

ΦΥΣΙΚΗ ΩΚΕΑΝΟΓΡΑΦΙΑ

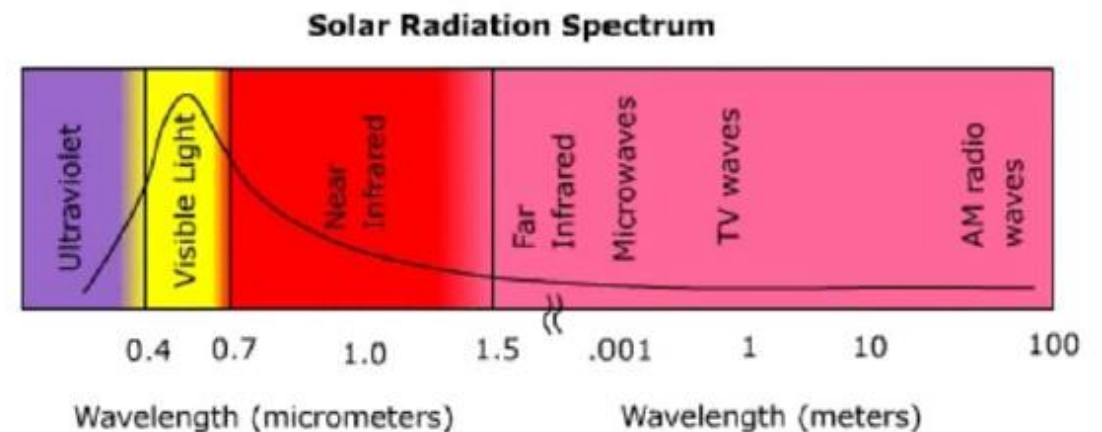
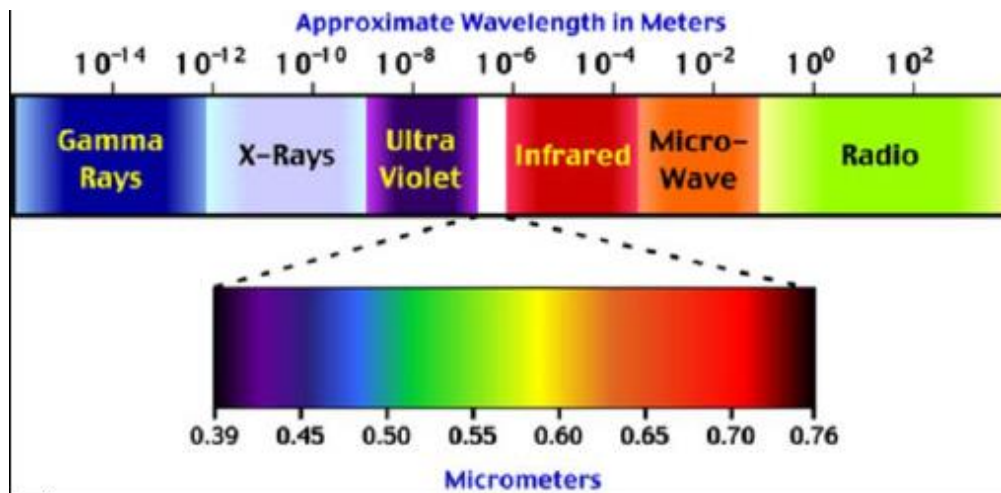
ΜΑΘΗΜΑ 7

ΩΚΕΑΝΙΟ ΙΣΟΖΥΓΙΟ ΘΕΡΜΟΤΗΤΑΣ

ΚΑΘΗΓΗΤΗΣ Γ. Συλαίος

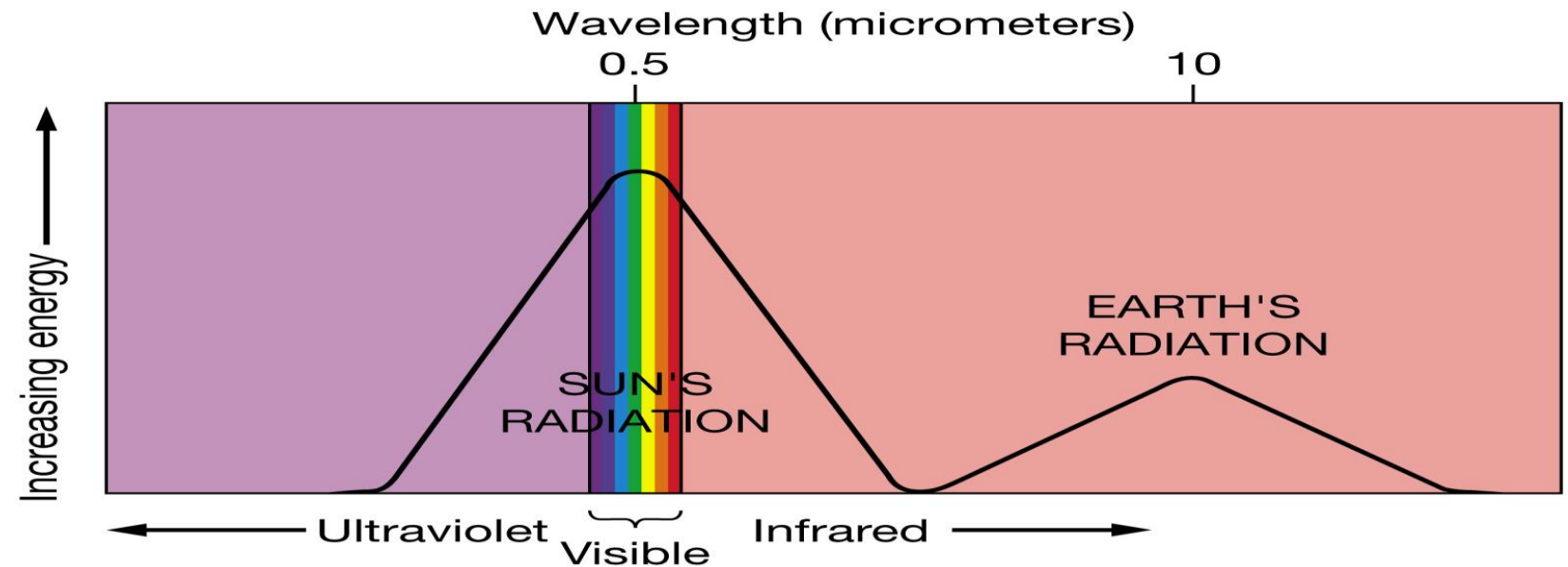
Ενέργεια και Ακτινοβολία (Energy and Irradiance)

- Ακτινοβολία (irradiance) είναι η μεταφορά ενέργειας με την μορφή ηλεκτρομαγνητικών κυμάτων η οποία ταξιδεύει με την ταχύτητα του φωτός.
- Η ακτινοβολία είναι η ενέργεια ανά μονάδα χρόνου (Joules/sec) ανά μονάδα επιφάνειας (m^2), άρα ισχύς ανά μονάδα επιφάνειας (W/m^2).
- Οι διάφοροι τύποι ακτινοβολίας καθορίζονται από το μήκος κύματος



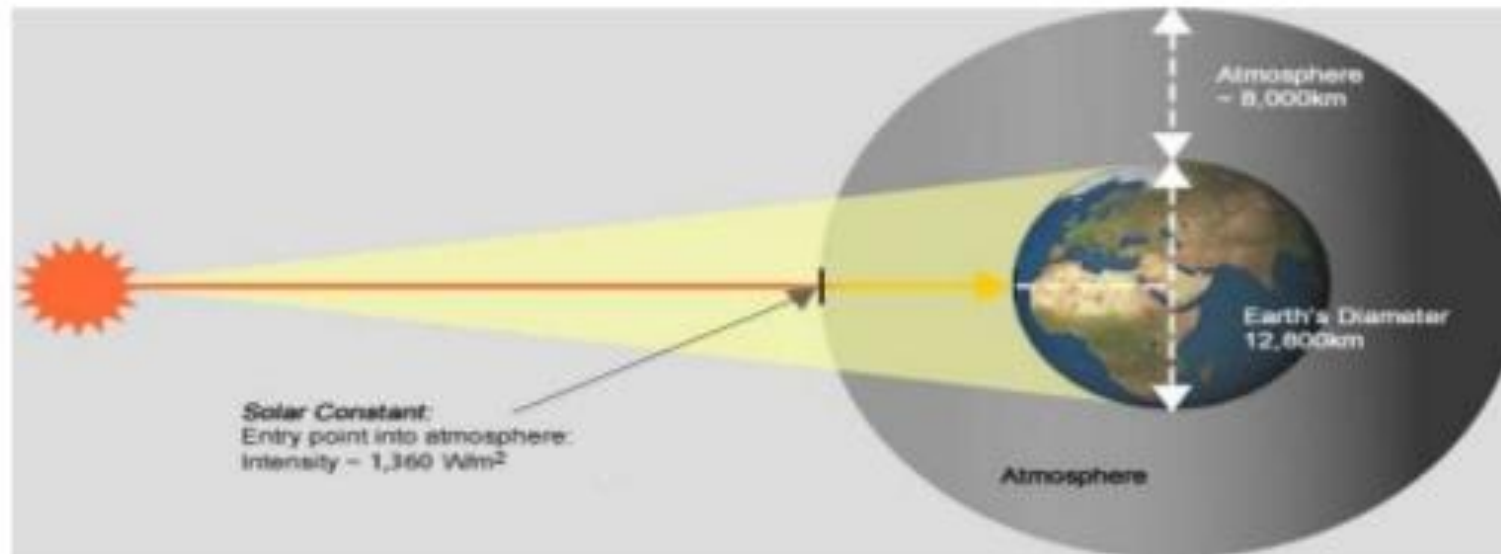
Προσπίπτουσα Ηλιακή Ακτινοβολία (Solar Irradiance)

- Η Γη δέχεται την ενέργειά της από τον Ήλιο
 - Σε μήκη κύματος μεταξύ 0.1 και 4.0 μm
 - Περίπου το 44% της ακτινοβολίας αυτής βρίσκεται στο ορατό φάσμα μεταξύ 0.4 και 0.67 μm
 - Περίπου 7% της ακτινοβολίας βρίσκεται στο υπεριώδες φάσμα (UV) μεταξύ 0.1 και 4.0 μm .
 - Περίπου 48% της ακτινοβολίας βρίσκεται υπέρυθρο φάσμα (NIR) μεταξύ 0.71 και 1.5 μm .



