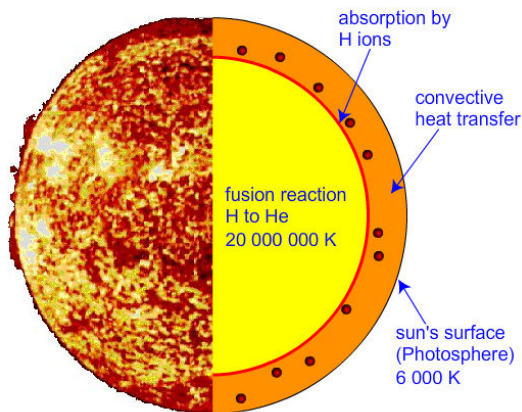


Ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος

1.1.Γενικά

Ο Ήλιος είναι μια γιγαντιαία μηχανή θερμοπυρηνικής σχάσης. Κάτω από συνθήκες πολύ υψηλών πιέσεων και θερμοκρασιών στο εσωτερικό του, τα άτομα του υδρογόνου μετατρέπονται σε ήλιο. Η διαδικασία αυτή απελευθερώνει τεράστια ποσά ενέργειας, που

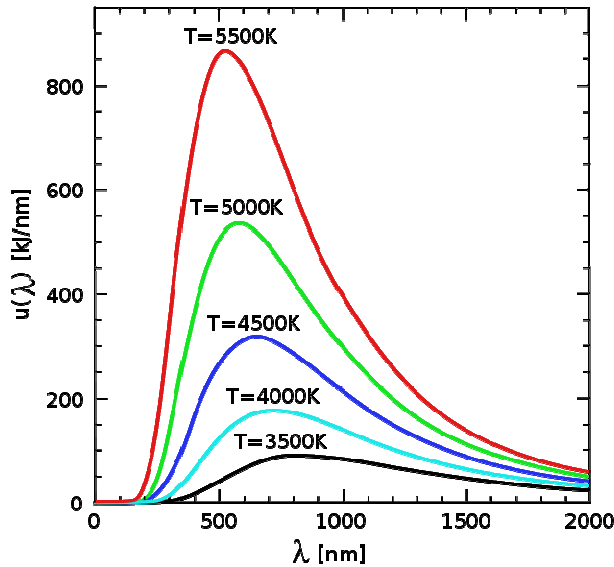


Εικόνα 1. Η θερμοκρασία του Ήλιου στο εσωτερικό του φτάνει τους 20.000.000 βαθμούς Κέλβιν, λόγω των πυρηνικών αντιδράσεων που λαμβάνουν χώρα εκεί. Η ακτινοβολία του πυρήνα απορροφάται έντονα από ένα στρώμα, όπου υπάρχουν άτομα υδρογόνου, κοντά στην επιφάνεια του Ήλιου. Η επιφάνεια αυτή ονομάζεται φωτόσφαιρα και βρίσκεται σε θερμοκρασία περίπου ίση με 6.000°K, προσεγγίζοντας ένα μέλαν σώμα.

εκπέμπονται σαν ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία. Ταξιδεύοντας με την ταχύτητα του φωτός, η ηλιακή ακτινοβολία χρειάζεται λίγο περισσότερο από 8 λεπτά για να διανύσει τα 149,6 εκατομμύρια χιλιόμετρα που μεσολαβούν ανάμεσα στη Γη και τον Ήλιο. Ένα ποσοστό μικρότερο από το ένα δισεκατομμυριοστό αυτής της ηλεκτρομαγνητικής ενέργειας που εκπέμπει ο Ήλιος φτάνει στη Γη, αλλά αυτό το μικρό κομμάτι της ηλιακής ακτινοβολίας αποτελεί την κύρια πηγή ενέργειας για τη Γή. Αν αυτό εξέλειπε τα αποτελέσματα θα ήταν ιδιαίτερα οδυνηρά. Μέσα σε μια εβδομάδα, η μέση επιφανειακή θερμοκρασία του πλανήτη θα έπεφτε στους -20°C περίπου και σε ένα χρόνο θα κατακυλούσε στους -75°C. Σε μερικές εκατοντάδες χιλιάδες χρόνια οι ωκεανοί θα ήταν στερεό σώμα και η θερμοκρασία θα συνέχιζε πτωτικά, για να φθάσει σε μια θερμοκρασία "ισορροπίας" -240°C μέσα σε κάποια εκατομμύρια χρόνια. Στην θερμοκρασία αυτή, η ροή θερμότητας από τον θερμό πυρήνα της Γης προς την επιφάνεια θα εξισωνόταν με την απώλεια θερμότητας της επιφάνειάς της προς το διάστημα. Οι περισσότερες από τις παρατηρούμενες διεργασίες που λαμβάνουν χώρα στο σύστημα Γης Ατμόσφαιρας οφείλονται στην ενέργεια που παρέχεται από τον Ήλιο. Η ενέργεια αυτή προέρχεται από την απορρόφηση της ηλιακής ακτινοβολίας και είναι η κινητήρια δύναμη για τις όποιες θερμικές ανταλλαγές συμβαίνουν στο σύστημα γης-ατμόσφαιρας.

1.2. Χαρακτηριστικά της ηλιακής ακτινοβολίας

Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία διαδίδεται με την μορφή ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων με



Εικόνα 2. Φάσμα εκπομπής μέλανος σώματος για διάφορες θερμοκρασίες.

την ταχύτητα του φωτός c ($c=3 \cdot 10^{10}$ cm

sec^{-1} στο κενό). Τα ηλεκτρομαγνητικά

κύματα συχνά περιγράφονται με το

μήκος κύματος λ ή με την συχνότητα ν

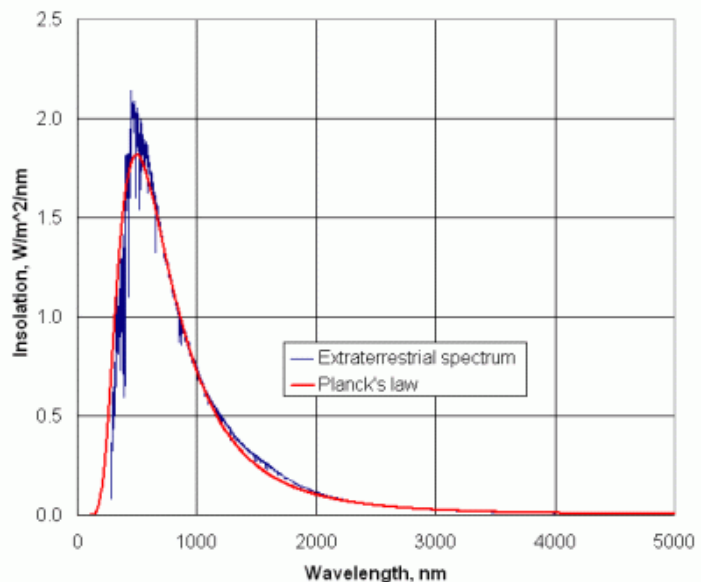
($c=\nu \cdot \lambda$)

Η ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία την οποία ένα μέλαν σώμα, εκπέμπει λόγω της θερμοκρασίας του, είναι διαφορετική σε κάθε μήκος κύματος και ακολουθεί τον νόμο του Planck. Η μορφή της καμπύλης παραμένει ίδια

αλλά η ένταση αλλάζει, μεταβαλλομένου του πλάτους και της θέσης του μεγίστου όπως φαίνεται στην Εικόνα 2. Η εικόνα παρουσιάζει ακριβώς τον νόμο αυτό, όπου η πυκνότητας ροής της ενέργειας της ακτινοβολίας μεταξύ των μηκών λ και $\lambda+d\lambda$ παρουσιάζεται σαν συνάρτηση του μήκους κύματος. Η θέση του μεγίστου προσδιορίζεται με τον νόμο του Wien. Σύμφωνα με τον νόμο μετατόπισης του Wien, το μήκος κύματος στο οποίο ένα μέλαν σώμα εμφανίζει το μέγιστο της εκπομπής ακτινοβολίας λ_{max} είναι αντιστρόφως ανάλογο με την θερμοκρασία του σώματος και η σχέση που συνδέει τα δύο αυτά μεγέθη είναι:

$$(0.1) \quad \lambda_{-m} = \frac{\alpha}{T} \quad \text{όπου } \alpha=0.2897 \text{ cm K}$$

