην περίπτωση της σκέδασης Rayleigh, η σκέδαση είναι περισσότερο έντονη για την ιώδη ακτινοβολία, επειδή αυτή είναι αντιστρόφως ανάλογη της τετάρτης δυνάμεως του μήκους κύματος. Αντίθετα, η σκέδαση Mie είναι λευκή δηλαδή δεν είναι εκλεκτική.

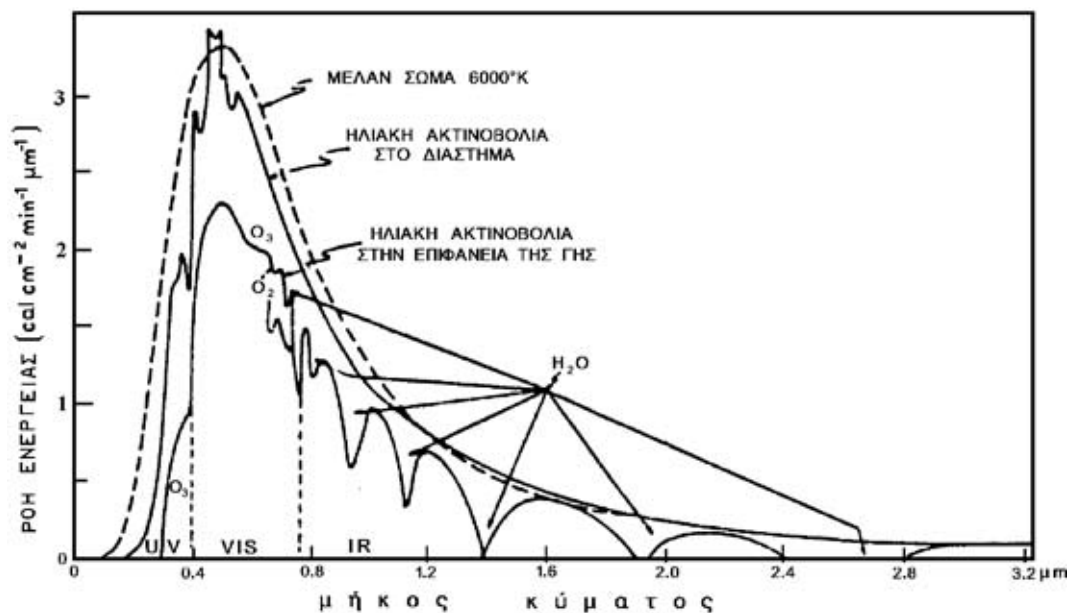
Το ποσοστό της ακτινοβολίας που φθάνει στο έδαφος, μετά από σκέδαση μέσα στην ατμόσφαιρα, υπολογίζεται ότι αντιπροσωπεύει τα 22% της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στο ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας.

Η ατμόσφαιρα γενικά, απορροφά μικρό μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας. Το ποσοστό που απορροφάται από τα νέφη είναι της τάξεως του 3%, ενώ αυτό που απορροφάται από την ατμόσφαιρα είναι περίπου 14%. Γενικά, η ατμόσφαιρα απορροφά μεγαλύτερα ποσά όταν είναι ανέφελη. Στις τροπικές περιοχές, όπου η ποσότητα των υδρατμών είναι μεγάλη, στις ανέφελες ημέρες τα απορροφούμενα ποσά ενέργειας είναι πάρα πολύ μεγάλα.

Η κύρια απορρόφηση, παρατηρείται στην υπεριώδη περιοχή του φάσματος (κάτω από τα 300 nm) και οφείλεται στο όζον και στο μοριακό οξυγόνο (Σχήμα 1.2.3). Η απορρόφηση στην περιοχή αυτή, είναι ολοκληρωτική.

Σημαντική απορρόφηση επίσης παρατηρείται και στη φασματική περιοχή που εκτείνεται πέρα των 700 nm. Η απορρόφηση στην περιοχή αυτή οφείλεται στους υδρατμούς και στο διοξείδιο του άνθρακα.

Με βάση τα παραπάνω προκύπτει ότι στην επιφάνεια του εδάφους φθάνουν απ' ευθείας τα 31% της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας. Αν όμως, στο ποσοστό αυτό προσθέσουμε και το ποσοστό 22% που φθάνει στο έδαφος από σκέδαση, τότε βλέπουμε ότι στην επιφάνεια του εδάφους φθάνει, κατά μέσον όρο, λίγο περισσότερο από το μισό της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας.