Προσπίπτουσα Ηλιακή Ακτινοβολία

- Η προσπίπτουσα Ηλιακή ακτινοβολία στην ανώτερη ατμόσφαιρα (TOA) της Γης καλείται Εισερχόμενη Ηλιακή Ακτινοβολία – Μέση τιμή $\sim 1368 \text{ W m}^{-2}$ (Ηλιακή Σταθερά)
 - Καθώς η τροχιά της Γης γύρω από τον Ήλιο είναι ελλειπτική η παραπάνω τιμή κυμαίνεται κατά $\pm 3.5\%$ ανάλογα με την εποχή



Προσπίπτουσα Ηλιακή Ακτινοβολία

- Η ενέργεια αυτή κατανέμεται σε ολόκληρη την επιφάνεια της Γης που προσπίπτουν οι ηλιακές ακτίνες, με ισχύ $P = S_0 \pi R_E^2$
- Γεγονός που δίνει μία μέση ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης της τάξης των 344 W m^{-2}
- Ένα τμήμα της ενέργειας αυτής ανακλάται ή διαχέεται (albedo, α). Καθώς το μέσο albedo της Γης είναι 0.30, η τελική μέση προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία στην επιφάνεια της Γης είναι 238 W m^{-2}

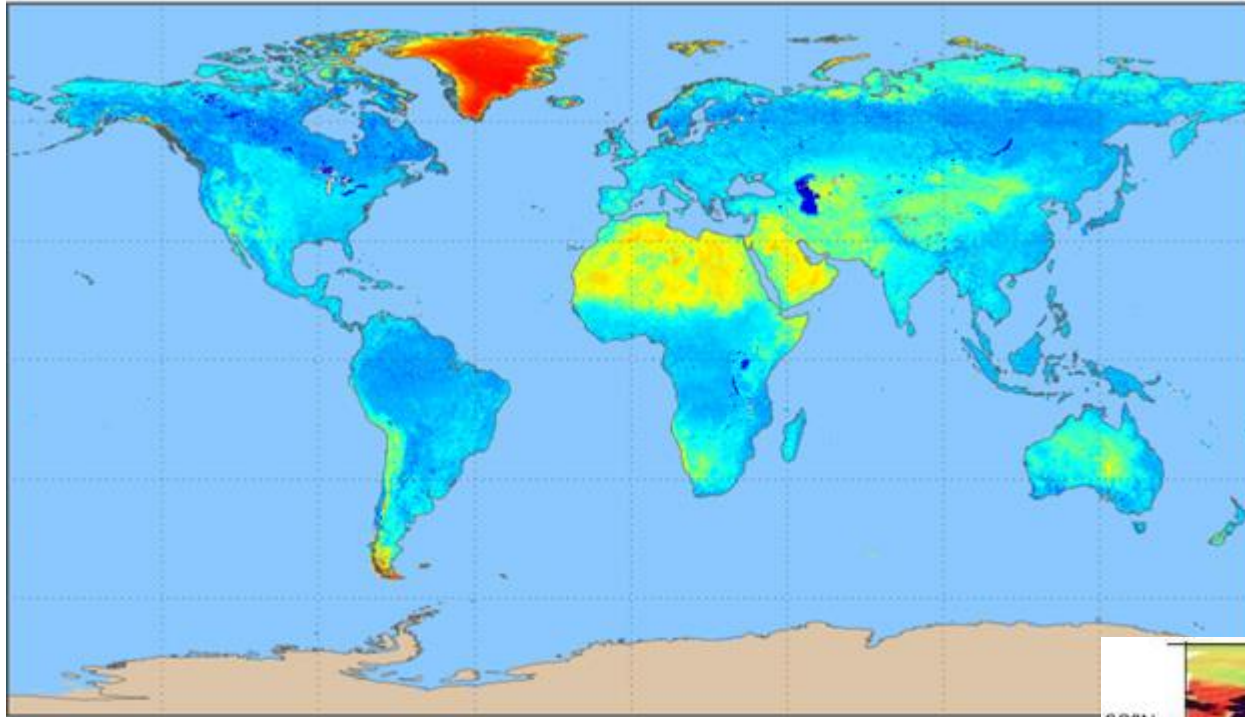
Πίνακας 2.2: Λευκαύγεια (albedo) για διάφορες επιφάνειες

Επιφάνεια	Albedo
Έρημος	0.25 – 0.30
Ασφαλτοστρωμένος δρόμος	0.05 – 0.10
Θαλάσσιος πάγος	0.30 – 0.40
Φρέσκο χιόνι	0.75 – 0.95
Παλιό χιόνι	0.40 – 0.70
Ωκεανός στον ισημερινό	0.03 – 0.10

Ανακλασιμότητα + Απορροφητικότητα = 1

Κατανομή Albedo σε ξηρά και θάλασσα

Suomi NPP VIIRS Global Land Surface Albedo
20150701-20150731

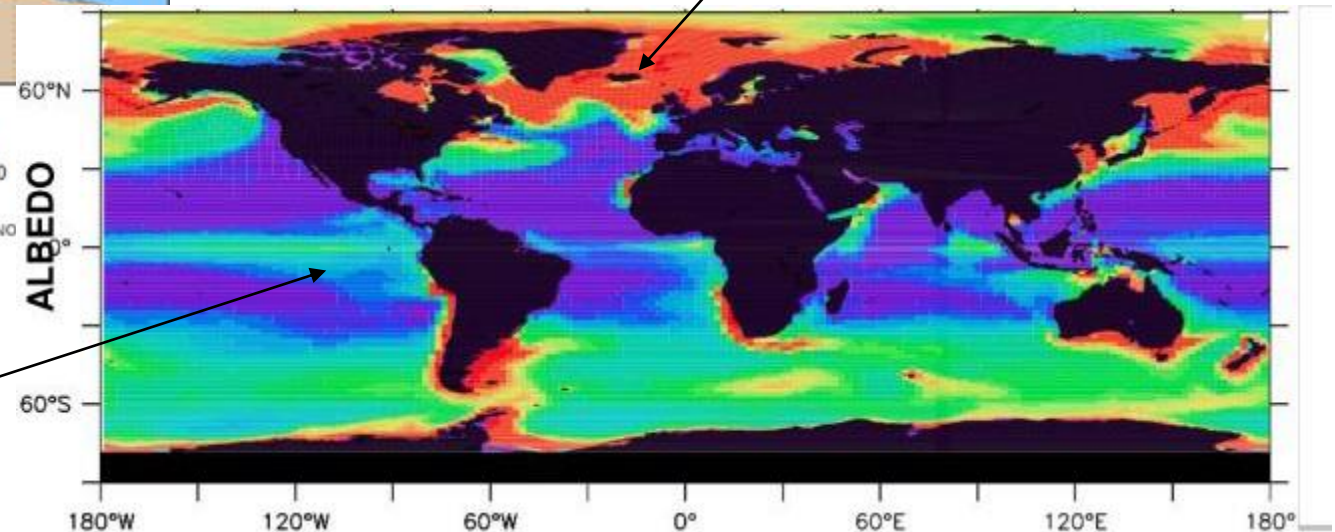


Υψηλή ανακλασιμότητα (albedo) σημαίνει χαμηλή απορροφητικότητα ακτινοβολίας, καθώς
Ανακλασιμότητα + Απορροφητικότητα = 1

Υψηλό albedo στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη



Χαμηλό albedo στους τροπικούς



Reixoto and Oort, 1989

Νόμος Stefan - Boltzmann

- Νόμος Stefan-Boltzmann: $I = \sigma T^4$ με $\sigma = 5.670 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$
 - Αν ένα σώμα έχει θερμοκρασία πάνω από το απόλυτο μηδέν ($0^\circ \text{ K} = -273^\circ \text{ C}$) τότε εκπέμπει ακτινοβολία
 - Η ένταση της ακτινοβολίας (I) ή αλλιώς η ροή ενέργειας ανά μονάδα επιφανείας ανά μονάδα χρόνου που εκπέμπεται από ένα σώμα είναι ανάλογη της 4^{ης} δύναμης της απόλυτης θερμοκρασίας του
 - Τα περισσότερα σώματα έχουν την ιδιότητα να απορροφούν ακτινοβολία από κάποιο σώμα που εκπέμπει (όπως ο Ήλιος), να ανεβάζουν την θερμοκρασία τους και να εκπέμπουν κατόπιν ακτινοβολία.

Νόμος Wien

- Νόμος Wien: Το μήκος κύματος της μέγιστης εκπεμπόμενης ακτινοβολίας ενός σώματος είναι αντιστρόφως ανάλογο της απόλυτης θερμοκρασίας του.
- Άρα, όσο υψηλότερη θερμοκρασία έχει το σώμα, τόσο μικρότερο είναι το μήκος κύματος της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας
- Ο Νόμος του Wien περιγράφεται από:

$$\lambda_{\max} = \frac{C}{T}$$
$$C = 2897$$

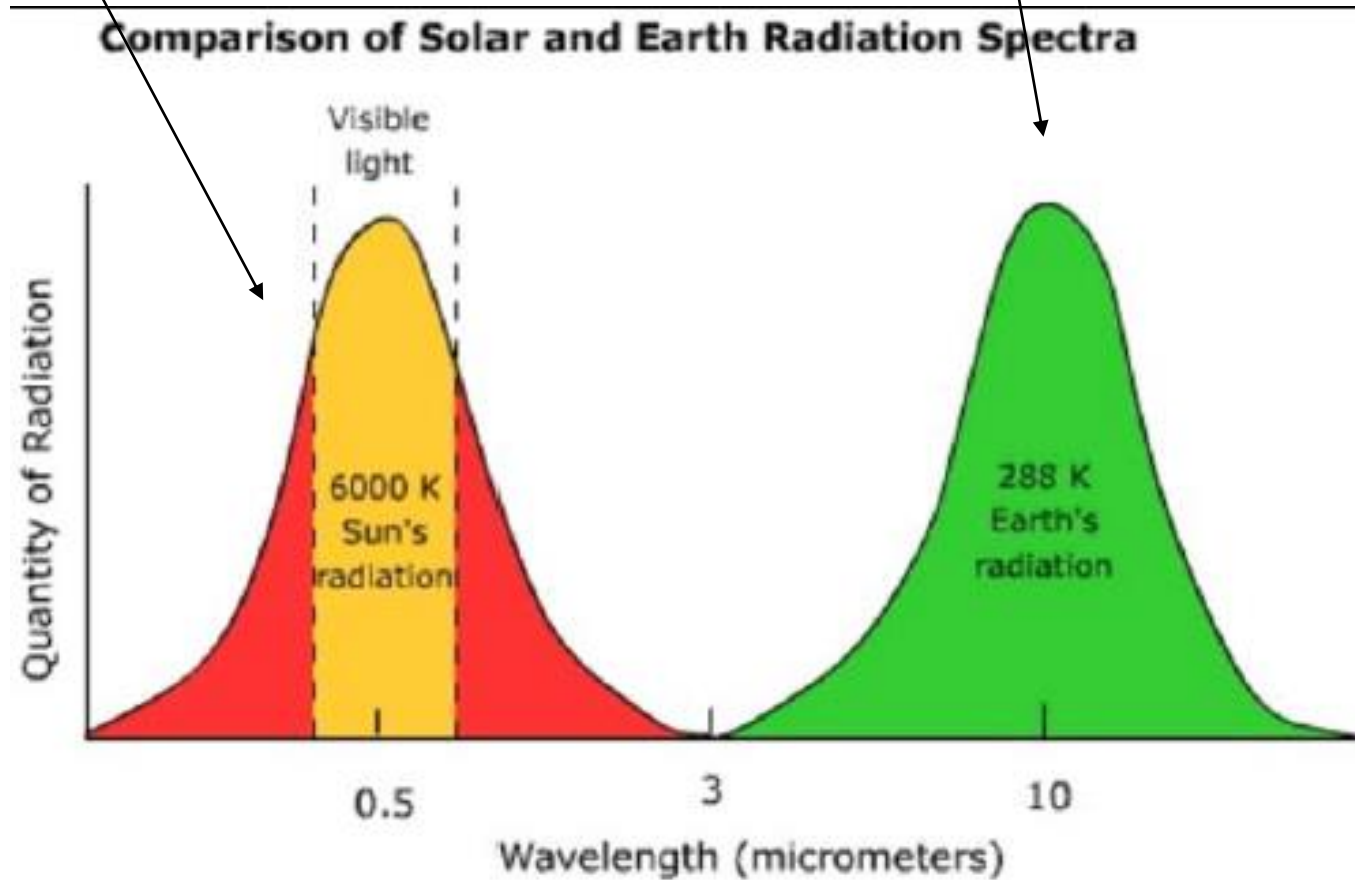
Όπου T είναι η θερμοκρασία του σώματος σε βαθμούς Kelvin.