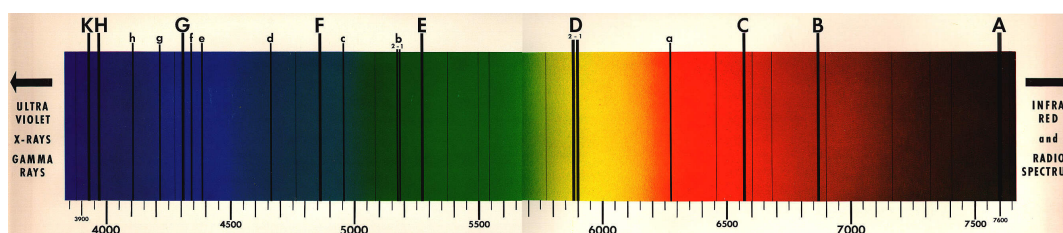
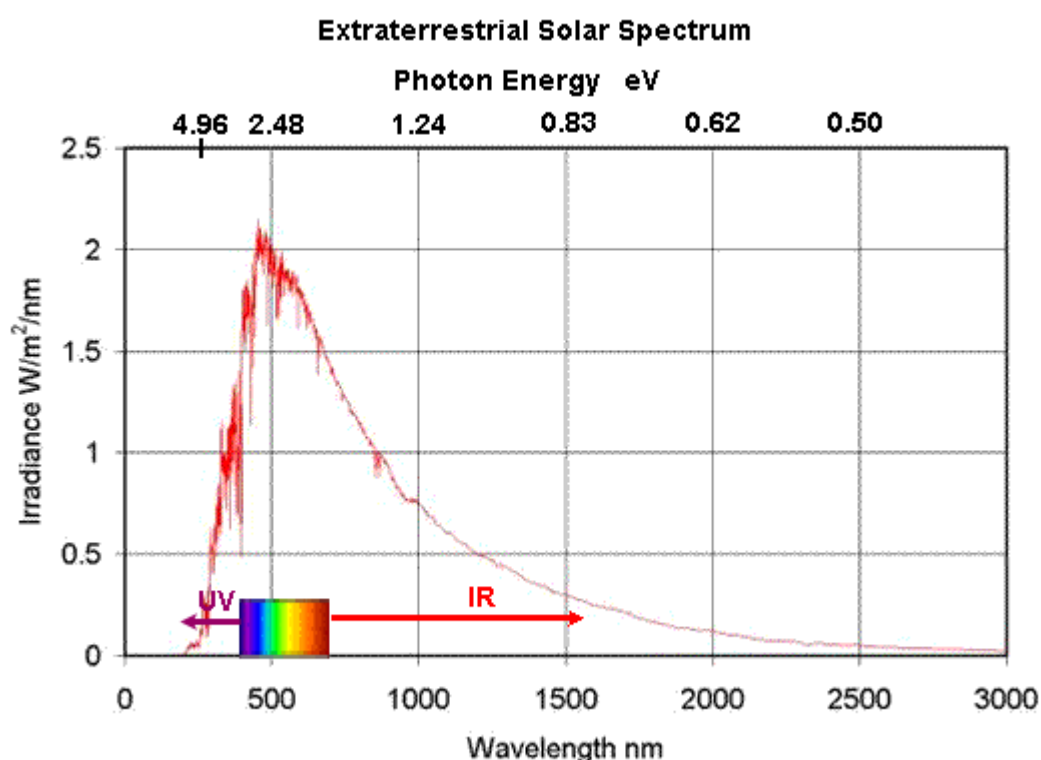
Με βάση αυτό το νόμο, όταν το μέλαν σώμα βρίσκεται σε χαμηλές θερμοκρασίες, το λ_{max} είναι μεγάλο. Άρα θα βρίσκεται στην υπέρυθη (μη ορατή) περιοχή του φάσματος, όπως συμβαίνει με την ακτινοβολία της επιφάνειας της Γης, η οποία δεν είναι ορατή. Όταν όμως η θερμοκρασία αυξηθεί, τότε το λ_{max} θα μετατοπισθεί προς μικρότερες τιμές μήκους κύματος περνώντας στην περιοχή του ορατού και μετατοπιζόμενο από το ερυθρό προς το ιώδες καθώς η



Εικόνα 3. Το ηλιακό φάσμα στο όριο της ατμόσφαιρας μαζί με το φάσμα μέλανος σώματος 6000°K.

θερμοκρασία αυξάνεται. Με την βοήθεια αυτού του νόμου βρέθηκε ότι η θερμοκρασία της επιφανείας του Ήλιου βρίσκεται στους 6000°K περίπου. Το ηλιακό φάσμα, δηλαδή η κατανομή της ενέργειας της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας του Ήλιου σε σχέση με τα μήκη κύματος, φαίνεται στην Εικόνα 3 μαζί με την αντίστοιχη καμπύλη εκπομπής μέλανος σώματος θερμοκρασίας 6000°K. Είναι φανερό ότι τα μεγαλύτερα ποσά ενέργειας φέρονται από τα μικρότερα μήκη κύματος. Το φάσμα του Ήλιου καλύπτει ένα μεγάλο εύρος μηκών κύματος, από 0.01μm, έως 3μm περίπου. Ως εκ τούτου χαρακτηρίζεται ως ακτινοβολία μικρού μήκους κύματος (short wave radiation).

Το τμήμα του ηλιακού φάσματος που περιλαμβάνεται μεταξύ μηκών κύματος 0.40μm και 0.76μm, αντιστοιχεί στο ορατό μέρος του φάσματος. Μικρότερα μήκη κύματος ανήκουν στο υπεριώδες ενώ μεγαλύτερα στο υπέρυθρο μέρος του φάσματος.



Εικόνα 4. Το ορατό τμήμα του φάσματος αποτελεί μέρος του ολικού φάσματος του Ήλιου.

1.3.Βασικά μεγέθη της ακτινοβολίας

Προκειμένου να μετρήσουμε την ακτινοβολία, πρέπει να ορίσουμε μεγέθη που προσδιορίζουν την "ποσότητα" της ακτινοβολίας. Εδώ πρέπει να παρατηρήσουμε ότι μπορεί κανείς να δει το θέμα από δύο απόψεις. Αυτήν της πηγής που την εκπέμπει και εκείνη του

σώματος που την δέχεται. Επειδή σκοπός μας είναι να μετρήσουμε την ποσότητα ενέργειας που δέχονται επιφάνειες από τον Ήλιο, στα επόμενα θα παραθέσουμε την περίπτωση του δέκτη της ακτινοβολίας.

Στερεά γωνία

Στερεά γωνία $d\omega$ ορίζεται ως ο λόγος μιας στοιχειώδους επιφάνειας dA στην επιφάνεια μιας σφαίρας προς το τετράγωνο της ακτίνας από το κέντρο της σφαίρας, δηλαδή:

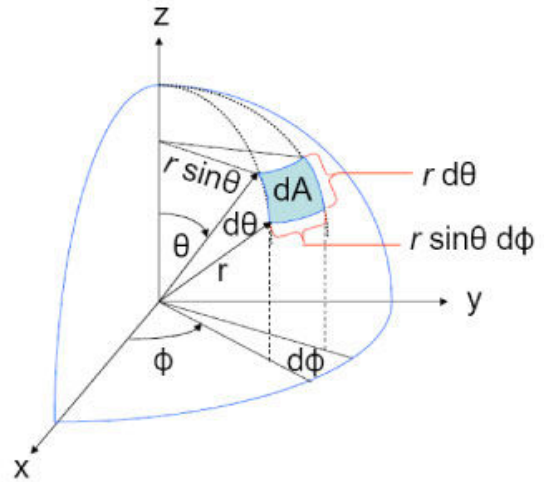
$$(0.2) \quad d\omega = \frac{dA}{r^2}$$

και μετράται σε στερεακτίνια (steradians).

Η στοιχειώδης επιφάνεια dA που αποκόπτεται από την στερεά γωνία $d\omega$ (Εικόνα 5) είναι:

$$(0.3) \quad dA = (r d\theta)(r \sin \theta d\phi)$$

όπου θ και ϕ είναι η *ζενιθιακή* και *αζιμουθιακή* γωνία αντίστοιχα σε σφαιρικές συντεταγμένες.



Εικόνα 5. Στερεά γωνία.

Πυκνότητα ροής F

Το ποσόν της ενέργειας που διέρχεται από την μονάδα της επιφάνειας, προερχόμενο εξ όλων των διευθύνσεων εντός του ημισφαιρίου, στην μονάδα του χρόνου καλείται πυκνότητα ροής F και εκφράζεται ως εξής:

$$(0.4) \quad F = \frac{dE}{dA \cdot dt}$$

όπου dE το ποσόν της ενέργειας, και dA η στοιχειώδης επιφάνεια.

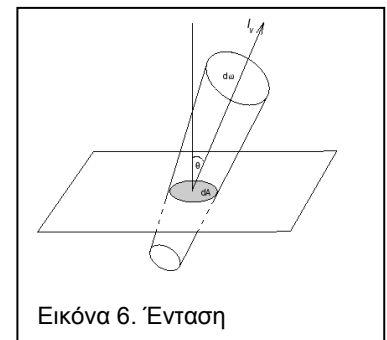
Ένταση ακτινοβολίας I

Ως ένταση ακτινοβολίας ορίζεται το ποσόν της ενέργειας το προερχόμενο από μία στοιχειώδη στερεά γωνία $d\omega$, το οποίο διέρχεται στην μονάδα του χρόνου από την μονάδα της στοιχειώδους επιφάνειας dA τοποθετημένης κάθετα προς τον άξονα της στερεάς γωνίας

$$(0.5) \quad I = \frac{dE/d\omega}{dA \cdot dt} = \frac{dE}{dA dt \cdot d\omega} = \frac{dF}{d\omega}$$

όπου $d\omega$ η στοιχειώδης στερεά γωνία.