Σχήμα 1.2.3 Το ηλιακό φάσμα, στο ανώτερο και κατώτερο όριο της ατμόσφαιρας. (Solar and Terrestrial Radiation. K. L. COULSON)

Σ' ετήσια βάση και σε πλανητική κλίμακα, τα παραπάνω ποσοστά και οι απόλυτες τιμές παρουσιάζονται στον πίνακα 1.2.1.

Πίνακας 1.2.1.

Η διάθεση της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο ανώτερο όριο της ατμόσφαιρας

Τρόποι διάθεσης	Συνιστώσα	Kly/ year	%
Ηλιακή ακτινοβολία που φθάνει στο όριο της ατμόσφαιρας	Q_s	263	100.0
Ανακλώμενη από τα νέφη	Cr	63	23.96
Ανακλώμενη από τα μόρια, τη σκόνη και τον υδρατμό	Ar	15	5.70
Συνολικά ανακλώμενη από την ατμόσφαιρα	$Cr+Ar$	78	29.66
Ανακλώμενη από το έδαφος	$a(Q+q)$	16	6.08
Συνολικό ποσό ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας		94	35.74
Απορροφούμενη από τα νέφη	Ca	7	2.66
Απορροφούμενη από τα μόρια, τη σκόνη και τον υδρατμό	Aa	38	14.45
Συνολικά απορροφούμενη από την ατμόσφαιρα	$Ca+Aa$	45	17.11
Απορροφούμενη από το έδαφος	$(1-a)(Q+q)$	124	47.15
Συνολικό ποσό απορροφούμενης ηλιακής ακτινοβολίας		169	64.26

Από μετρήσεις που έγιναν προέκυψε ότι στο Βόρειο Ημισφαίριο, το ποσοστό της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο έδαφος είναι κατά 4,5 εκατοστιαίες μονάδες μεγαλύτερο από εκείνο που φθάνει στο Νότιο Ημισφαίριο. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι στο Βόρειο Ημισφαίριο η ατμόσφαιρα είναι πιο ξηρή και στο γεγονός, που προαναφέραμε, ότι το Νότιο Ημισφαίριο παρουσιάζει μεγαλύτερη νέφωση.

Το δευτερεύον μέγιστο που παρατηρείται στην Ανταρκτική (σχήμα 1.2.1), όσον αφορά στην ποσότητα της ακτινοβολίας που φθάνει στο έδαφος, οφείλεται στη μεγάλη διαφάνεια που παρουσιάζει η ατμόσφαιρα στην περιοχή αυτή.