Σύμφωνα με το παραπάνω νόμο:

- Ο Ήλιος που έχει θερμοκρασία 5800°K εκπέμπει την μέγιστη ακτινοβολία του στα $0,5\ \mu\text{m}$
- Η Γη με μέση θερμοκρασία 288°K εκπέμπει την μέγιστη ακτινοβολία της στα $10,0\ \mu\text{m}$.

Προσπίπτουσα Ηλιακή
Ακτινοβολία χαμηλού
μήκους κύματος

Γήινη Επανεκπεμπόμενη
μεγάλου μήκους
κύματος Ακτινοβολία

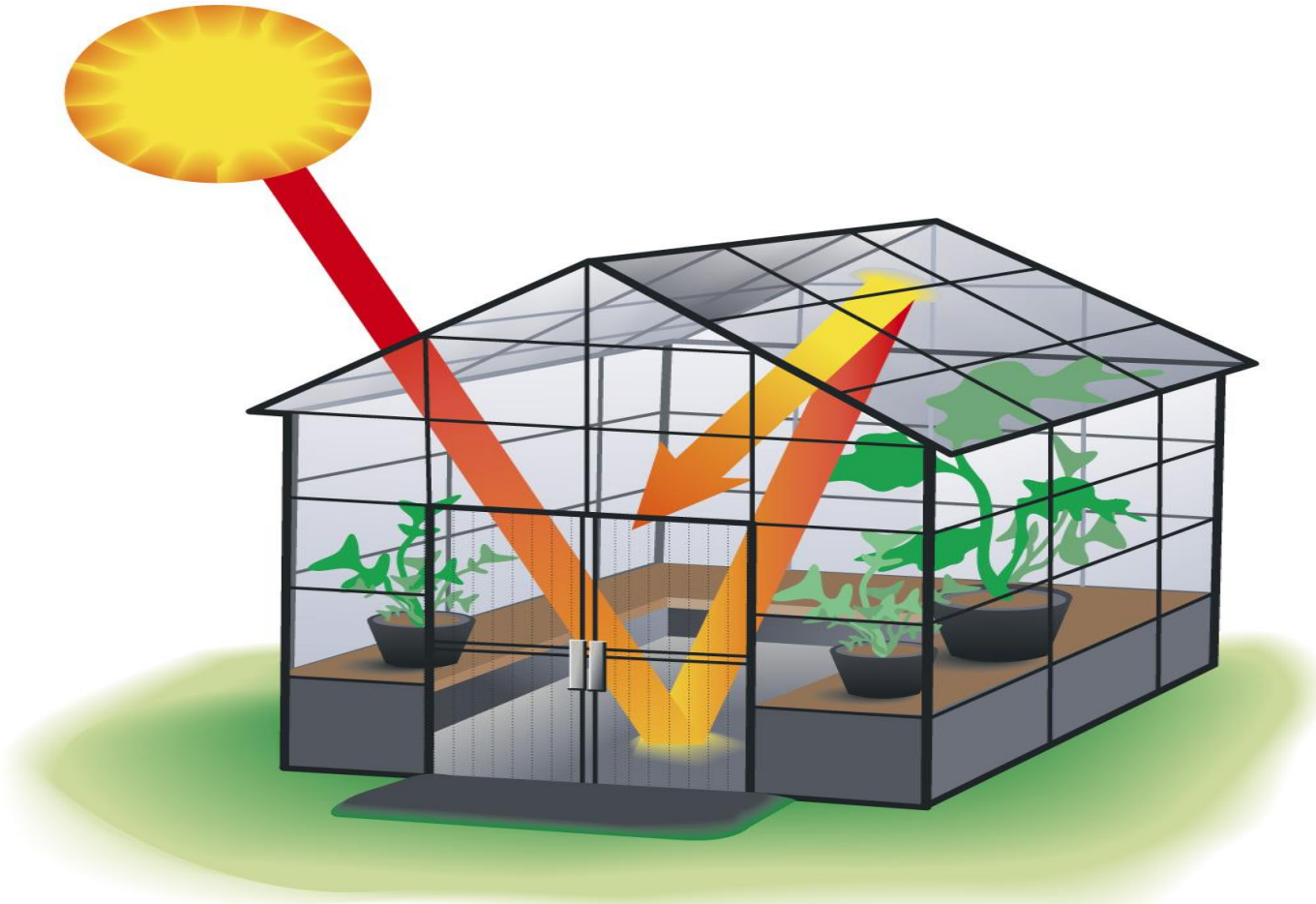


Φαινόμενο Θερμοκηπίου (Greenhouse effect)

- Χρησιμοποιώντας την ηλιακή σταθερά που προηγουμένα ορίσαμε, βρίσκουμε ότι η θερμοκρασία της Γης θα έπρεπε θεωρητικά να είναι $T_{\text{earth}} = 255^{\circ} \text{K}$ ή -18°C
- Ωστόσο, ξέρουμε ότι η μέση θερμοκρασία της Γης είναι 288°K ή 15°C
- Η διαφορά αυτή οφείλεται στη ακτινοβολία που απορροφάται και εγκλωβίζεται στο εσωτερικό της ατμόσφαιρας
 - Η εισερχόμενη ενέργεια είναι μικρού μήκους κύματος
 - Η εκπεμπόμενη από τη Γη ακτινοβολία είναι μεγάλου μήκους κύματος (υπέρυθρη)
 - Προκύπτει το ‘φαινόμενο του θερμοκηπίου’
 - Τα κύρια θερμοκηπιακά αέρια είναι οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα και το μεθάνιο

Άρα, το Φαινόμενο του Θερμοκηπίου είναι υπεύθυνο για την σημερινή μέση θερμοκρασία που έχει ο Πλανήτης.

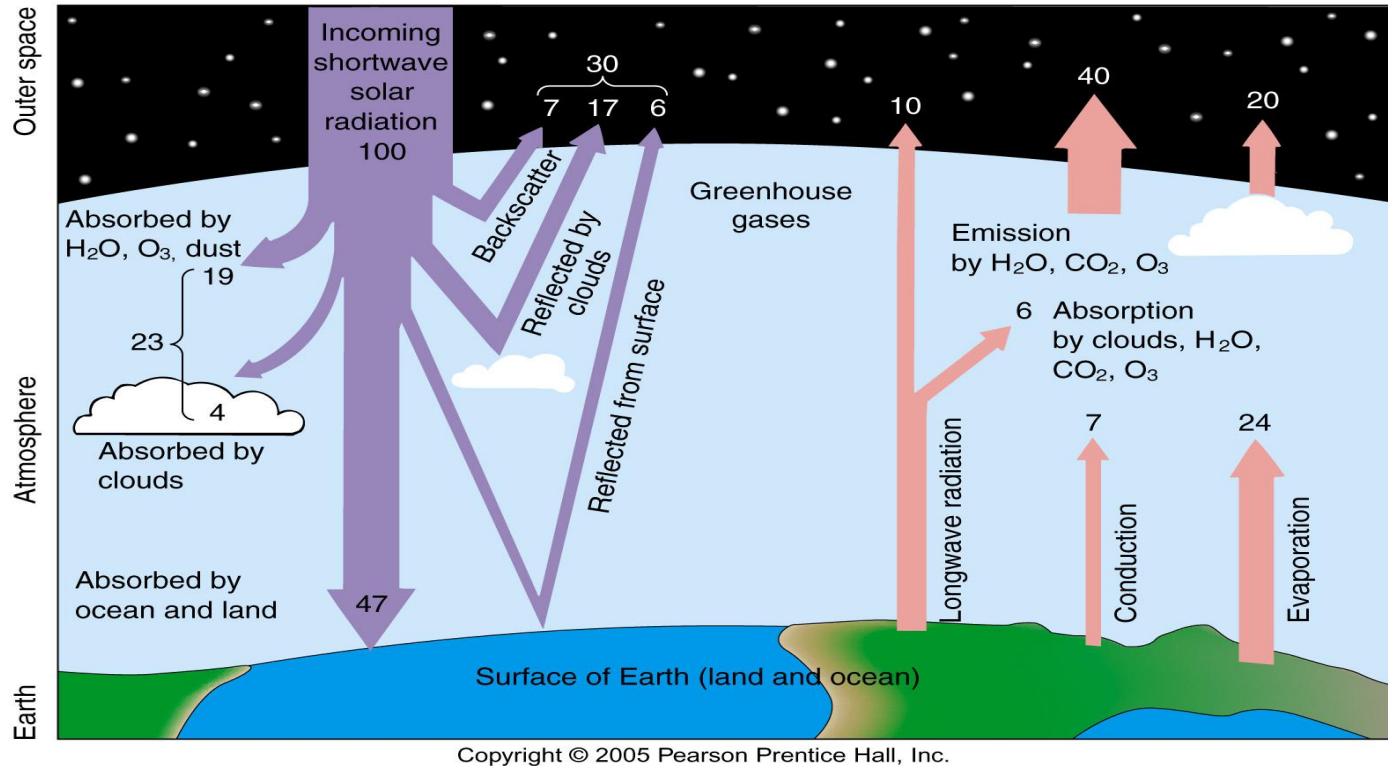
Φαινόμενο Θερμοκηπίου (Greenhouse effect)



Copyright © 2005 Pearson Prentice Hall, Inc.

- Εισροή μικρού μήκους κύματος Ηλιακής ακτινοβολίας
- Απορρόφηση ακτινοβολίας από την Γη
- Άνοδος θερμοκρασίας Γης
- Επανεκπομπή μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία
- Η γήινη ακτινοβολία βρίσκεται στο «παράθυρο» απορρόφησης πολλών ατμοσφαιρικών αερίων, όπως υδρατμοί, CO_2 , CH_4
- Άνοδος θερμοκρασίας ατμόσφαιρας

Εισερχόμενη/Εξερχόμενη Ακτινοβολία



Αντίστοιχα, υπάρχουν απώλειες θερμότητας από την ξηρά και την θάλασσα, α) λόγω εξάτμισης (24%), β) λόγω επανεκπομπής μεγάλου μήκους κύματος (10%) και γ) λόγω επαφής με ατμόσφαιρα (7%).

Αν κανονικοποιήσουμε την εισερχόμενη Ηλιακή ακτινοβολία στην ανώτερη ατμόσφαιρα στο 100, τότε μέχρι αυτή να φτάσει στην επιφάνεια της θάλασσας υφίσταται απώλειες:

- Λόγω απορρόφησης α) από νέφη (4%), β) από σκόνη, υδρατμούς και όζον (19%), άρα συνολικά 23%, και
- Λόγω ανάκλασης α) στην ανώτερη ατμόσφαιρα (7%), β) στην επιφάνεια νεφών (17%), στην επιφάνεια της θάλασσας (6%), άρα συνολικά 30%.

Συνεπώς, οι απώλειες φτάνουν το 53% περίπου της εισερχόμενης ακτινοβολίας της ανώτερης ατμόσφαιρας.

Άρα, τελικά η ξηρά και η θάλασσα απορροφούν το 47% της εισερχόμενης ακτινοβολίας στην ανώτερη ατμόσφαιρα.