Στην περίπτωση που η επιφάνεια dA σχηματίζει γωνία θ με τη διεύθυνση διάδοσης, τότε η ένταση δίνεται από τη σχέση:



Εικόνα 6. Ένταση

$$(0.6) \quad I = \frac{dE/d\omega}{dA \cdot dt \cdot \cos \theta} = \frac{dE}{dA dt \cdot d\omega \cdot \cos \theta} = \frac{dF}{d\omega \cdot \cos \theta}$$

Αν θεωρήσουμε ότι η ακτινοβολία προέρχεται από ένα θόλο μεγέθους ημισφαιρίου, τότε από την (0.6) προκύπτει ότι η πυκνότητα ροής συνδέεται με την ένταση ακτινοβολίας με τη σχέση:

$$(0.7) \quad F = \int_0^{2\pi} I \cdot \cos \theta \cdot d\omega$$

Μονοχρωματική πυκνότητα ροής F_λ . Ένταση μονοχρωματικής ακτινοβολίας I_λ

Επειδή η ενέργεια των φασμάτων ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας είναι συνάρτηση του μήκους κύματος, είναι χρήσιμο να ορίσουμε την μονοχρωματική πυκνότητα ροής (ή πυκνότητα ροής μονοχρωματικής ακτινοβολίας) F_λ που είναι η ενέργεια με μήκη κύματος μεταξύ λ και $\lambda+d\lambda$ που διέρχεται από την μονάδα της επιφάνειας στην μονάδα του χρόνου.

$$(0.8) \quad F_\lambda = \frac{dE}{dA \cdot dt \cdot d\lambda}$$

Ομοίως μπορούμε να ορίσουμε και την ένταση μονοχρωματικής ακτινοβολίας I_λ που είναι το ποσόν της ενέργειας το προερχόμενο από μία στοιχειώδη στερεά γωνία $d\omega$, το οποίο διέρχεται στην μονάδα του χρόνου από την μονάδα της στοιχειώδους επιφάνειας dA τοποθετημένης κάθετα προς τον άξονα της στερεάς γωνίας, μεταξύ των μηκών κύματος λ και $\lambda+d\lambda$.

$$(0.9) \quad I_\lambda = \frac{dE}{dA dt \cdot d\omega \cdot \cos \theta \cdot d\lambda} = \frac{dF_\lambda}{d\omega \cdot \cos \theta}$$

Οπότε αντίστοιχα η σχέση (0.7) γίνεται:

$$(0.10) \quad F_\lambda = \int_0^{2\pi} I_\lambda \cdot \cos \theta \cdot d\omega$$

Με βάση τον ορισμό της στερεάς γωνίας και λαμβάνοντας υπόψη ότι η γωνία θ μεταβάλλεται από 0 ως $\pi/2$, η δε γωνία φ από 0 ως 2π , η εξίσωση (0.10) γίνεται:

$$(0.11) \quad F_\lambda = \int_0^{2\pi} \int_0^{\pi/2} I_\lambda(\theta, \varphi) \cdot \cos \theta \cdot \sin \theta \cdot d\theta \cdot d\varphi$$

Αυτή είναι και η γενική έκφραση της σχέσης μεταξύ έντασης και ροής ακτινοβολίας.

Είναι προφανές ότι για ισότροπο πεδίο ακτινοβολιών, δηλαδή όταν η ένταση της ακτινοβολίας είναι ανεξάρτητος της διεύθυνσης, ισχύει:

$$(0.12) \quad F_\lambda = \pi I_\lambda$$

Η ολική πυκνότητα ροής F , δηλαδή η ενέργεια που λαμβάνει η μονάδα της επιφάνειας στην μονάδα του χρόνου, για όλα τα μήκη κύματος του φάσματος της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας θα είναι:

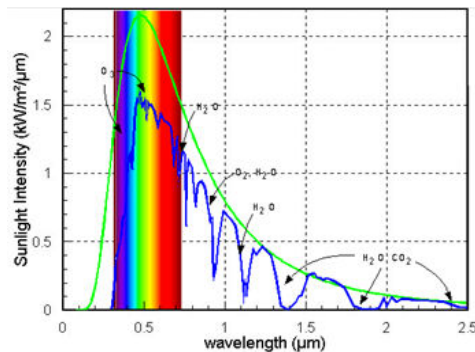
$$(0.13) \quad F = \int_0^{\infty} F_{\lambda} d\lambda$$

1.4. Η ηλιακή ακτινοβολία

Το ποσό της ολικής πυκνότητας ροής ακτινοβολίας που δέχεται από τον ήλιο μία επιφάνεια στο διάστημα η οποία απέχει απόσταση D από αυτόν, δίνεται από τη σχέση:

$$(0.14) \quad H = H_0 \frac{R_s^2}{D^2}$$

όπου: H_0 η πυκνότητα ροής στην επιφάνεια του ήλιου (όπως προκύπτει από την εξίσωση Stefan- Boltzman), R_s η ακτίνα του ήλιου και D η απόσταση από τον Ήλιο.

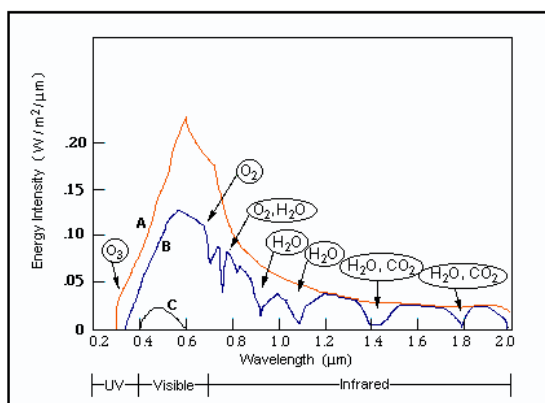


Εικόνα 7. Σύγκριση της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας έξω από την ατμόσφαιρα της Γης, με την αντίστοιχη που φτάνει στην επιφάνειά της.

Η πυκνότητα ροής της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στο όριο της ατμόσφαιρας ορίζεται ως ηλιακή σταθερά. Η τιμή της ηλιακής σταθεράς είναι ίση με 1367 W/m^2 και κυμαίνεται στη διάρκεια του έτους μεταξύ μιας ελαχίστης τιμής 1321 W/m^2 κατά τις αρχές Ιουλίου και μιας μέγιστης τιμής 1471 W/m^2 κατά τις αρχές Ιανουαρίου, σαν αποτέλεσμα της μεταβολής της απόστασης της Γης από τον Ήλιο. Η ηλιακή σταθερά εμφανίζει ακόμη διακυμάνσεις που εξαρτώνται από την ηλιακή δραστηριότητα.

Εξασθένηση της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας

Το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που φτάνει στην επιφάνεια της Γης είναι πολύ μικρότερο από εκείνο που φθάνει στο όριο της ατμόσφαιρας, ακόμη και σε μια τελείως αίθρια ημέρα. Αυτό οφείλεται στις φυσικές διεργασίες εξασθένησης (σκέδαση και απορρόφηση) που υφίσταται η ηλιακή ακτινοβολία από τα συστατικά της ατμόσφαιρας και τα σωματίδια που



Εικόνα 8. Το ηλιακό φάσμα πάνω από την ατμόσφαιρα (A) και κοντά στην επιφάνεια της Γης (B), με τα κύρια στοιχεία που απορροφούν. Με την καμπύλη (C) απεικονίζεται το φάσμα της ακτινοβολίας που είναι ορατή

αιωρούνται σε αυτή. Η ατμόσφαιρα της Γης με τα νέφη, τους υδρατμούς και τη σκόνη επηρεάζει έντονα την ηλιακή ακτινοβολία κατά τη διέλευσή της μέσα από αυτή. Τα αέρια της ατμόσφαιρας (O_2 , O_3 , H_2 , CO_2 , NO_x , ενώσεις του θείου κλπ) και η σκόνη έχουν σαν αποτέλεσμα τη απορρόφηση και σκέδαση της ακτινοβολίας. Μέρος αυτής της

σκεδαζόμενης ακτινοβολίας οδεύει προς την επιφάνεια της Γης, δημιουργώντας τη διάχυτη ακτινοβολία, η οποία παίζει σημαντικό ρόλο στη θέρμανση της Γης. Αυτή η σκέδαση της ηλιακής ακτινοβολίας από τα αέρια μόρια της ατμόσφαιρας (σκέδαση Rayleigh) έχει σαν αποτέλεσμα το μπλε χρώμα του ουρανού. Χωρίς αυτά τα σωματίδια της ατμόσφαιρας, ο ουρανός θα ήταν μαύρος, όπως είναι ο ουρανός της σελήνης. Η σκέδαση είναι η διαδικασία λόγω της οποίας η Γη φαίνεται σαν ένας φωτεινός γαλάζιος πλανήτης όταν παρατηρείται από το διάστημα.