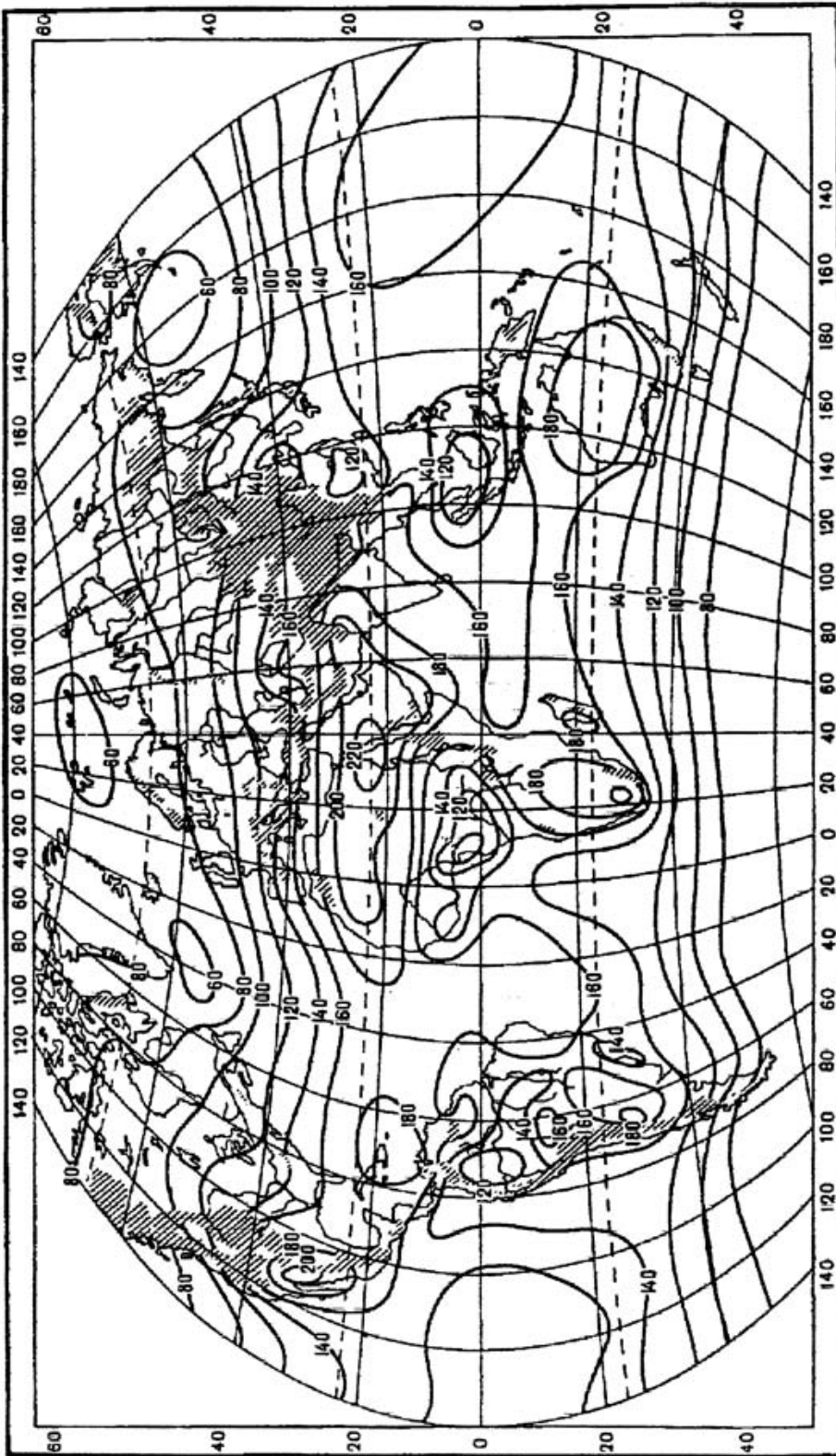
Στο σχήμα 1.2.4 φαίνεται η μέση ετήσια κατανομή στον πλανήτη, της ηλιακής ακτινοβολίας ($Q + q$) που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Τα μέγιστα, της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στην επιφάνεια του εδάφους, ξεπερνούν τα 200 Kly τον χρόνο, πάνω από τις θερμές ερημικές περιοχές του πλανήτη. Δηλαδή στην περιοχή της Σαχάρας, της Αραβίας, του Πακιστάν καθώς και στην περιοχή της Νεβάδα (Βόρειος Αμερική). Σ' αυτές τις περιοχές τα 80% της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στο όριο της ατμόσφαιρας, φθάνουν τελικά και μέχρι την επιφάνεια του εδάφους.

Οι περιοχές με τιμές μικρότερες των 100 Kly τον χρόνο, βρίσκονται σε γεωγραφικά πλάτη πάνω από 40° στους ωκεανούς και πάνω από 50° στη χέρσο. Επίσης χαμηλές ετήσιες τιμές παρατηρούνται και στην δυτική ακτή της Αφρικής και συγκεκριμένα στην περιοχή που εκτείνεται ανάμεσα στις εκβολές του ποταμού Νίγηρα και στον Ισημερινό.

Όλο το ποσόν της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους, δεν απορροφάται απ' αυτό. Ένα σημαντικό μέρος ανακλάται και τελικά χάνεται στο διάστημα. Το ποσόν αυτό που ανακλάται, εξαρτάται εκτός των άλλων, τόσο από το χρώμα όσο και από τη σύσταση της επιφάνειας του εδάφους. Γενικά, ένα έδαφος υγρό και σκοτεινόχρωμο παρουσιάζει μικρότερη ανακλαστικότητα από ένα έδαφος ξηρό και ανοικτού χρώματος.

Η ανακλαστικότητα του φρέσκου χιονιού και των κορυφών των σωρειτομόρφων νεφών, είναι η μεγαλύτερη που παρατηρείται στον πλανήτη. Η ανακλαστικότητα επίσης εξαρτάται, από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας καθώς και από τη γωνία προσπτώσεως της ηλιακής ακτινοβολίας (Πίνακας 1.2.2, Πίνακας 1.2.3).

Οι περισσότεροι τύποι εδάφους και βλαστήσεως, παρουσιάζουν μικρή ανακλαστικότητα στην υπεριώδη περιοχή, ενώ μεγάλη ανακλαστικότητα στην ορατή και ακόμα μεγαλύτερη στην υπέρυθη περιοχή του φάσματος.