Ωκεάνιο Ισοζύγιο Θερμότητας (Ocean Heat Budget)

- Αποτελείται από εισροές και εκροές θερμότητας.
- Εισροή περιγράφει τη διεργασία αύξησης της θερμότητας του ωκεανού (+).
- Εκροή περιγράφει τη διεργασία μείωσης της θερμότητας του ωκεανού (-).
- Κύριες εισροές και εκροές θερμότητας:
 - Μικρού μήκους κύματος (0.4-0.7 μm) εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία (Q_s , incoming solar radiation, +)
 - Μεγάλου μήκους κύματος (10-12 μm) επανεκπεμπόμενη γήινη ακτινοβολία (Q_b , back-radiation, -)
 - Άμεση μεταφορά θερμότητας από την επαφή αέρα/νερού (Q_h , sensible heat, +/-)
 - Εξάτμιση (Q_e , evaporative heat flux, -)
 - Μεταφορά θερμότητας λόγω ωκεάνιων ρευμάτων (Q_v , advective heat flux, +/-)

Ωκεάνιο Ισοζύγιο Θερμότητας (Ocean Heat Budget)

Δευτερεύουσες εισροές – εκροές θερμότητας:

- Χημικές/βιοχημικές αντιδράσεις (+)
- Γηγενής θερμότητα – υδροθερμική δραστηριότητα (+)
- Τριβή πυθμένα (+)
- Ραδιενέργεια (+)

Ωκεάνιο Ισοζύγιο Θερμότητας (Ocean Heat Budget)

Έτσι, το ισοζύγιο θερμότητας για κάθε υδάτινο σώμα εκφράζεται από την εξίσωση:

$$+Q_s + Q_b + Q_h + Q_e + Q_v = Q_T$$

όπου Q_T είναι το συνολικό κέρδος ή απώλεια θερμότητα του υδάτινου σώματος στη χρονική περίοδο αναφοράς.

Η παραπάνω εξίσωση ονομάζεται Εξίσωση Ωκεάνιου Θερμικού Ισοζυγίου. Επιλύοντας την εξίσωση και υπολογίζοντας το Q_T μπορούμε να πολλαπλασιάσουμε με το εμβαδόν οποιασδήποτε επιφάνειας και να υπολογίσουμε την ισχύ σε Watt και κατόπιν επί τα sec μίας ώρας/ημέρας να υπολογίσουμε την ενέργεια που δέχεται ανά ώρα/ημέρα κλπ.

Συσχέτιση Q_T και Θερμοκρασίας T

Η μεταβολή στην θερμοκρασία στην επιφάνεια του ωκεανού σχετίζεται με την μεταβολή της ενέργειας ΔE , μέσω της σχέσης:

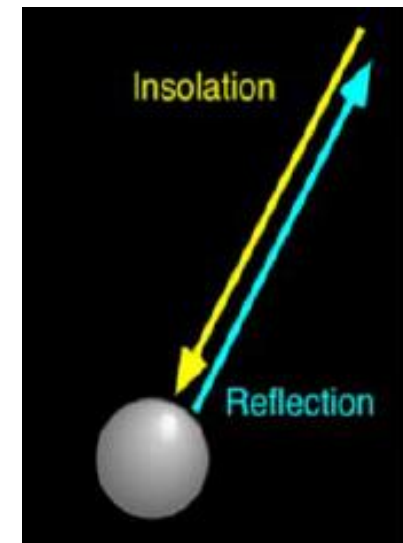
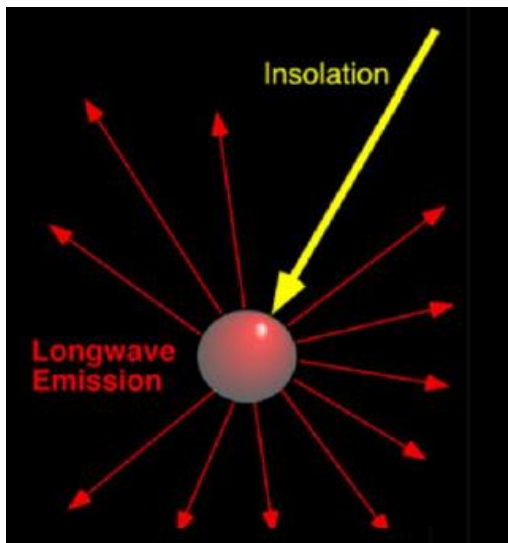
$$\Delta E = C_p m \Delta T$$

Όπου C_p είναι η ειδική θερμότητα θαλασσινού νερού σε συνθήκες σταθερής πίεσης ($= 4081 \text{ J}/(\text{kg degC})$).

Άρα, για την μεταβολή της θερμοκρασίας 1 kg θαλασσινού νερού κατά 1 degC απαιτείται ενέργεια $\approx 4000 \text{ Joules}$.

Απορρόφηση και Ανάκλαση Ακτινοβολίας

- Απορρόφηση ακτινοβολίας είναι η διεργασία κατά την οποία η ηλιακή ακτινοβολία απορροφάται από ένα σώμα και μετατρέπεται σε θερμότητα.
- Καθώς απορροφά την ακτινοβολία και αυξάνει την θερμοκρασία του, το σώμα εκπέμπει ακτινοβολία με υψηλότερο μήκος κύματος
- Ανάκλαση ακτινοβολίας από ένα σώμα είναι η διεργασία κατά την οποία η ακτινοβολία επιστρέφει με τα ίδια κυματικά χαρακτηριστικά προς την κατεύθυνση κίνησής της, και που δεν επιτρέπει την εισροή ηλιακής ακτινοβολίας



Απορρόφηση και Ανάκλαση Ακτινοβολίας

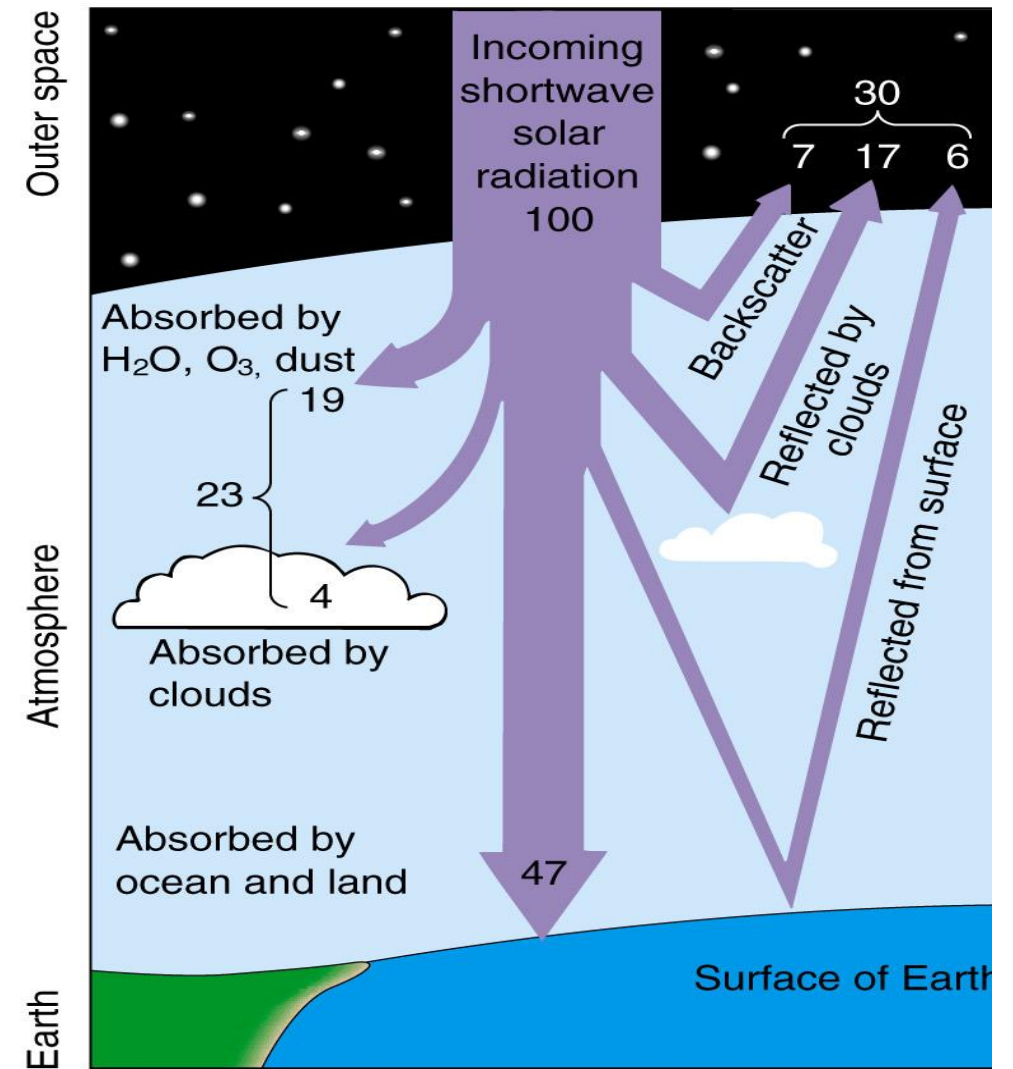
Νόμος Rayleigh: Η ανάκλαση ακτινοβολίας είναι αντιστρόφως ανάλογη της τέταρτης δύναμης του μήκους κύματος λ^4 .

Άρα υψηλότερο λ χαμηλότερη ανάκλαση.

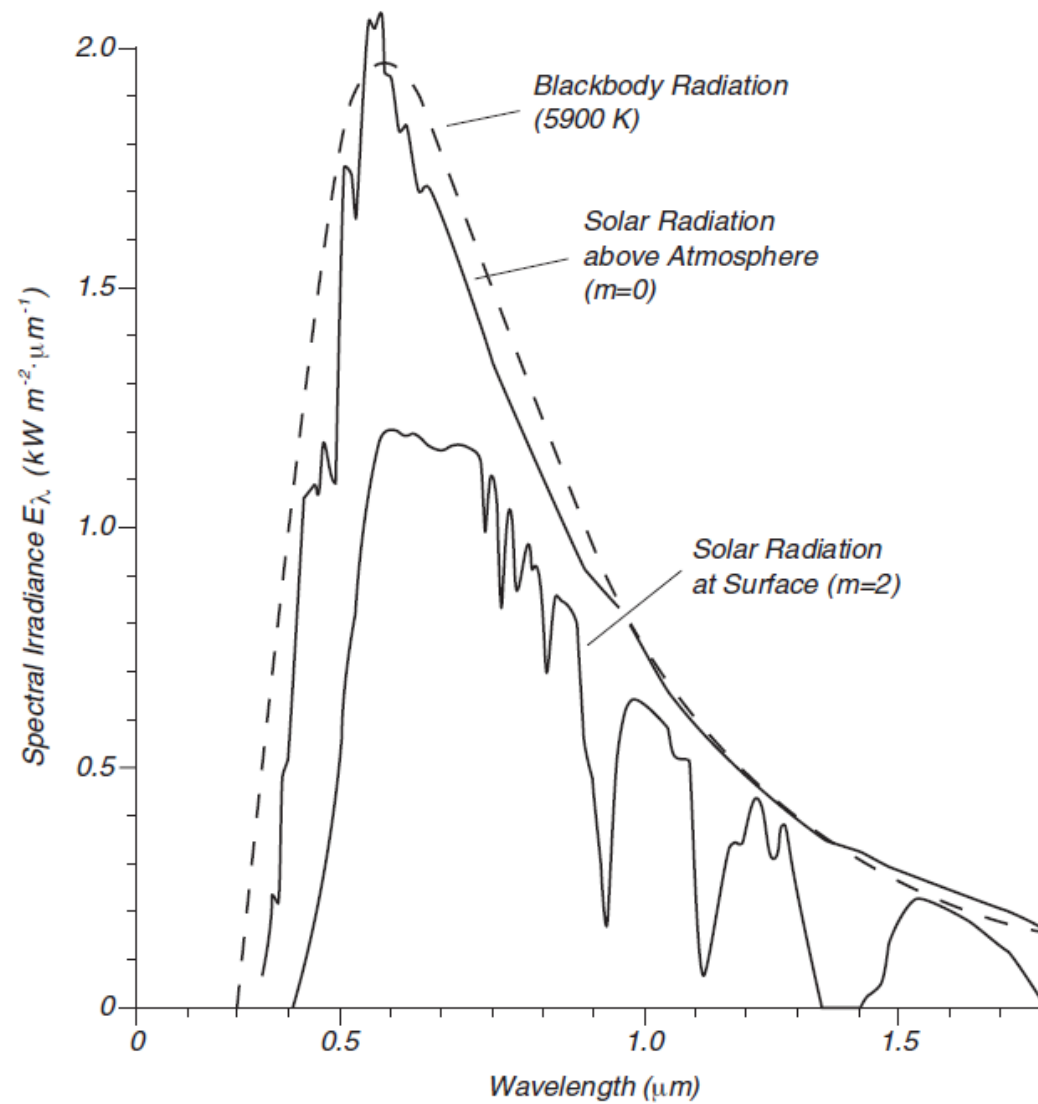
Π.χ., η ανάκλαση για το μπλε φως με $\lambda = 400$ nm είναι 10 φορές υψηλότερη από αυτή του κόκκινου φωτός με $\lambda = 700$ nm, που εξηγεί γιατί ο ουρανός και η θάλασσα είναι γαλάζιοι.