Ως γνωστόν ηλεκτρομαγνητική ακτινοβολία διερχόμενη από κάποιο μέσο εξασθενεί ανάλογα με το είδος του μέσου και την διαδρομή που διατρέχει (νόμος των Beer-Lambert). Για την ατμόσφαιρα ισχύει:

$$(0.15) \quad I_{\lambda} = I_{0\lambda} \cdot e^{-\tau}$$

όπου $I_{0\lambda}$ η ένταση ακτινοβολίας στο όριο τις ατμόσφαιρας για μήκος κύματος λ , I_{λ} η ένταση ακτινοβολίας στην επιφάνεια του εδάφους σε διαδρομή κάθετη προς το έδαφος και τ το (ολικό) οπτικό βάθος της ατμόσφαιρας, σχέση η οποία ορίζει και το οπτικό βάθος. Στην περίπτωση που η διαδρομή δεν πραγματοποιείται κάθετα στην επιφάνεια του εδάφους η σχέση γίνεται:

$$(0.16) \quad I_{\lambda} = I_{0\lambda} \cdot e^{-m\tau}$$

όπου m η σχετική οπτική μάζα που είναι ανάλογη του $1/\cos \theta$, όπου θ η ζενιθιακή γωνία του Ήλιου (Εικόνα 5).

Το ολικό οπτικό βάθος τ , δηλαδή ο συντελεστής εξασθένησης λόγω της διαδρομής της ακτινοβολίας εντός υλικού μέσου, οφείλεται σε διάφορες απορροφήσεις και σκεδάσεις που συμβαίνουν. Μπορεί να εκφρασθεί σαν άθροισμα των επί μέρους όρων που την προκαλούν, δηλαδή:

$$(0.17) \quad \tau = \tau_R + \tau_{\alpha} + \tau_{O_3} + \tau_{H_2O} + \tau_{gas} + \tau_{NO_2}$$

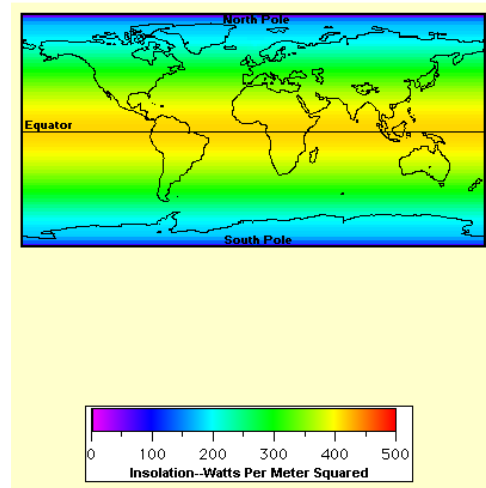
όπου: τ_R η σκέδαση Rayleigh από τα αέρια συστατικά της ατμόσφαιρας, τ_{α} η σκέδαση Mie από τα σωματίδια της σκόνης, τ_{O_3} η απορρόφηση από το όζον, τ_{H_2O} η απορρόφηση από τους υδρατμούς, τ_{gas} η απορρόφηση από μίγματα διαφόρων αερίων και τ_{NO_2} η απορρόφηση από το διοξείδιο του αζώτου.

Το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που εισέρχεται στην ατμόσφαιρα προς την επιφάνεια της Γης πάνω από έναν τόπο σε μια ορισμένη χρονική στιγμή, εξαρτάται κυρίως από:

A. Την τιμή της ηλιακής σταθεράς η οποία επηρεάζεται από:

A₁ Την ηλιακή δραστηριότητα

A₂ Την απόσταση Γης-Ηλίου



Εικόνα 9. Απεικόνιση της γεωγραφικής κατανομής της προσλαμβανόμενης ηλιακής ακτινοβολίας.

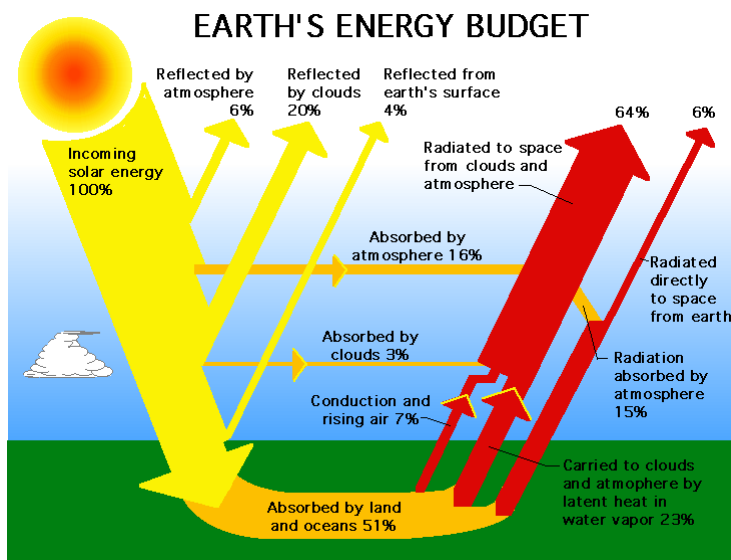
B. Τη γωνία πρόσπτωσης των ηλιακών ακτίνων σε σχέση με την επιφάνεια της Γης η οποία κατ' επέκταση είναι συνάρτηση:

B₁ Της εποχής.

B₂ Του γεωγραφικού πλάτους.

B₃ Της ώρας της ημέρας.

Ένα μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας (20% κατά μέσον όρο) ανακλάται από τα νέφη. Το ποσοστό της ακτινοβολίας που ανακλάται με αυτόν τον τρόπο ποικίλει με την ποσότητα και το είδος των νεφών και σε κάποια κλίματα ή περιπτώσεις μπορεί να φτάνει και το 75% της ηλιακής ακτινοβολίας. Οι απώλειες της ηλιακής ακτινοβολίας λόγω της παρουσίας νεφών είναι μεγαλύτερες σε κλίματα των μέσων γεωγραφικών πλατών, όπου λόγω της συνάντησης ψυχρών και θερμών αέριων μαζών, απαντώνται οι πλέον νεφοκαλυμμένες περιοχές του πλανήτη.



Εικόνα 11. Το ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας.

κυμαίνονται από 45% έως 95%). Στην επομένη εικόνα φαίνονται διάφορες τιμές ανακλαστικότητας.

Ο λόγος της ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας από μια επιφάνεια προς την προσπίπτουσα σε αυτήν, για όλα τα μήκη κύματος, ορίζεται ως λευκαύγεια (albedo) α .

$$(0.18) \quad \alpha = \frac{I_{\uparrow}}{I_{\downarrow}}$$

Η ηλιακή ακτινοβολία ανακλάται επίσης από την επιφάνεια της Γης και την ατμόσφαιρα. Οι ανακλαστικότητες των διαφορετικών επιφανειών ποικίλουν πολύ, ανάλογα με το υλικό και το χρώμα. Τα σκούρα χρώματα ανακλούν λίγο αλλά απορροφούν πολύ. Οι πιο ανοιχτόχρωμες επιφάνειες ανακλούν πολύ αλλά απορροφούν λιγότερο. Σε ορισμένες περιπτώσεις, όπως για παράδειγμα σε εκτάσεις καλυμμένες με πάγους ή χιόνι το ποσοστό της ανακλώμενης ακτινοβολίας μπορεί να φθάσει σε πολύ υψηλά ποσοστά που

Table 1. Reflectivity values of various surfaces.

Surface	Details	Albedo
Soil	Dark and Wet	0.05 -
	Light and Dry	0.40
Sand		0.15 - 0.45
Grass	Long	0.16 -
	Short	0.26
Agricultural Crops		0.18 - 0.25
Tundra		0.18 - 0.25
Forest	Deciduous	0.15 - 0.20
	Coniferous	0.05 - 0.15
Water	Small Zenith Angle	0.03 - 0.10
	Large Zenith Angle	0.10 - 1.00
Snow	Old	0.40 -
	Fresh	0.95
Ice	Sea	0.30 - 0.45
	Glacier	0.20 - 0.40
Clouds	Thick	0.60 - 0.90
	Thin	0.30 - 0.50

Sources: Oke, 1992; Ahrens, 2006.

Εικόνα 10. Τιμές λευκαύγειας διαφόρων επιφανειών στο ορατό τμήμα του ηλιακού φάσματος (0.4μm-0.76μm). Η λευκαύγεια στο άλλα μήκη κύματος μπορεί να είναι τελείως διαφορετική. Π.χ. η λευκαύγεια του χιονιού στο υπέρυθρο είναι μηδαμινή.