Σχήμα 1.2.4 Οι μέσες ετήσιες τιμές της ηλιακής ακτινοβολίας (KJ/year) στην επιφάνεια του πλανήτη (Climate and Life. M.I.BUDYKO)

Πίνακας 1.2.2

Η ανακλαστικότητα (%) διαφόρων τύπων εδάφους σε συνάρτηση του μήκους κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας (Physical Climatology by W.D. Sellers)

Είδη εδάφους	Ιώδες	Πράσινο	Πορτοκαλί	Ερυθρό	Υπέρυθρο
Ξηρή άμμος	20	23	29	30	30
Υγρή άμμος	10	12	15	16	19
Πάγος καθαρός	44	54	56	48	32
Πάγος με προσμίξεις	24	33	36	31	19
Καθαρός ξηρός αέρας	29	13	6	3	2

Πίνακας 1.2.3

Η ανακλαστικότητα (%) διαφόρων τύπων εδάφους σε συνάρτηση της γωνίας προσπτώσεως της ηλιακής ακτινοβολίας (Physical Climatology by W.D. Sellers)

Επιφάνεια	40°	50°	60°	70°	80°
Ξηρή άμμος	35	41	51	63	81
Υγρή άμμος	26	28	33	43	60
Κινούμενο νερό	7	10	16	26	47

Ο πάγος, που προέρχεται από παγετώνες, παρουσιάζει την ίδια ανακλαστικότητα, τόσο στα μικρά μήκη κύματος όσο και στα μεγάλα. Τη μέγιστη ανακλαστικότητά του, την παρουσιάζει στην περιοχή του ορατού τμήματος του φάσματος (550 nm).

Η ανάκλαση της υπεριώδους ακτινοβολίας φαίνεται ότι δεν εξαρτάται πολύ από τη θέση του ηλίου πάνω από τον ορίζοντα. Αυτό οφείλεται στο γεγονός ότι η υπεριώδης ακτινοβολία που φθάνει στο έδαφος είναι περισσότερο προϊόν σκεδάσεως και λιγότερο απευθείας διαδόσεως.

Η ανακλαστικότητα μίας επίπεδης υδάτινης επιφάνειας, είναι συνάρτηση τόσο της γωνίας προσπτώσεως Z της ακτινοβολίας (ζενιθία απόσταση του ηλίου), όσο και του σχετικού δείκτη διαθλάσεως n του νερού ως προς τον αέρα. Η ανακλαστικότητα a (albedo) μίας επίπεδης υδάτινης επιφάνειας δίνεται από την τροποποιημένη γνωστή σχέση του Fresnel:

$$a = 0.5 \frac{\eta \mu^2(z-r)}{\eta \mu^2(z+r)} + \frac{\sigma \nu^2(z+r)}{\sigma \nu^2(z-r)} \quad 1.2.2$$

όπου r η γωνία διαθλάσεως, η οποία όπως είναι γνωστό, συνδέεται με τα υπόλοιπα μεγέθη της διαθλάσεως, με τη γνωστή σχέση του Snell:

$$n \sin \mu r = \eta \mu Z \quad 1.2.3$$

Στη θερμοκρασία των 20°C ο σχετικός δείκτης διαθλάσεως του νερού, ως προς τον αέρα, κυμαίνεται από 1,333 για το καθαρό νερό, μέχρι 1,340 για νερό με αλμυρότητα 38 ppm (η κανονική αλμυρότητα θεωρείται ίση με 35 ppm). Για κάθετη πρόσπτωση της ακτινοβολίας στην επιφάνεια του νερού, η σχέση 1.2.2, μετά την άρση της απροσδιοριστίας και με τη βοήθεια της σχέσεως 1.2.3, δίνει:

$$a = \frac{n - 1}{n + 1}^2 \quad 1.2.4$$

Στην περίπτωση που η επιφάνεια του νερού είναι ταραγμένη, η ανακλαστικότητα γίνεται περισσότερο από τρεις φορές μεγαλύτερη από εκείνη που προβλέπει η σχέση του Fresnel. Η ανακλαστικότητα των υδάτινων επιφανειών για την διερχόμενη ακτινοβολία προκύπτει θεωρητικά, ίση με 17.3%. Μετρήσεις όμως που έγιναν πάνω στην ανακλαστικότητα των υδάτινων επιφανειών, για τις διερχόμενες ακτινοβολίες μέσα από παχιά νεφοκάλυψη, έδωσαν τιμές ανακλαστικότητας μικρότερες από τη θεωρητικά υπολογιζόμενη, κατά 3 μέχρι 10 εκατοστιαίες μονάδες.