Ηλιακή Ακτινοβολία, Q_s

- Η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία μεταβάλλεται εποχιακά μεταξύ $0 - 330 \text{ W/m}^2$ στους Πόλους και μεταξύ $380 - 440 \text{ W/m}^2$ στον Ισημερινό.
- Οι μέγιστες εποχιακές μεταβολές οφείλονται στην μεταβολή της απόστασης Γη – Ήλιος και είναι της τάξης του 3,3%.
- Αν η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία κανονικοποιηθεί στο 100%, τότε:



Ηλιακή Ακτινοβολία, Q_s



Ηλιακή Ακτινοβολία, Q_s

Συνεπώς, 53% επιστρέφει στο διάστημα ενώ 47% διατίθεται ως πηγή ενέργειας στη Γη.

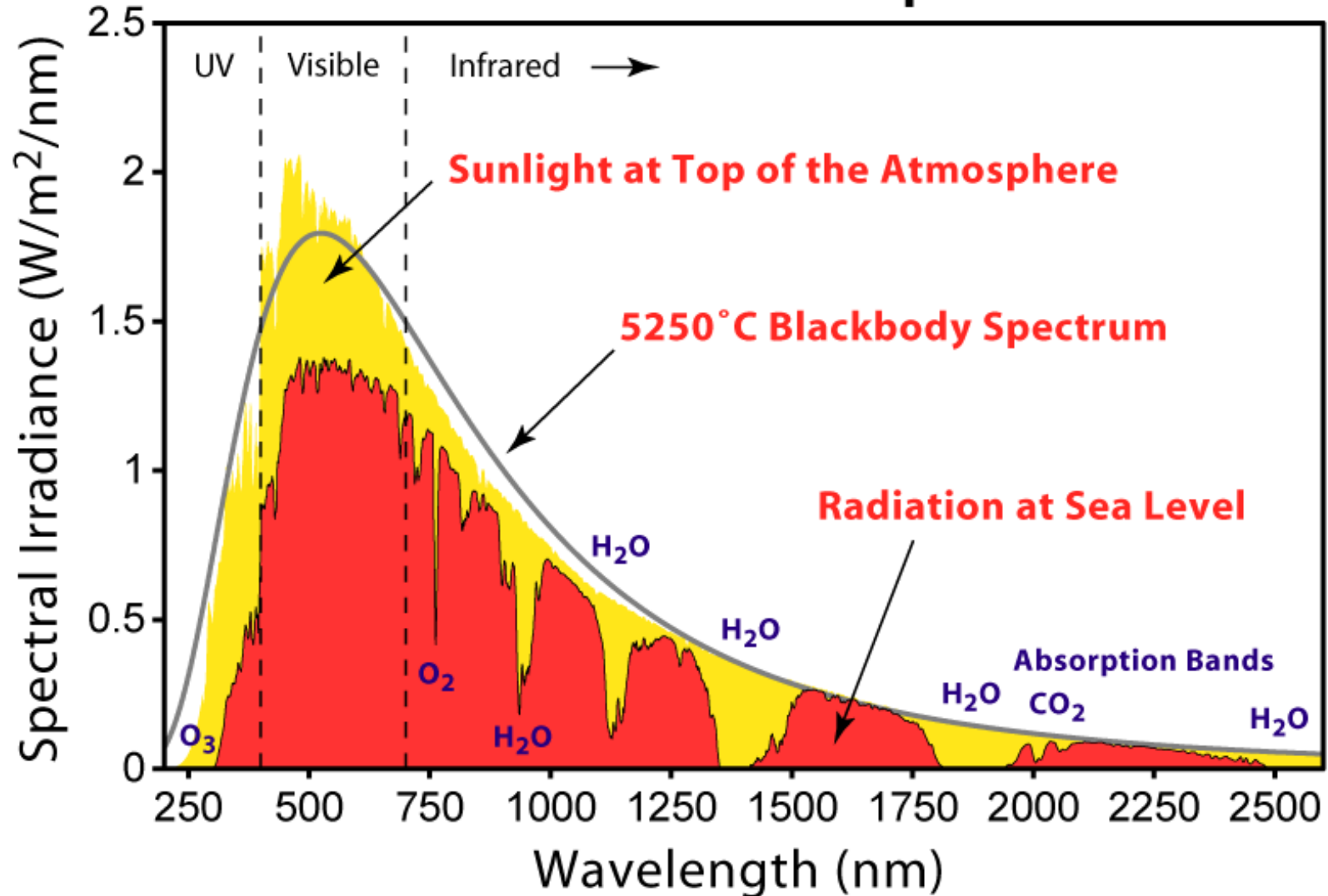
Το Q_s εξαρτάται:

- α) εποχή έτους,
- β) γεωγραφικό πλάτος,
- γ) παρουσία σκόνης και υδρατμών στην ατμόσφαιρα,
- δ) ύψος ηλίου,
- ε) νέφωση,
- στ) κατάσταση επιφάνειας θάλασσας.

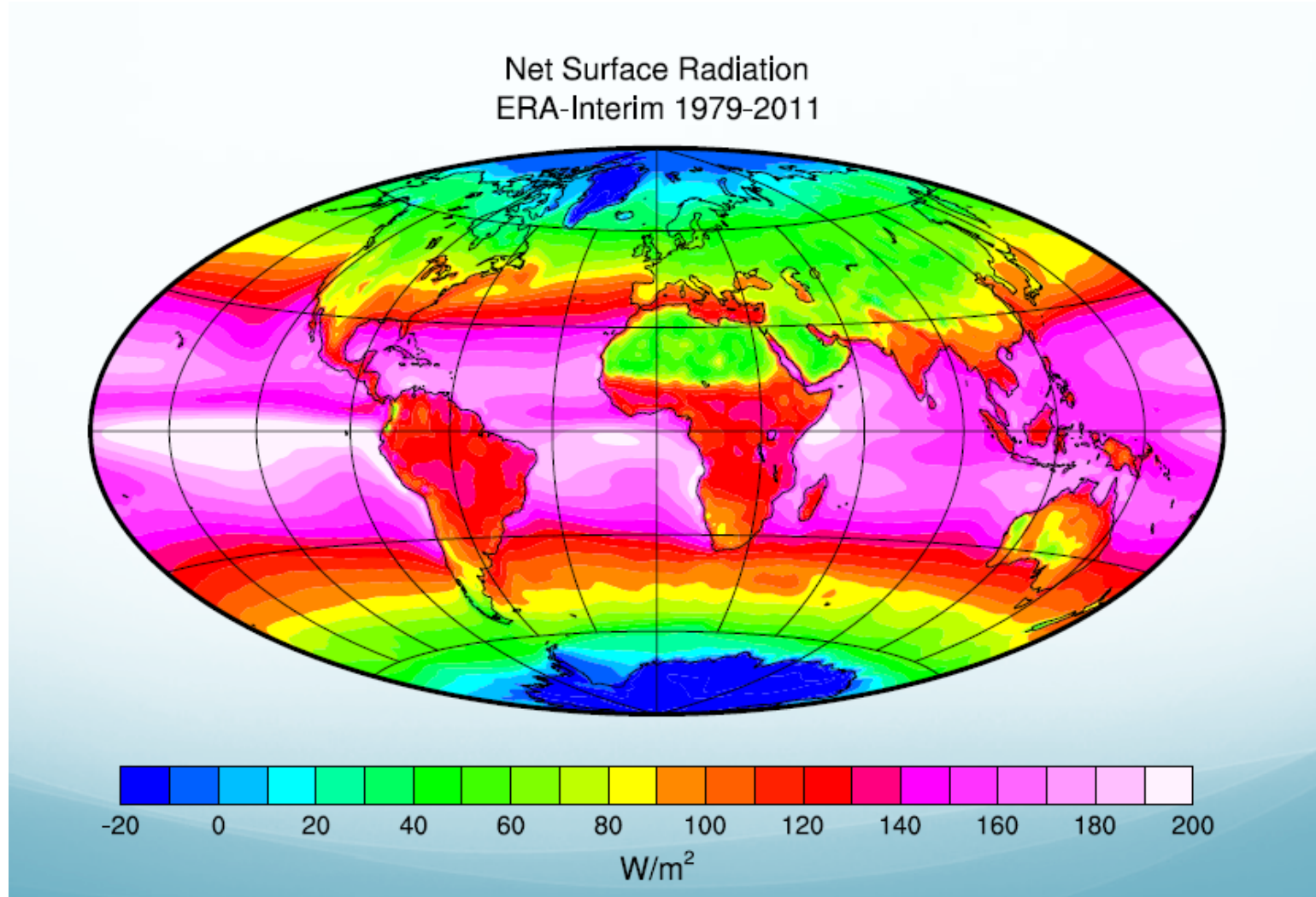
Wien's Law: $\lambda = 2897 T^{-1}$ ($T = 6000^\circ\text{K}$, άρα $\lambda = 0,48 \mu\text{m}$, μπλε χρώμα)