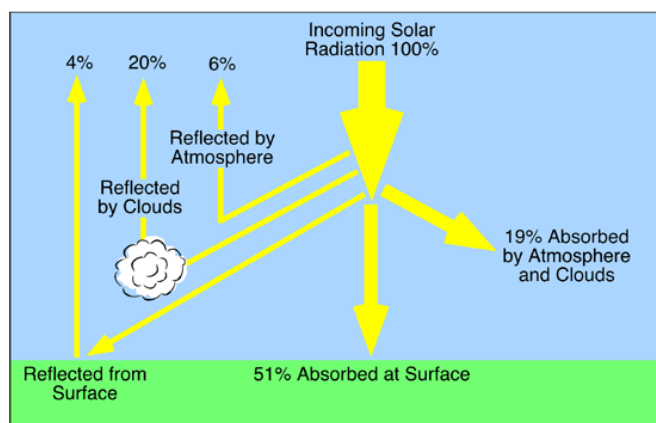
Οι τιμές της λευκαύγειας διαφοροποιούνται από μέρος σε μέρος και ανάλογα με το χρόνο, καθώς εξαρτώνται από το είδος της επιφάνειας (π.χ. υλικό, βλάστηση, κατάσταση) και τη γωνία πρόσπτωσης της ηλιακής ακτινοβολίας στην επιφάνεια της Γης.

Έτσι το ισοζύγιο της ηλιακής ακτινοβολίας σε μία επιφάνεια εκτεθειμένη σε αυτήν, βάσει και της (0.18) θα είναι:

$$(0.19) \quad I_n = I_{\downarrow} - I_{\uparrow} = I_{\downarrow} - \alpha \cdot I_{\downarrow} = (1 - \alpha) \cdot I_{\downarrow}$$

Η Γη και η ατμόσφαιρα ανακλούν το 4% και το 26% αντίστοιχα της προσπίπτουσας ηλιακής ακτινοβολίας. Έτσι, το σύστημα Γη-Ατμόσφαιρα έχει συνολικά μία λευκαύγεια της τάξης του 30%. Η τιμή αυτή εξαρτάται φυσικά από διάφορους παράγοντες, όπως έχει ήδη αναφερθεί.

Ένα μέρος της ηλιακής ακτινοβολίας απορροφάται από τα συστατικά της ατμόσφαιρας και εκείνο το οποίο τελικά μετράμε από την επιφάνεια του εδάφους, είναι περίπου το 51% της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας, που φτάνει στην επιφάνεια, είτε άμεσα, είτε δευτερογενώς, κατόπιν σκέδασης σε πολύ μικρά σωματίδια, οπότε διαχέεται προς όλες τις διευθύνσεις. Αυτή η ακτινοβολία (άμεση ή διάχυτη από σκεδάσεις και ανακλάσεις), θερμαίνει την επιφάνεια της Γης.



Εικόνα 12. Το ισοζύγιο ακτινοβολιών για τα μικρά μήκη

από τους ακόλουθους παράγοντες:

Την τιμή της ηλιακής σταθεράς

Την απόκλιση το Ήλιου (δ)

Το ύψος του Ήλιου (α)

Το γεωγραφικό πλάτος του τόπου (φ)

Το υψόμετρο του τόπου (h)

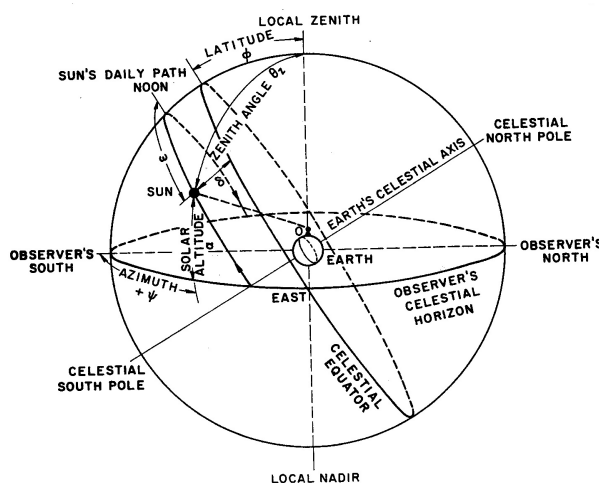
Την κλίση της επιφάνειας επί της οποίας προσπίπτει

Την απορρόφηση και σκέδαση την οποία υφίσταται μέσα στην ατμόσφαιρα,

Όπως προκύπτει και από όσα έχουν ήδη αναφερθεί, Η ολική ηλιακή ακτινοβολία που προσπίπτει πάνω σε μια οριζόντια ή κεκλιμένη επιφάνεια, έχει δυο συνιστώσες: την άμεση και την διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία.

Άμεση ηλιακή ακτινοβολία

Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία φτάνει απ' ευθείας από τον ηλιακό δίσκο στην επιφάνεια του εδάφους. Η άμεση ηλιακή ακτινοβολία εξαρτάται



Εικόνα 13. Οι παράμετροι που προσδιορίζουν την σχετική θέση του Ήλιου προς τον γήινο παρατηρητή.

η οποία εξαρτάται από την νεφοκάλυψη και την ποσότητα των υδρατμών κυρίως.

Η άμεση ακτινοβολία μετράται σε επιφάνειες κάθετες στην διάκεντρο Γης-Ηλίου αλλά πρέπει να αναχθεί σε οριζόντια επιφάνεια για να αντιστοιχεί σε μια ομοιόμορφη χρονικά και χωρικά κατάσταση μετρήσεων που να δίνουν την ακτινοβολία σε επίπεδο έδαφος. Έτσι αν I_0 η ένταση ακτινοβολίας στο οριζόντιο επίπεδο, τότε αυτή θα αντιστοιχεί σε επιφάνεια $dA/\cos\theta_z$ (βλέπε Εικόνα 6 και Εικόνα 13) αν dA η επιφάνεια που τοποθετήθηκε κάθετα στις ακτίνες του Ήλιου. Οπότε θα ισχύει:

$$(0.20) \quad I_0 = I \cdot \cos\theta_z = I \cdot \sin\alpha$$

δεδομένου ότι οι γωνία του ύψους του Ηλίου α και η ζενιθιακή γωνία αυτού θ_z είναι συμπληρωματικές.

Διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία

Η διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία φθάνει στην επιφάνεια του εδάφους μετά την ανάκλαση ή σκέδαση από τα συστατικά της ατμόσφαιρας, αλλά και μετά από ανάκλαση πάνω στην επιφάνεια της Γης. Η διάχυτη ηλιακή ακτινοβολία εξαρτάται από τους ακόλουθους παράγοντες:

Το ύψος του Ήλιου(α)

Το υψόμετρο του τόπου

Τη λευκαύγεια του εδάφους

Το ποσό και το είδος των νεφών, καθώς και από την παρουσία διαφόρων πυρήνων σκέδασης (αερολυμάτων, υδροσταγόνων κ.α.) που υπάρχουν στην ατμόσφαιρα.

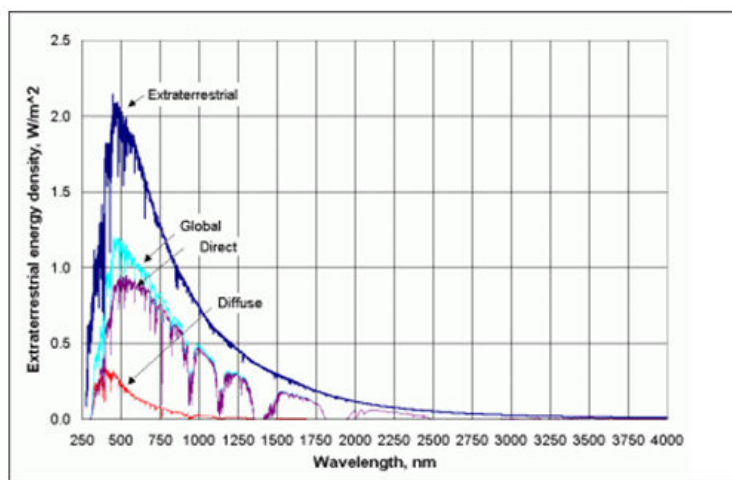
Εάν τόσο η άμεση όσο και η διάχυτη ακτινοβολία μετρώνται επί οριζοντίου επιπέδου, το ποσοστό της διάχυτης ακτινοβολίας I_D προς το σύνολο διάχυτης και ολικής αλλάζει ανάλογα με το ύψος του ήλιου και την κατάσταση της ατμόσφαιρας από πλευράς νεφών, υδρατμών και αιωρούμενων σωματιδίων και παίρνει την ελάχιστη τιμή του για ένα ύψος του ήλιου γύρω στις 35° με 40° . Η ελάχιστη αυτή τιμή κατά τη διάρκεια αίθριας ημέρας, με χαμηλή υγρασία και απουσία ρύπανσης μπορεί να φθάσει γύρω στο 0.1. Συνήθως κυμαίνεται γύρω στο 0.15, ενώ στην περίπτωση αυξημένης ρύπανσης μπορεί να φθάσει το 0.25. Προφανώς σε περίπτωση νεφοκάλυψης, όπως και κατά τη διάρκεια μιας ανέφελης ημέρας όταν ο ήλιος βρίσκεται κάτω από τον ορίζοντα λίγο πριν από την ανατολή ή αμέσως μετά τη δύση, ο λόγος αυτός ισούται με την μονάδα, γιατί όλη η ακτινοβολία οφείλεται στη διάχυτη ακτινοβολία του ουρανού.