Από το σχήμα 1.2.1 προκύπτει ότι η ανακλώμενη από το έδαφος ακτινοβολία: $a \cdot (Q + q)$ ξεπερνά την απορροφούμενη από το έδαφος ακτινοβολία: $(1-a) \cdot (Q + q)$ μόνο στις χιονισμένες περιοχές των πόλων. Στον Νότιο Πόλο, το 60% της ακτινοβολίας που φθάνει στο όριο της ατμόσφαιρας ανακλάται από την επιφάνεια του χιονοσκεπούς εδάφους και επιστρέφει πάλι στο διάστημα. Το ποσοστό τελικά που απορροφάται σ' αυτές τις περιοχές δεν ξεπερνά το 10%. Αντίθετα, στις περιοχές που περιλαμβάνονται μεταξύ των γεωγραφικών πλατών 35°N και 35°S, το 50% τουλάχιστον της ακτινοβολίας που φθάνει στο όριο της ατμόσφαιρας απορροφάται από το έδαφος, ενώ το ανακλώμενο από αυτό δεν ξεπερνά το 6%.

Από τον Πίνακα 1.2.1 προκύπτει ότι, σε παγκόσμια κλίμακα, το ποσοστό της ακτινοβολίας που απορροφάται από το έδαφος αντιπροσωπεύει το 47% (124 Kly/year), ενώ το ποσοστό που ανακλάται απ' αυτό είναι το 6% (16 Kly/year).

1.3 ΔΙΕΙΣΔΥΣΗ ΤΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΣΤΟ ΕΔΑΦΟΣ, ΣΤΟ ΝΕΡΟ ΚΑΙ ΣΤΟΝ ΠΑΓΟ.

Η ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει στην επιφάνεια του εδάφους, δεν απορροφάται όλη από αυτήν, αλλά ένα ποσοστό διεισδύει σε σημαντικό βάθος μέχρις ότου απορροφηθεί τελείως από αυτό. Η διείσδυση αυτή εξαρτάται σημαντικά από τη φύση της επιφάνειας και από το μήκος κύματος της προσπίπτουσας ακτινοβολίας. Τα υγρά εδάφη καθώς και τα καλυμμένα από βλάστηση, απορρο-

φούν περισσότερο την ιώδη ακτινοβολία ενώ ανακλούν και σκεδάζουν περισσότερο την ερυθρά. Οι μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίες διεισδύουν γενικά σε μικρότερο βάθος, σε σύγκριση με την διείσδυση που επιτυγχάνουν οι μεγάλοι μήκους κύματος.

Βρέθηκε ότι η ακτινοβολία με μήκος κύματος 500 nm διεισδύοντας σε υγρή άμμο κατά 1,8 mm εξασθενεί κατά 99%, σε αντίθεση με ακτινοβολία μήκους κύματος 600 nm που εξασθενεί κατά 90%.

Την επίδραση της κοκκομετρικής συστάσεως του εδάφους, στην διείσδυση της ακτινοβολίας σ' αυτό, μελέτησε ο Baumgartner με τη βοήθεια φωτοκύτταρου σεληνίου και τεχνητής φωτεινής πηγής της οποίας το φάσμα δεν έμοιαζε απόλυτα με το ηλιακό. Τα αποτελέσματα παρόμοιων μετρήσεων, πάνω σε άμμο με διαφορετική κοκκομετρική σύσταση φαίνονται στον Πίνακα 1.3.1. Η ένταση του φωτός στην επιφάνεια του εδάφους θεωρήθηκε αυθαίρετα ίση με 100 μονάδες. Όπως φαίνεται και στον Πίνακα 1.3.1, όσο μεγαλύτεροι είναι οι κόκκοι της άμμου, τόσο μεγαλύτερη είναι και η διείσδυση που παρατηρείται.

Στην περίπτωση του καθαρού νερού, βρέθηκε ότι τα 55% της ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνουν στην επιφάνειά του, διεισδύουν μέχρι το βάθος των 10 cm, ενώ τα 18% αυτής φθάνουν μέχρι το βάθος των 10 m. Η διεισδυτικότητα της ακτινοβολίας στο καθαρό νερό, εξαρτάται πολύ από το μήκος κύματος της ακτινοβολίας. Στον Πίνακα 1.3.2, που προέκυψε από θεωρητικούς υπολογισμούς, φαίνεται ακριβώς αυτή η εξάρτηση.

Στο νερό (Πίνακας 1.3.2), σε αντίθεση με το έδαφος, η διεισδυτικότητα είναι μεγαλύτερη για τα μικρότερα μήκη κύματος. Τα 72,6% της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που περιλαμβάνεται στην περιοχή 200 - 600 nm, διεισδύουν μέχρι βάθους 10 m. Αντίθετα για τα μεγάλα μήκη κύματος, π.χ. 1200 nm, το βάθος διείσδυσεως είναι μερικά εκατοστά του μέτρου.