Ηλιακή Ακτινοβολία, Q_s

Solar Radiation Spectrum



Χωρική Κατανομή Q_s



Net Radiation Received, $W m^{-2}$

Κατανομή Q_s στην επιφάνεια της θάλασσας

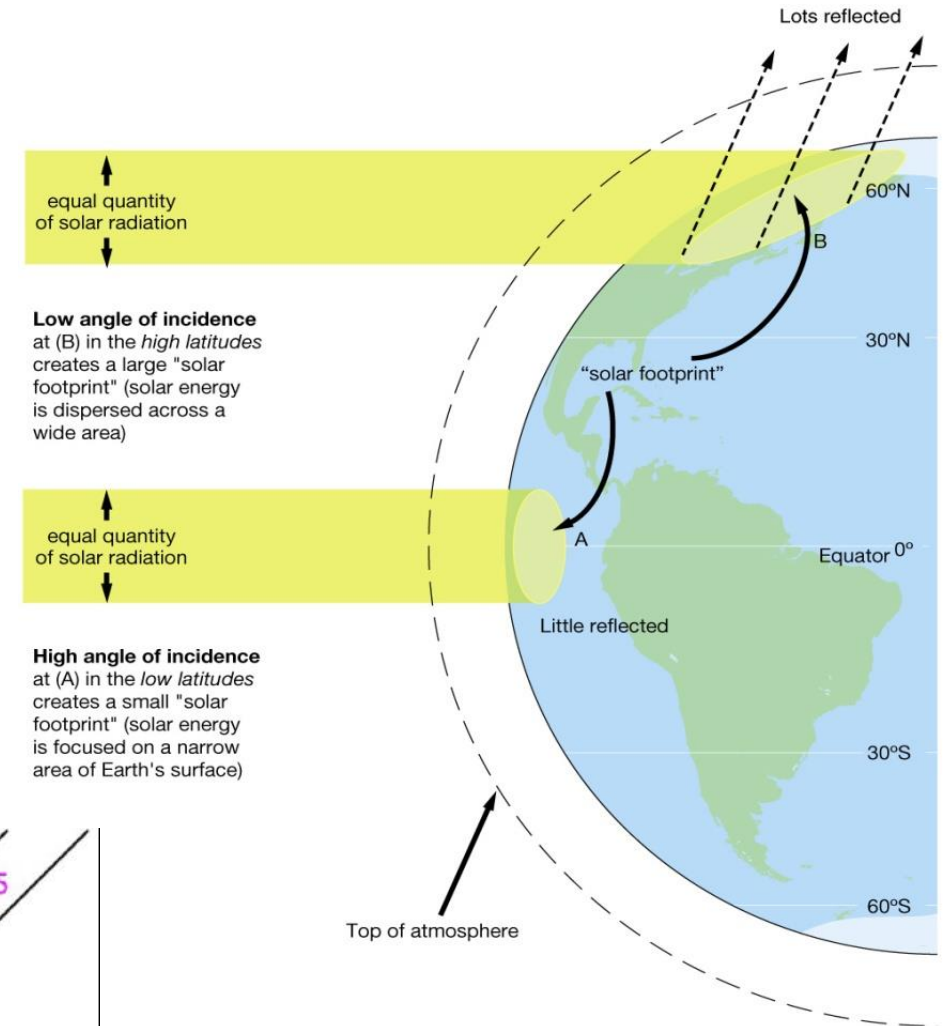
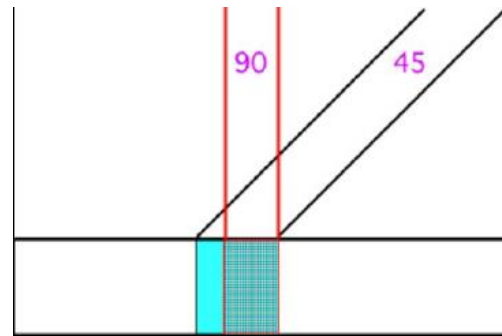
Η Ηλιακή ακτινοβολία που δέχεται ο ωκεανός μεταβάλλεται ακανόνιστα με βάση το μήκος κύματος, την απορρόφηση της ακτινοβολίας από τους υδρατμούς και άλλα αέρια (κυρίως το οξυγόνο και τους υδρογονάνθρακες). Η απορρόφηση της ακτινοβολίας μόλις φτάσει στην επιφάνεια της θάλασσας είναι ταχύτερη με το βάθος.

Το 73% της ακτινοβολίας	φτάνει σε	1 cm βάθος
Το 44.5% της ακτινοβολίας	φτάνει σε	1 m βάθος
22.2% της ακτινοβολίας	φτάνει σε	10 m βάθος
0.53% της ακτινοβολίας	φτάνει σε	100 m βάθος
0.0062% της ακτινοβολίας	φτάνει σε	200 m βάθος

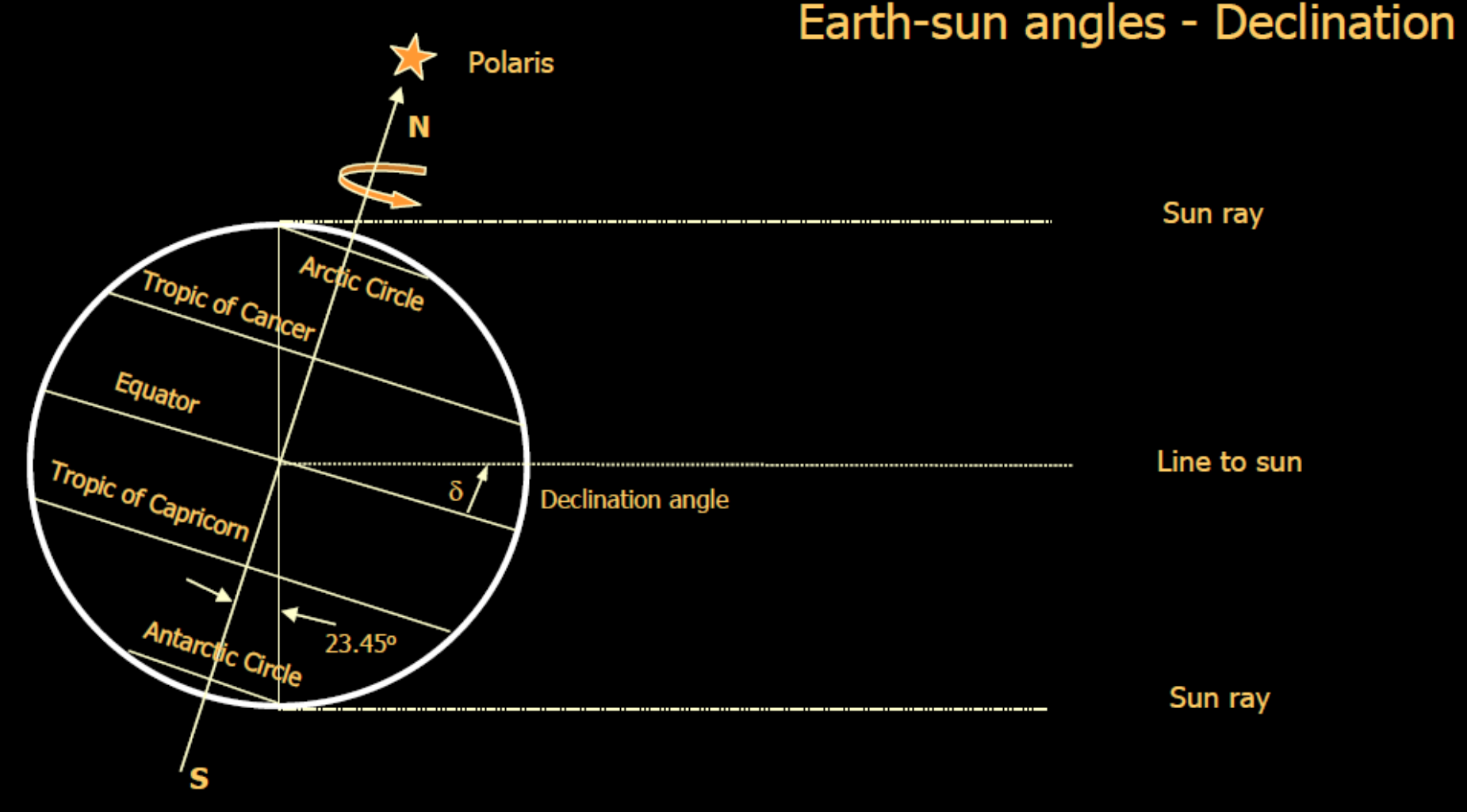
Αιτίες Χωρικής Κατανομής Q_s

- Οι λόγοι που σχετίζονται με τη κατανομή της εισερχόμενης ηλιακής ακτινοβολίας είναι:

1) Γωνία πρόσπτωσης της ηλιακής ακτινοβολίας, καθώς ο άξονας της Γης έχει γωνία $23,5^\circ$ από την κατακόρυφο και η γωνία πρόσπτωσης στον Ισημερινό είναι υψηλή ενώ στους Πόλους μειώνεται.