Ολική ηλιακή ακτινοβολία

Το άθροισμα της άμεσης ακτινοβολίας επί οριζοντίου επιπέδου (I_0) και της διάχυτης ακτινοβολίας (I_D) ορίζει την λεγόμενη ολική ηλιακή ακτινοβολία (I_T), δηλαδή:

$$(0.21) \quad I_T = I_0 + I_D = I \cos\theta_z + I_D = I \sin\alpha + I_D$$

Η ολική ηλιακή ακτινοβολία εξαρτάται από τους ίδιους παράγοντες από τους οποίους εξαρτώνται η άμεση και η διάχυτη ακτινοβολία.



Εικόνα 14. Σχέση άμεσης, διάχυτης και ολικής ηλιακής ακτινοβολίας για μια τυπική ατμόσφαιρα.

Όσο μεγαλύτερη είναι η απόσταση που διανύει η ηλιακή ακτινοβολία μέσα στην ατμόσφαιρα, τόσο μικρότερο είναι το ποσό της ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει στην επιφάνεια της Γης. Για τον λόγο αυτό η ένταση της ηλιακής ακτινοβολίας είναι πολύ μεγαλύτερη κατά την θερινή περίοδο σε σχέση με τη χειμερινή. Τέλος, όσο πιο κάθετα προσπίπτει η ηλιακή

ακτινοβολία πάνω σε μια επιφάνεια στην Γη τόσο μεγαλύτερη είναι η έντασή της. Γι' αυτό το λόγο οι ηλιακοί συλλέκτες προσανατολίζονται με κλίση προς τα νότια

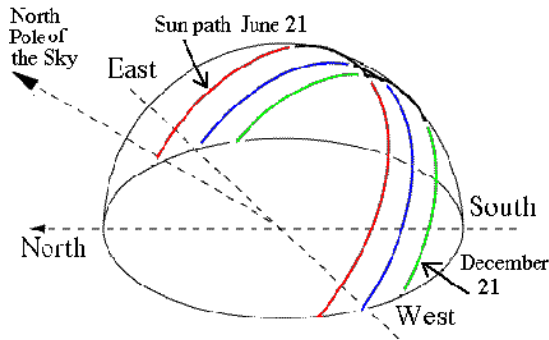
Ένα ποσοστό της άμεσης και της διάχυτης ηλιακής ακτινοβολίας ανακλάται στο έδαφος και επιστρέφει στην ατμόσφαιρα. Αυτό το ποσοστό αποτελεί την ανακλώμενη ηλιακή ακτινοβολία. Η συμβολή της ανακλώμενης ηλιακής ακτινοβολίας στην επανεκπομπή προς το έδαφος είναι πάρα πολύ μικρή και δεν επηρεάζει την ηλιακή ακτινοβολία που φτάνει τελικά στο έδαφος.

Η Ελλάδα παρουσιάζει ένα ιδιαίτερα υψηλό ηλιακό δυναμικό, περίπου 1.400-1.800kWh/(m²·yr) ετησίως σε οριζόντιο επίπεδο, ανάλογα με το γεωγραφικό πλάτος και το ανάγλυφο της περιοχής. Η ηλιακή ακτινοβολία είναι μια μορφή ενέργειας με σχεδόν σταθερή και προβλέψιμη ένταση στην διάρκεια του χρόνου και της ημέρας. Η ηλιακή ακτινοβολία παρουσιάζει την μέγιστη ένταση της κατά την διάρκεια του μεσημεριού (μέγιστο ηλιακό ύψος), τόσο κατά τη θερινή όσο και κατά τη χειμερινή περίοδο και είναι μεγαλύτερη κατά τη θερινή περίοδο λόγω την θέσης του ήλιου, αλλά και λόγω της αύξησης των ωρών ηλιοφάνειας (μείωση των νεφώσεων). Η Εθνική Μετεωρολογική Υπηρεσία (ΕΜΥ) καταγράφει εδώ και πολλά χρόνια τις ώρες ηλιοφάνειας ανά ημέρα (hr/day), αλλά και σε κάποιες περιπτώσεις την ολική ηλιακή ακτινοβολία (kWh/m²) για διάφορες περιοχές της χώρας μας.

Ημερήσια πορεία άμεσης, διάχυτης και ολικής ηλιακής ακτινοβολίας.

Η φαινόμενη κίνηση του Ήλιου, που προκαλείται από την περιστροφή της Γης γύρω από τον άξονά της, μεταβάλλει τη γωνία με την οποία η άμεση συνιστώσα της ηλιακής ακτινοβολίας προσπίπτει στην επιφάνεια της Γης. Από έναν συγκεκριμένο τόπο πάνω στην επιφάνεια, ο Ήλιος φαίνεται να κινείται στον ουρανό. Η θέση του Ήλιου εξαρτάται από τον τόπο πάνω στην επιφάνεια της Γης, την ώρα της ημέρας και την εποχή του έτους. Η φαινόμενη κίνηση του Ήλιου φαίνεται στο σχήμα που ακολουθεί (Εικόνα 16).

Αυτή η φαινόμενη κίνηση του Ήλιου έχει πολύ σημαντική επίδραση στις τιμές της έντασης της ακτινοβολίας που καταγράφονται την επιφάνεια της Γης. Όταν οι ακτίνες του Ήλιου



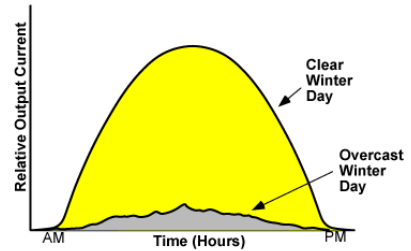
Εικόνα 15 Η φαινόμενη διαδρομή του Ήλιου στο βόρειο ημισφαίριο.

προσπίπτουν κάθετα σε μία επιφάνεια, τότε η ένταση της ακτινοβολίας είναι μέγιστη, ενώ όταν η γωνία είναι διάφορη των 90° ή ένταση ελαττώνεται. Κατά τη διάρκεια μιας αίθριας μέρας, η ημερήσια πορεία της άμεσης αλλά και της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας σε έναν τόπο μέσου γεωγραφικού πλάτους, παρουσιάζει μια περίπου ημιτονοειδή μορφή (Εικόνα 16). Το μέγιστο παρατηρείται την ώρα της αληθούς μεσημβρίας, δηλαδή της χρονικής στιγμής που ο Ήλιος διέρχεται από τον μεσημβρινό ενός τόπου (Local Solar Time, LST). Στην

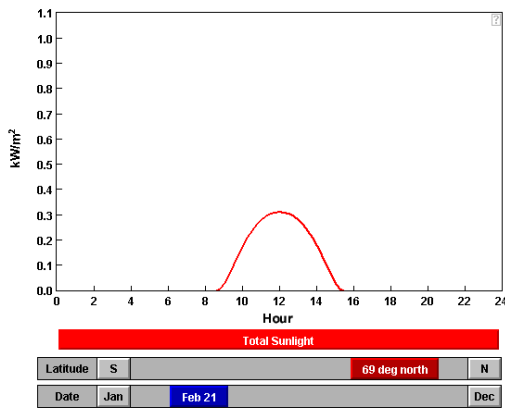
ίδια εικόνα φαίνεται επίσης η διαφορετική μορφή της καμπύλης της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας όταν ο ουρανός είναι ανέφελος και όταν καλύπτεται σχεδόν πλήρως από νέφωση.

Στις εικόνες που ακολουθούν φαίνεται η ημερήσια πορεία της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια μιας καλοκαιρινής, μιας χειμερινής και μιας ημέρας μεταβατικής περιόδου.