Πίνακας 1.3.1

Η διεισδυτικότητα (%) της ακτινοβολίας στο έδαφος, σε συνάρτηση με το μέγεθος των κόκκων του εδάφους (Physical Climatology by W.D. Sellers).

Μέγεθος κόκκων	Βάθος διεισδύσεως σε mm								
	0.5	1.0	1.5	2.0	3.0	5.0	10.0	15.0	20.0
0.2-0.5 mm	25.2	10.6	2.5	0.4					
0.5-1.0 mm	71.8	54.0	32.2	5.7	0.6				
1.0-2.0 mm	76.0	50.5	40.2	30.0	18.0	7.3	0.3		
4.0-6.0 mm	95.0	89.3	82.3	74.7	59.5	33.5	5.5	0.6	0.2

Πίνακας 1.3.2

Η διεισδυτικότητα (%) της ηλιακής ακτινοβολίας στο καθαρό νερό (Physical Climatology by W.D. Sellers)

Βάθος	200 - 600 nm	600 - 900 nm	900 - 1200 nm	1200 - 3000 nm
0.01 mm	100.0	100.0	100.0	97.2
0.10 mm	100.0	100.0	99.6	79.0
1.00 mm	100.0	99.8	96.2	40.7
1.0 cm	100.0	98.2	68.7	7.6
10.0 cm	99.7	84.8	4.6	0.0
1.0 m	96.8	36.0	0.0	
10.0 m	72.6	2.6		
100.0 m	5.9	0.0		

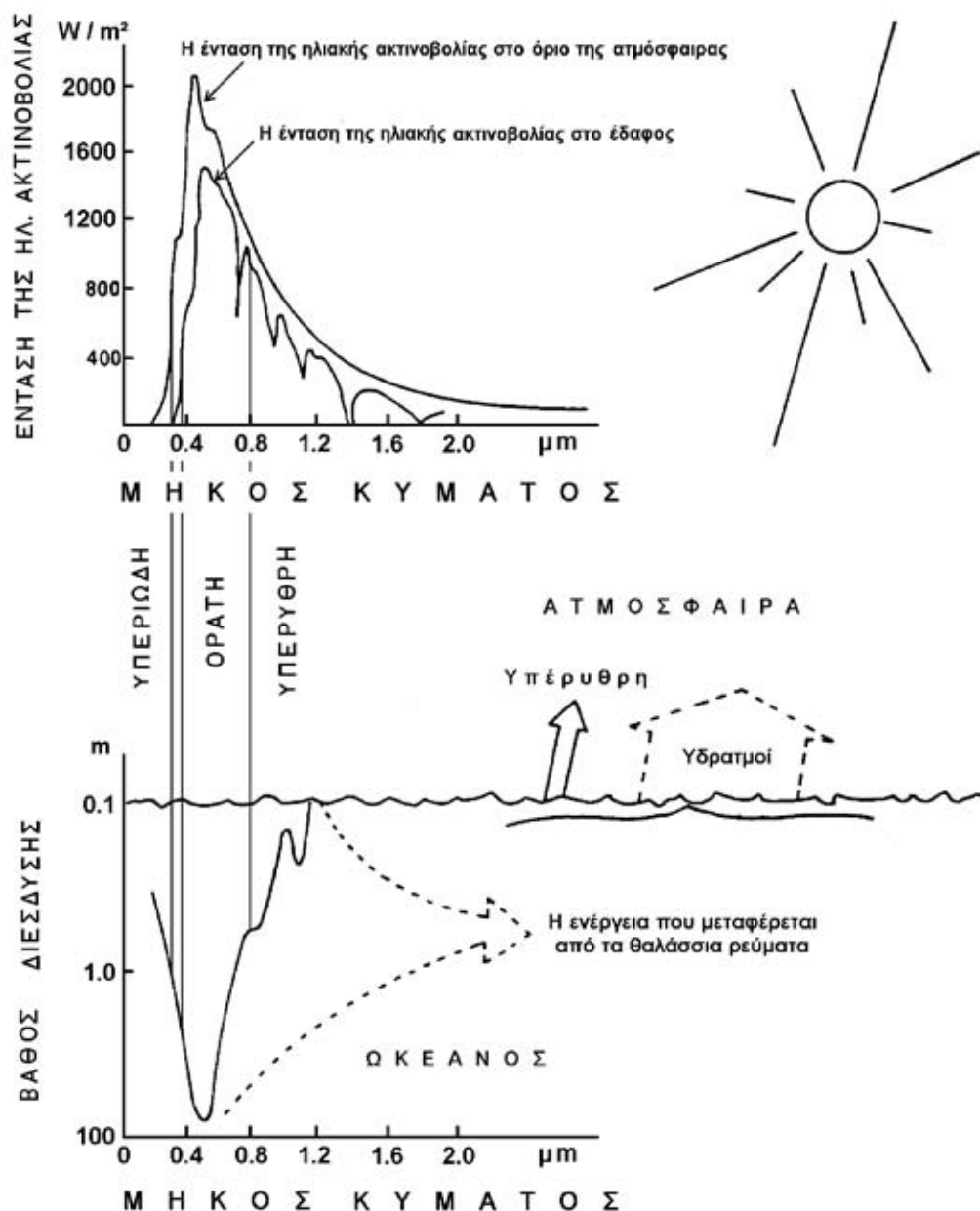
Η διεισδυτικότητα της ηλιακής ακτινοβολίας στο νερό αλλάζει σημαντικά και εξαρτάται κυρίως από την διαφάνεια ή τη θολερότητα του νερού καθώς και από την παρουσία του **πλαγκτού** (plankton). Γενικά, μεγάλη θόλωση, συνεπάγεται μικρή σχετικά διείσδυση και μεγάλη ανακλαστικότητα. Το μέγιστο της διεισδυτικότητας στο καθαρό νερό το παρουσιάζει η ιώδης ακτινοβολία. Όσο αυξάνει η θόλωση του νερού, το μέγιστο της διεισδυτικότητας μετακινείται σε μεγαλύτερα μήκη κύματος.