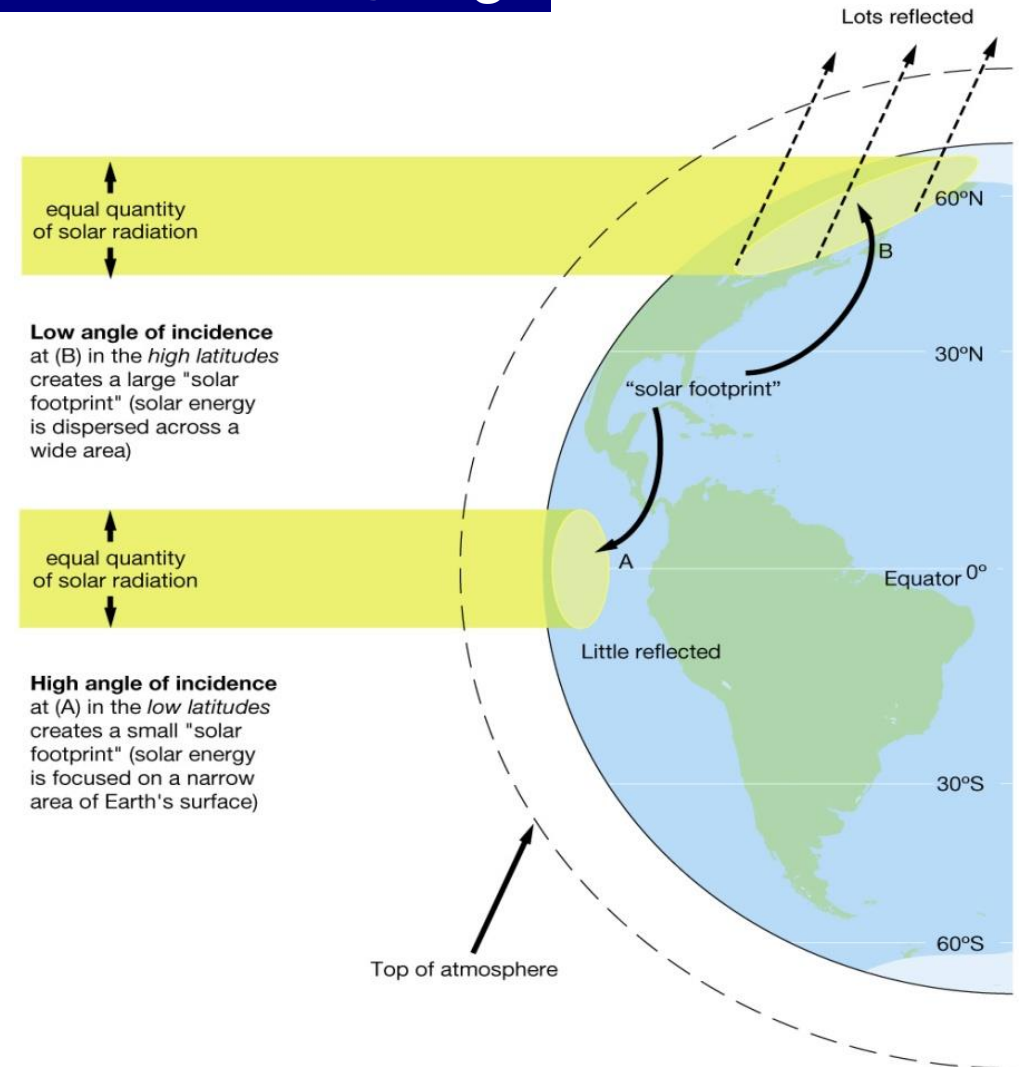
Earth-sun angles - Declination



Αιτίες Χωρικής Κατανομής Q_s

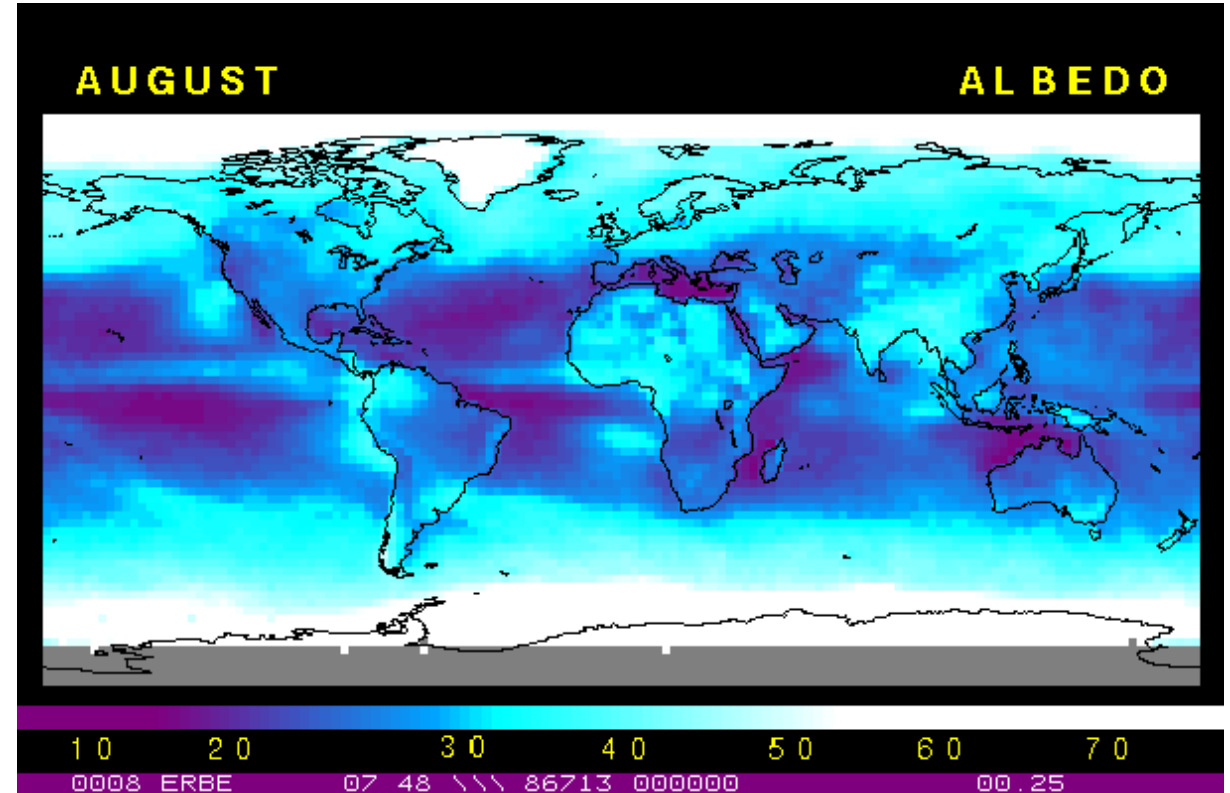
2) Καμπυλότητα Γης

3) Μήκος ατμοσφαιρικής διαδρομής ακτινοβολίας



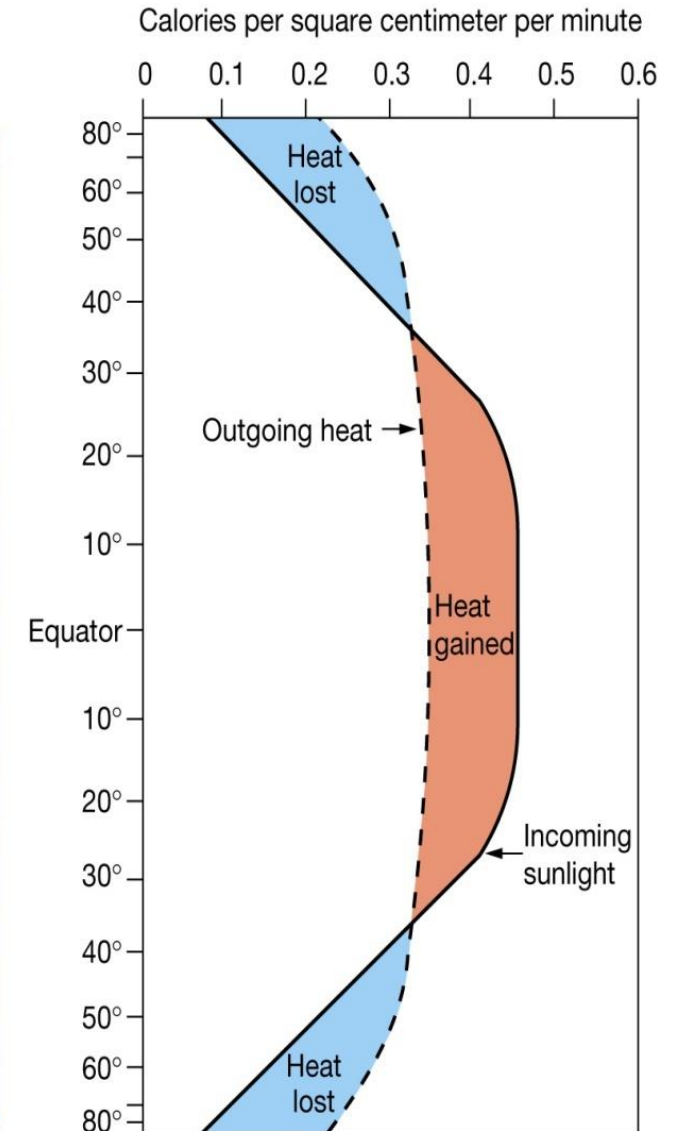
Αιτίες Χωρικής Κατανομής Q_s

- 4) Ανακλασιμότητα (Albedo) της επιφάνειας της θάλασσας που εξαρτάται από το ύψος Ηλίου και την κατάσταση κυμάτων
 - Η τιμή albedo προσδιορίζει το λόγο της ανακλώμενης προς την εισερχόμενη ακτινοβολία
 - Το albedo έχει σημαντική χωρική μεταβλητότητα, αλλά η μέση τιμή του είναι 0.30

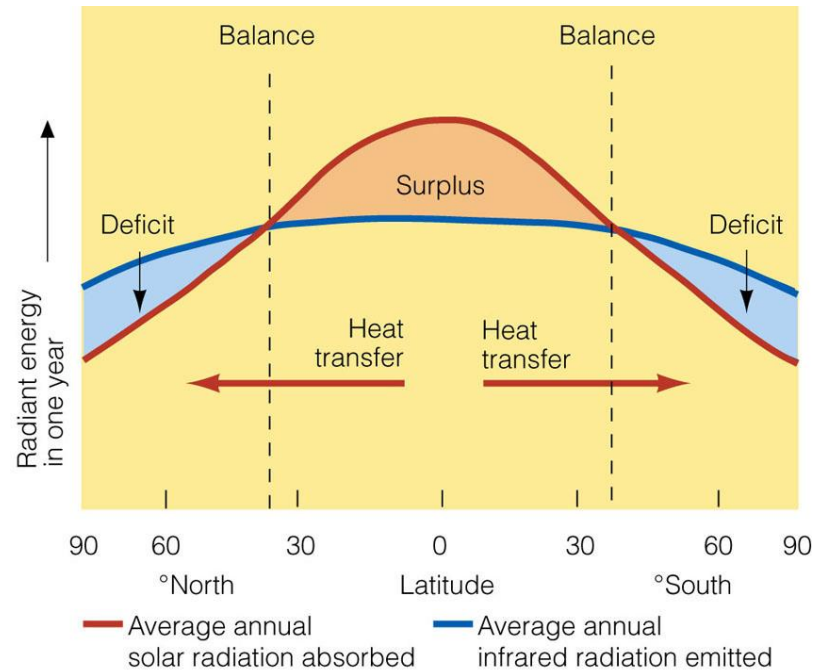


Ηλιακή Ακτινοβολία, Q_s

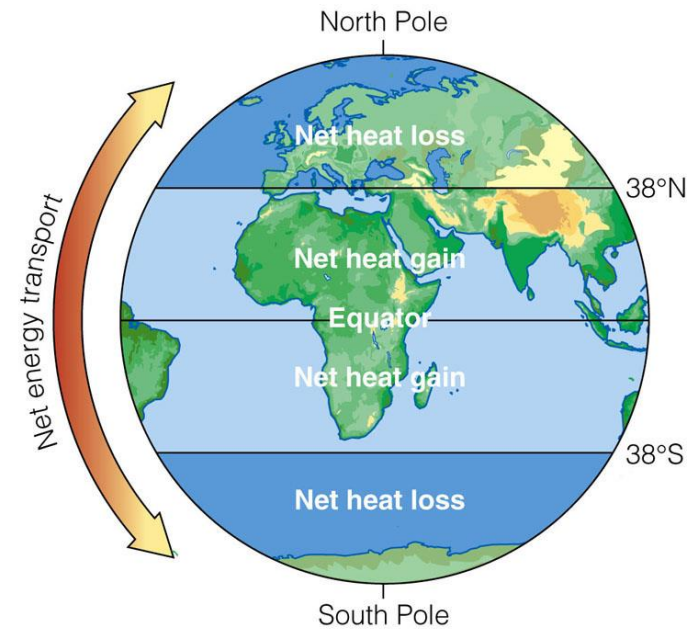
- Προκύπτει ότι η εισερχόμενη ηλιακή ακτινοβολία δεν είναι ομοιόμορφα κατανομημένη στην επιφάνεια της Γης
- Ως προς τη μέση τιμή Q_s υπάρχει ένα πλεόνασμα ακτινοβολίας στους τροπικούς και ένα έλλειμμα στους Πόλους
- Αυτό προκαλεί τη μεταφορά θερμότητας μέσω των ωκεανών και της ατμόσφαιρας από τον Ισημερινό προς τους Πόλους
- Η ανάγκη ανακατανομής της ενέργειας αποτελεί τη κύρια κινητήρια δύναμη της ωκεάνιας και ατμοσφαιρικής κυκλοφορίας