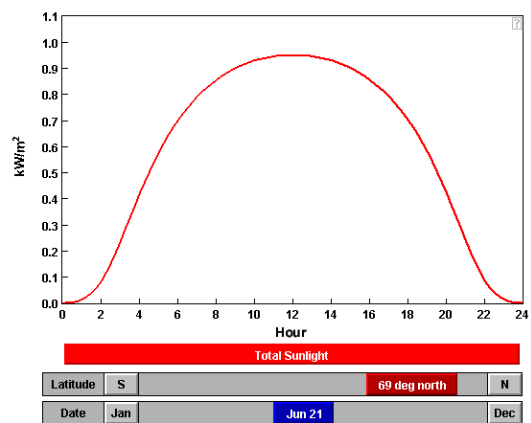
Οι τρεις διαφορετικές καμπύλες δείχνουν την επίδραση του γεωγραφικού πλάτους και της απόκλισης του Ήλιου, που δημιουργούν διαφορετική διάρκεια ημέρας κατά τις εποχές του



Εικόνα 16. Η κατανομή της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας για μια ανέφελη και μια νεφοσκεπη μέρα του χειμώνα.

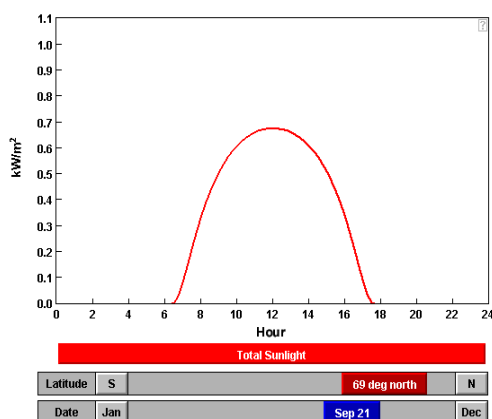


Εικόνα 18. Η ημερήσια πορεία της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια μιας χειμωνιάτικης ημέρας



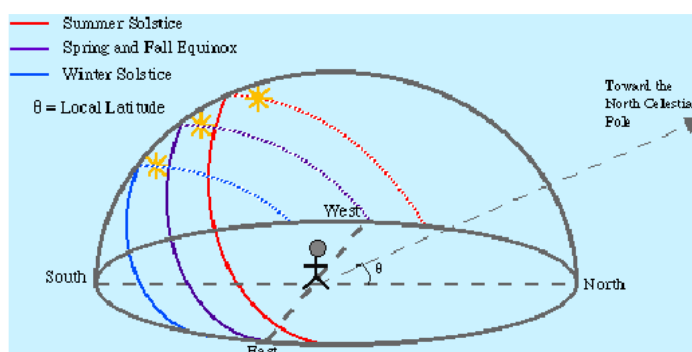
Εικόνα 17. Η ημερήσια πορεία της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια μιας καλοκαιρινής ημέρας.

έτους και διαφορετική διαδρομή του ουρανού μέσα στον ουράνιο θόλο. Στην Εικόνα 20 που ακολουθεί, φαίνεται η πορεία του Ήλιου στον ουράνιο θόλο κατά τη διάρκεια του χειμώνα, της άνοιξης και του καλοκαιριού του Βόρειου ημισφαιρίου.



Εικόνα 19. Η ημερήσια πορεία της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας κατά τη διάρκεια μιας φθινοπωρινής ημέρας

θερινού ηλιοστασίου, οπότε έχουμε και τη μεγαλύτερη ημέρα, η διάρκεια της θεωρητικής ηλιοφάνειας κυμαίνεται μεταξύ 14h 51sec και 13h 56sec για βόρεια γεωγραφικά πλάτη μεταξύ 30° και 40°. Κατά τη διάρκεια του χειμερινού ηλιοστασίου (21 Δεκεμβρίου) που έχουμε τη μικρότερη ημέρα, ο χρόνος αυτός μειώνεται στις 10h 04sec έως 9h 09sec για τα ίδια γεωγραφικά πλάτη.



Εικόνα 20. Η ημερήσια πορεία του Ήλιου όπως αλλάζει με τις εποχές, στο βόρειο ημισφαίριο.

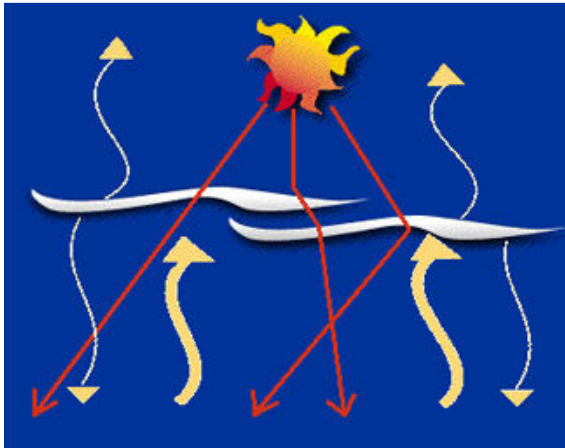
Κατά τη διάρκεια του θερινού ηλιοστασίου, την 21^η Ιουνίου, ο Ήλιος θα βρίσκεται στην πιο υψηλή τροχιά του στον ουράνιο θόλο. Καθώς προχωρούν οι μέρες, ο Ήλιος χαμηλώνει, έως την ισημερία της 21^{ης} Σεπτεμβρίου. Η τροχιά του Ήλιου με το πιο χαμηλό ύψος είναι αυτή του χειμερινού ηλιοστασίου (21 Δεκεμβρίου).

Η διαφορετική διάρκεια της ημέρας σε κάθε γεωγραφικό πλάτος (εκτός από την περιοχή των πόλων όπου έχουμε έξι μήνες συνεχής μέρα και έξι μήνες συνεχής νύχτα) ορίζει τη διάρκεια της θεωρητικής ηλιοφάνειας. Κατά τη διάρκεια του

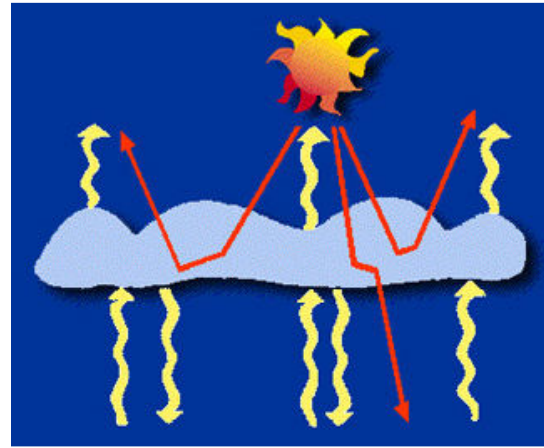
Για να ισούται σε μια ημέρα η διάρκεια της θεωρητικής ηλιοφάνειας με τη διάρκεια της πραγματικής ηλιοφάνειας θα πρέπει ο ορίζοντας του τόπου να είναι τελείως ελεύθερος προς τα ανατολικά και τα δυτικά και να μην παρεμβάλλονται σύννεφα στον ηλιακό δίσκο. Το κλάσμα της ηλιοφάνειας, που είναι ο λόγος της πραγματικής (n) προς τη θεωρητική (N) διάρκεια της ηλιοφάνειας, είναι μικρότερο ή ίσο με τη μονάδα ($n/N \leq 1$). Ο προσδιορισμός της πραγματικής ηλιοφάνειας σε ένα τόπο είναι σημαντικός, γιατί δια μέσου αυτής μπορεί να γίνει η εκτίμηση της πραγματικής ηλιακής ενέργειας που λαμβάνει ο τόπος αυτός. Για τη μέτρηση της διάρκειας της πραγματικής ηλιοφάνειας χρησιμοποιούνται οι ηλιογράφοι.

Νεφελώδεις και νεφοσκεπείς ημέρες

Ως *νεφελώδης* χαρακτηρίζεται η μέρα κατά την οποία ο ήλιος καλύπτεται κατά διαστήματα από σύννεφα. *Νεφοσκεπής* ημέρα είναι εκείνη κατά την οποία υπάρχει καθολική κάλυψη του ουρανού από σύννεφα. Στην περίπτωση όπου υπάρχουν σύννεφα στον ουρανό, η ένταση της ολικής ακτινοβολίας μεταβάλλεται ανώμαλα από λεπτό σε λεπτό και από ώρα σε ώρα. Η μελέτη των νεφών και των χαρακτηριστικών τους παίζει έναν πολύ σημαντικό ρόλο στη μελέτη και στην κατανόηση των διεργασιών που λαμβάνουν χώρα στην ατμόσφαιρα.

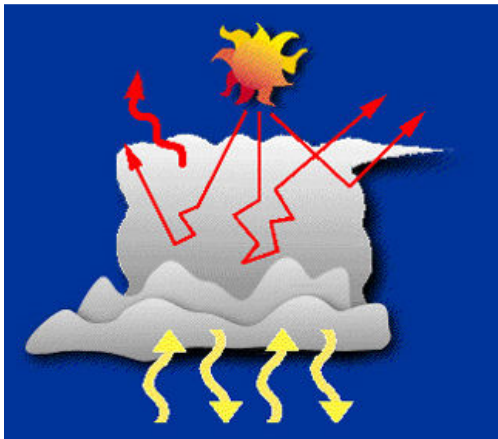


Εικόνα 21. Η αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος με τα ψηλά και λεπτά νέφη, που έχουν χαρακτηριστική ινώδη μορφή και λευκό χρώμα.