Στο χιόνι και στον πάγο, η ηλιακή ακτινοβολία παρουσιάζει τιμές διεισδυτικότητας που είναι μικρότερες από εκείνες του νερού και μεγαλύτερες από αυτές του εδάφους. Μερικά αντιπροσωπευτικά στοιχεία για την διεισδυτικότητα της ακτινοβολίας στο χιόνι και στον πάγο (τον φυσικό πάγο) φαίνονται στον Πίνακα 1.3.3.

Πίνακας 1.3.3

Η διεισδυτικότητα (%) της ηλιακής ακτινοβολίας στο χιόνι και τον πάγο (Physical Climatology by W.D. Sellers)

Βάθος	Υγρό χιόνι	Ξηρό χιόνι	Πάγος
2.5 cm			86.7
5.0 cm	8.0		75.2
10.0 cm	2.4	18.5	56.6
15.0 cm	1.1	5.5	42.5
20.0 cm		3.2	32.0
25.0 cm		2.2	24.1
40.0 cm		1.2	10.2
60.0 cm		0.6	3.0



Σχήμα 1.3.1 Η διεισδυτικότητα της ηλιακής ακτινοβολίας στο νερό, σαν συνάρτηση του μήκους κύματος. (Charles A.Perry)

Σε βάθος 10 cm μέσα στο χιόνι, το ποσοστό της προσπίπτουσας ακτινοβολίας που διεισδύει, κυμαίνεται από 2 - 20%. Λεπτό στρώμα πάγου (από παγετώνα) πάχους 10 - 15 cm επιτρέπει να διεισδύσει τόση ακτινοβολία, όση επιτρέπει το καθαρό νερό του ίδιου πάχους. Σε βάθος 40 cm μέσα στον πάγο φθάνουν τα 10% της προσπίπτουσας στην επιφάνειά του ακτινοβολίας.

1.4 ΕΜΠΕΙΡΙΚΟΣ ΥΠΟΛΟΓΙΣΜΟΣ ΤΗΣ ΕΝΤΑΣΕΩΣ ΤΗΣ ΟΛΙΚΗΣ ΗΛΙΑΚΗΣ ΑΚΤΙΝΟΒΟΛΙΑΣ ΠΟΥ ΦΘΑΝΕΙ ΣΤΗΝ ΕΠΙΦΑΝΕΙΑ ΤΟΥ ΕΔΑΦΟΥΣ

Πολλές φορές είναι αναγκαίο να εκτιμηθεί λόγω ελλείψεως στοιχείων, σε ένα τόπο, η ένταση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους. Γι' αυτό τον λόγο έχουν αναπτυχθεί διάφορα μοντέλα, τα οποία εκτιμούν την ένταση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας κυρίως με βάση το ύψος του ηλίου και τη νέφωση. Ασφαλώς δεν είναι οι μόνες παράμετροι που ορίζουν την ένταση, αλλά είναι οι σημαντικότερες. Ο αποκλεισμός των άλλων παραμέτρων που την επηρεάζουν, όπως π.χ. η αυξημένη επιβάρυνση της ατμόσφαιρας από στερεά αερολύματα, η αυξημένη ποσότητα αιωρούμενων σ' αυτήν υδροσταγόνων, έχει σαν αποτέλεσμα οι υπολογιζόμενες, με τέτοιο τρόπο, τιμές της εντάσεως να παρουσιάζουν ορισμένες φορές αξιοσημείωτες αποκλίσεις.