Εικόνα 22. Η αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος με τα χαμηλά και παχιά νέφη, που έχουν γκρίζο χρώμα και ομοιόμορφη βάση.

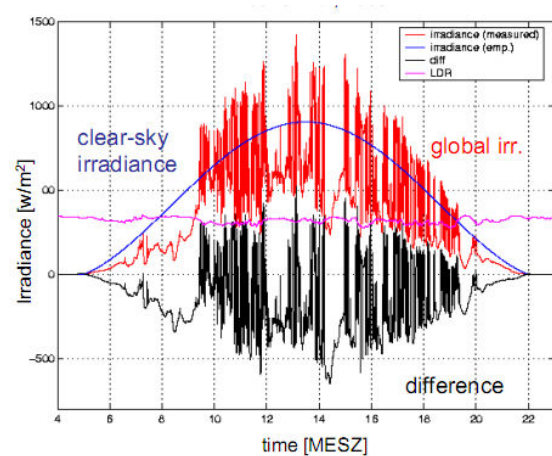
Τα χαμηλά και παχιά νέφη (τύπου stratus), με γκρίζο χρώμα και ομοιόμορφη βάση, που δίνουν ψιχάλες ή λεπτούς κόκκους χιονιού, κυρίως ανακλούν την ηλιακή ακτινοβολία σε ποσοστό που μπορεί να φτάσει και το 70% και ψύχουν την επιφάνεια της Γης. Τα ψηλά και λεπτά νέφη (τύπου cirrus), με ινώδη μορφή και άσπρο χρώμα, είναι γενικά διαφανή στην εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία (η ένταση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας στο έδαφος μπορεί να ξεπεράσει το 70% αυτής που θα είχαμε με αίθριο ουρανό), ενώ ταυτόχρονα δεσμεύουν μέρος της εξερχόμενης ακτινοβολίας και την επανεκπέμπουν προς την επιφάνεια της Γης, προκαλώντας τη θέρμανσή της.



Εικόνα 23. Η αλληλεπίδραση της ακτινοβολίας μικρού μήκους κύματος με τα νέφη τύπου σωρείτη, που είναι πυκνό, με υπόλευκο χρώμα.

Όταν στον ουρανό υπάρχει ένα μικρό ποσοστό από κατατεμαχισμένα νέφη, υπάρχει πάντα αύξηση της διάχυτης ακτινοβολίας του ουρανού. Για παράδειγμα, αν στον ουρανό εμφανιστεί ένα νέφος τύπου cumulus (νέφος ανοδικών ρευμάτων, πυκνό, με χρώμα υπόλευκο ή γκρι, αποτελούμενο από υδροσταγονίδια, το οποίο συνήθως δίνει

Το αν η παρουσία της νέφωσης θα έχει σαν συνολικό αποτέλεσμα τη θέρμανση ή την ψύξη της επιφάνειας της Γης εξαρτάται από πολλούς παράγοντες, συμπεριλαμβανομένου του ύψους στο οποίο βρίσκεται, του μεγέθους του, και της σύνθεσής του.

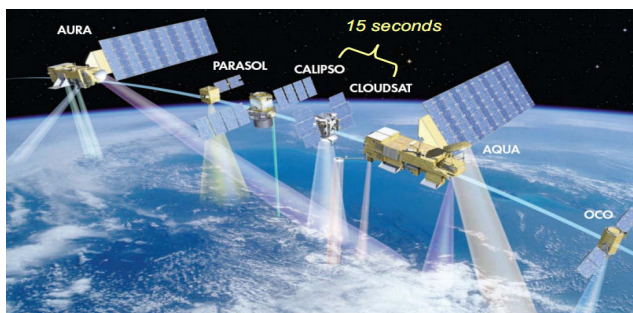


Εικόνα 24. Καταγραφή της έντασης της ηλιακής ακτινοβολίας παρουσία κατατεμαχισμένης νέφωσης.

διαλείπουσα βροχή), τότε η ένταση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας αν εκείνη τη στιγμή ο ήλιος είναι ακάλυπτος από σύννεφα, μπορεί να ξεπεράσει κατά 10% αυτή με αίθριο ουρανό.

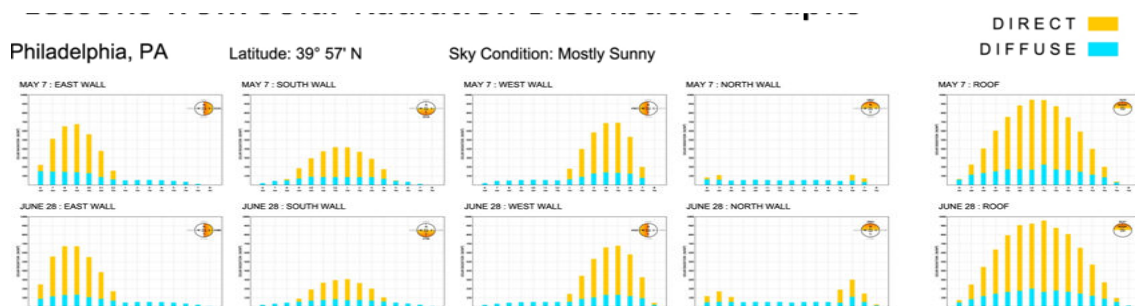
Όσο αυξάνει η νέφωση, τόσο αυξάνει και η διάχυτη ακτινοβολία του ουρανού, προς μια μέγιστη τιμή, και στη συνέχεια τείνει να ελαττωθεί, αν ο ουρανός γίνεται νεφοσκεπής.

Η ολική ηλιακή ακτινοβολία είναι πολύ ασθενής όταν ο ήλιος είναι τελείως καλυμμένος από σύννεφα, ιδίως σκούρου χρώματος. Λίγα λεπτά πριν ή μετά την κάλυψη του Ήλιου από σύννεφα, η ένταση της ακτινοβολίας παρουσιάζει μεγάλες ανωμαλίες. Φτάνει περίπου τα 1046W/m^2 στα μέσα γεωγραφικά πλάτη, ενώ στους τροπικούς μπορεί να ξεπεράσει ακόμα και την τιμή της ηλιακής σταθεράς. Το φαινόμενο αυτό είναι αποτέλεσμα της ισχυρής διάχυσης της ηλιακής ακτινοβολίας πάνω στα υδροσταγονίδια που βρίσκονται κοντά στα άκρα του σύννεφου.

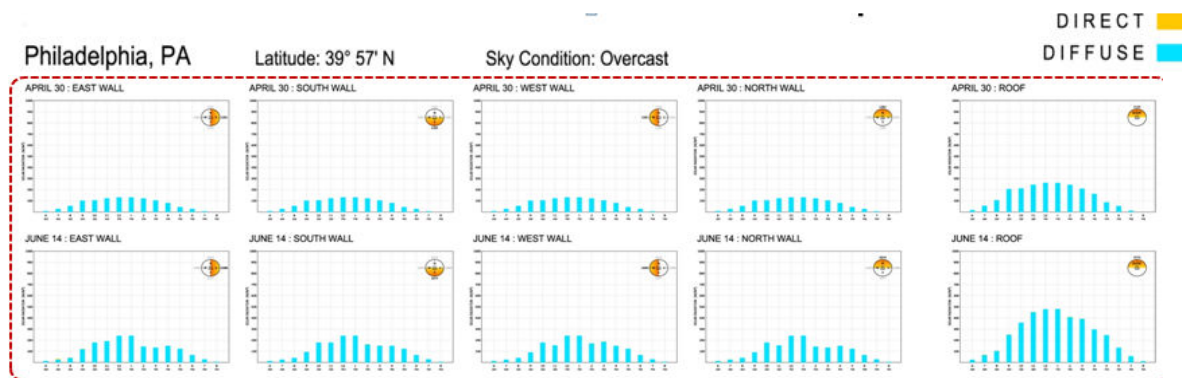


Η παρακολούθηση της επίδρασης της νέφωσης είναι μια δύσκολη εργασία. Σημαντικά δεδομένα σε αυτήν την προσπάθεια δίνει και η δορυφορική τηλεπισκόπηση με το δίκτυο των ανιχνευτών που παρέχουν δεδομένα γι' αυτή τη θεματική περιοχή.

Εικόνα 25. Είναι πολλές οι δορυφορικές αποστολές που δίνουν δεδομένα σχετικά με την επίδραση της νέφωσης στα θέματα του ισοζυγίου ακτινοβολιών.



Εικόνα 26. Η άμεση (με το κίτρινο χρώμα) και η διάχυτη (με το γαλάζιο χρώμα) ακτινοβολία, όπως καταγράφεται στις πλευρικές επιφάνειες κτιρίων κατά τη διάρκεια γενικά ηλιόλουστων ημερών.



Εικόνα 27. Οι αντίστοιχες καταγραφές της ακτινοβολίας για νεφοσκεπείς ημέρες.