Περίπτωση κατά την οποία ο ουρανός είναι ανέφελος

Σε μιά τέτοια περίπτωση, η σχέση που εκτιμά την ένταση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας I_s , η οποία φθάνει στο έδαφος, σε οριζόντια επιφάνεια, έχει τη μορφή:

$$I_s = a_1 \delta \eta \mu \nu + a_2 \quad 1.4.1$$

όπου a_1 και a_2 είναι προσδιοριστέες σταθερές, ενώ ν είναι το ύψος του ηλίου τη στιγμή της εκτίμησης.

Πίνακας 1.4.1

Οι τιμές των σταθερών θολώσεως της σχέσεως 1.4.1

Τοποθεσία		a_1	a_2	Αναφορά
		W/m²	W/m²	
Boston	42° 13' N, 71° 7' W	1098	-65	Haurwitz (1945)
N. Atlantic	52° 30' N, 20° 00' W	1100	-50	Lumb (1964)
Harrogate	54° 00' N, 1° 30' W	990	-30	Collier and Lockwood (1975)
Hamburg	53° 38' N, 9° 50' E	910	-30	Kasten and Czeplak (1980)
De Bilt	52° 06' N, 5° 11' E	1041	-69	Holtslag and Van Ulden (1983)
Thessaloniki	40° 37' N, 22° 57' E	800	-40	Sahsamanoglou and Makrogiannis (1991)

Στη βιβλιογραφία οι σταθερές αυτές αναφέρονται και ως **σταθερές θολώσεως** της ατμόσφαιρας, επειδή η τιμή τους εξαρτάται κυρίως από το μέσο σύνολο των αιωρούμενων στερεών και υγρών σωματιδίων, που κλιματικά παρατηρείται σε μία περιοχή, με αποτέλεσμα να μειώνουν την διαφάνεια της ατμόσφαιρας. Τυπικές τιμές των σταθερών αυτών, για νεφοκάλυψη μικρότερη του 0.25 και για ύψος ηλίου μεγαλύτερο των 10° δίνονται στον πίνακα 1.4.1. Από τον πίνακα αυτό φαίνεται ότι όχι μόνον δεν υπάρχει συμφωνία των σταθερών θολώσεως, στους διαφόρους τόπους, αλλά υπάρχει, σε ορισμένες περιπτώσεις, σημαντική διαφορά. Αυτό δείχνει τη σημαντική επίδραση που ασκεί η τοπική θόλωση της ατμοσφαιρικής μάζας, η οποία στις περισσότερες των περιπτώσεων είναι άγνωστη. Η σύγκριση των τιμών της εντάσεως που προκύπτουν από τη σχέση 1.4.1 με τις πραγματικές τιμές έδειξε ότι η ακρίβεια της μεθόδου αυτής είναι της τάξεως του 10% περίπου, που αντιστοιχεί στην ακρίβεια των ακτινομετρικών οργάνων που χρησιμοποιούνται στις γεωργικές εφαρμογές.

Περίπτωση κατά την οποία ο ουρανός είναι νεφοσκεπής

Όπως είναι φυσικό, η παρουσία νεφών έχει σαν αποτέλεσμα την μείωση της εντάσεως της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στο έδαφος. Αποδεικνύεται στην πράξη ότι η μείωση αυτή είναι αρκετά δύσκολο να την εκτιμήσει κανείς αφού αυτή εξαρτάται από πολλές παραμέτρους της νεφώσεως, όπως π.χ. το είδος των νεφών, το πάχος των, το ύψος της βάσεώς τους κ.α. Εντούτοις για την επίλυση τέτοιων πολύπλοκων κλιματολογικών προβλημάτων προτάθηκαν πολλές απλές διορθωτικές σχέσεις. Μία εξ' αυτών είναι και αυτή που προτάθηκε από τους Kasten και Czeplak:

$$I_n = I_s \left(1 + b \eta n^c \right) \quad 1.4.2$$

όπου I_n είναι η ένταση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος, με ποσοστό νεφώσεως n . b και c είναι σταθερές με τιμές -0.75 και 3.4 αντίστοιχα που προέκυψαν μετά από δέκα ετών μετρήσεις, ωριαίων τιμών ηλιακής ακτινοβολίας, στην περιοχή του Hamburg.