Οριζόντια μεταφορά θερμότητας κατά μήκος ενός μεσημβρινού λόγω ανισοκατανομής



a
© 2007 Thomson Higher Education



b
© 2007 Thomson Higher Education

Οριζόντια μεταφορά θερμότητας λόγω ανισοκατανομής

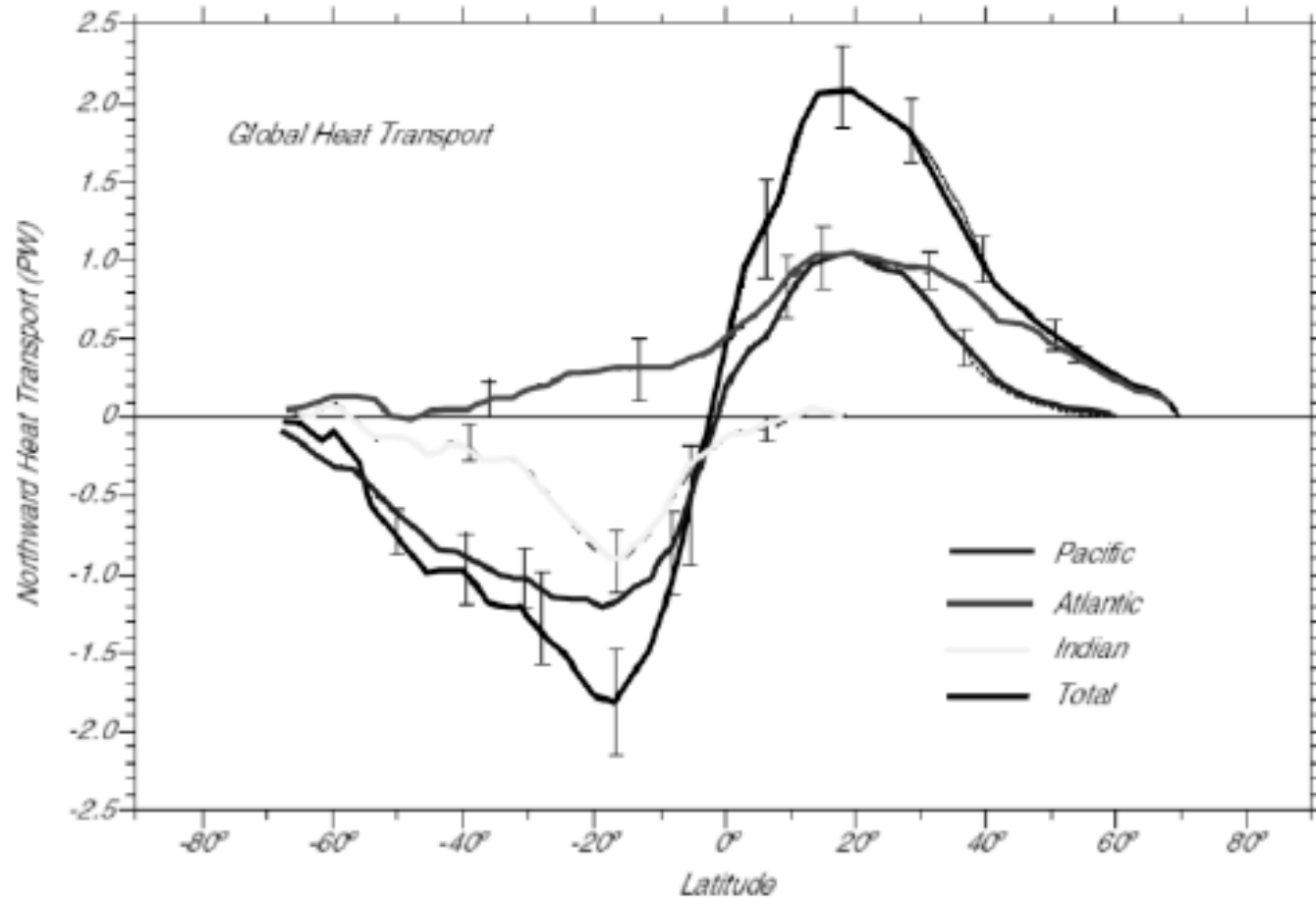


Figure 5.11 Northward heat transport for 1988 in each ocean and the total transport summed over all oceans calculated by the residual method using atmospheric heat transport from ECMWF and top of the atmosphere heat fluxes from the Earth Radiation Budget Experiment satellite. After Houghton et al. (1996: 212), which used data from Trenberth and Solomon (1994). 1 PW = 1 petawatt = 10^{15} W.

Εκτίμηση Προσπίπτουσας Ηλιακής Ακτινοβολίας, Q_s

Η προσπίπτουσα Ηλιακή ακτινοβολία (Q_s) είναι το αποτέλεσμα
(α) της εισερχόμενης Ηλιακής ακτινοβολίας $SW \downarrow$ και
(β) της εξερχόμενης ανακλώμενης Ηλιακής ακτινοβολίας $SW \uparrow$

$$Q_s = SW \downarrow - SW \uparrow = SW \downarrow (1 - \alpha)$$

Ετήσια Μέση Τιμή Q_s από +30 έως +260 W/m²

Μέτρηση Ηλιακής Ακτινοβολίας, Q_s

Το πυρανόμετρο χρησιμοποιείται για την μέτρηση της ολικής ηλιακής ακτινοβολίας που προσπίπτει σε μια οριζόντια επιφάνεια σε W/m^2 .

Το πυρανόμετρο μετρά την **συνολική οριζόντια ηλιακή ακτινοβολία**, η οποία αποτελείται από τη **διάχυτη ακτινοβολία στο οριζόντιο επίπεδο** από τον ουράνιο θόλο και την **άμεση ηλιακή ακτινοβολία**.

Επίσης, χρησιμοποιείται και για τη μέτρηση της ανακλώμενης μικρού μήκους κύματος ακτινοβολίας (albedo) όταν τοποθετείται απέναντι στη θάλασσα.



Μέτρηση Photosynthetically Active Radiation, PAR

PAR είναι η ποσότητα της προσπίπτουσας Ηλιακής ακτινοβολίας που χρησιμοποιούν οι θαλάσσιοι αυτότροφοι οργανισμοί για την φωτοσύνθεσή τους.

Το PAR είναι το σύνολο της προσπίπτουσας Ηλιακής ακτινοβολίας που εκπέμπεται εντός του ορατού φάσματος, δηλ. μεταξύ 400 και 700 nm.

$$PAR = \int_{400}^{700} E_s(\lambda) d\lambda$$

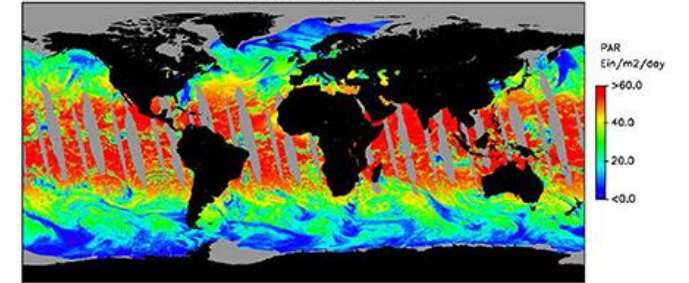
Η χλωροφύλλη, η πλέον διαδεδομένη φυτική χρωστική οργανική ουσία που υπάρχει στο φυτοπλαγκτόν απορροφά το κόκκινο και ανοικτό μπλε χρώμα.

Μέτρηση Photosynthetically Active Radiation, PAR



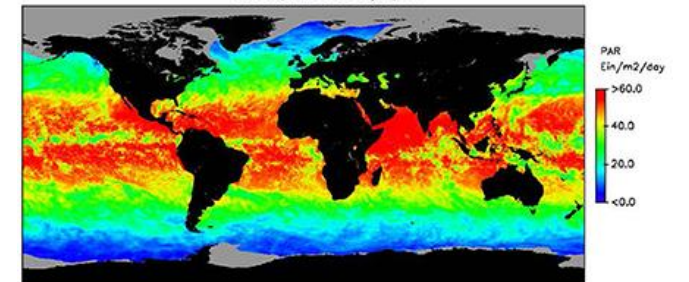
Daily

MODIS Aqua 2010-03-22, PAR



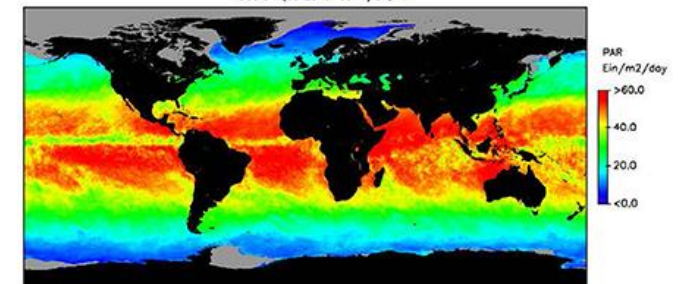
Weekly

MODIS Aqua 2010-03-22/29, PAR



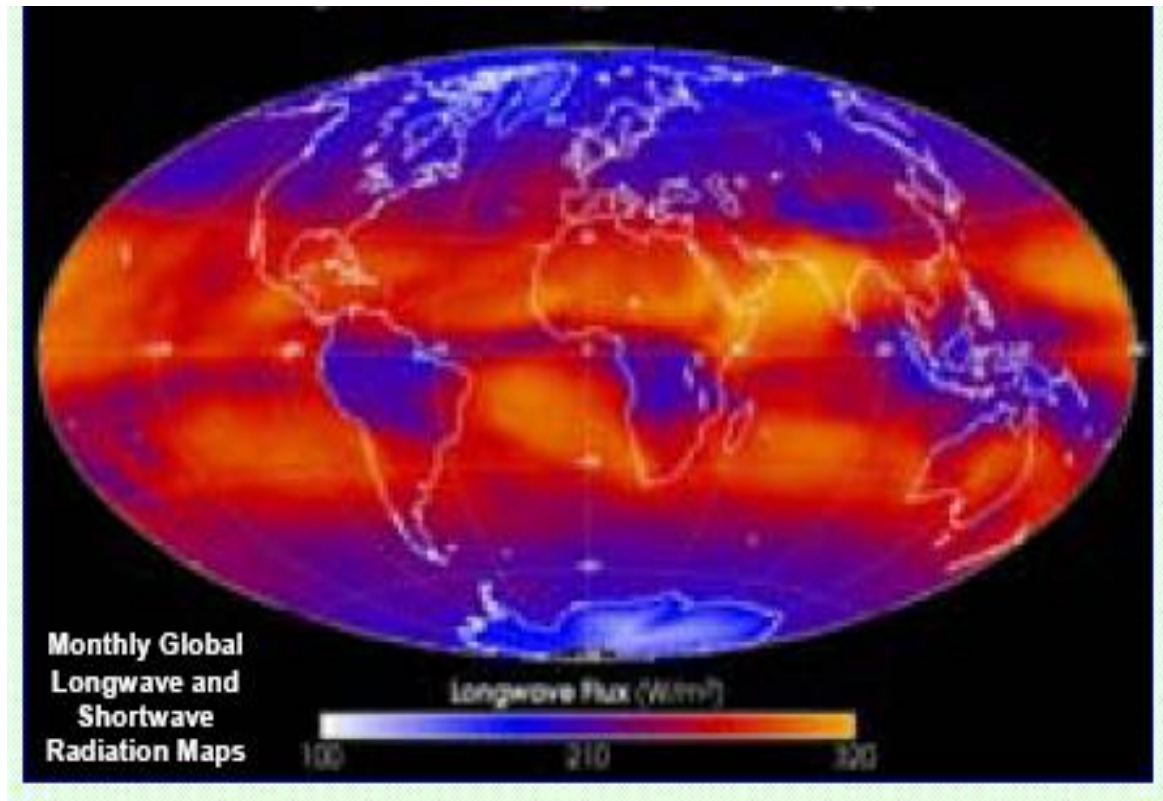
Monthly

MODIS Aqua 2010-03-1/31, PAR



Γήινη Επανεκπεμπόμενη Ακτινοβολία, Q_b

- Wien's Law: $\lambda = 2897 T^{-1}$
($T = 285^\circ\text{K}$, άρα $\lambda = 10 \mu\text{m}$, υπεριώδης ακτινοβολία).
- Τυπική τιμή $Q_b = 140 \text{ W/m}^2$ στον Ισημερινό.



Γήινη Επανεκπεμπόμενη Ακτινοβολία, Q_b

Οι τιμές του Q_b για ωκεάνιες συνθήκες (χωρίς σύννεφα) κυμαίνονται μεταξύ 115 έως 70 W/m^2 , με τις υψηλές τιμές να λαμβάνουν χώρα σε συνθήκες **υψηλής θερμοκρασίας και χαμηλής υγρασίας** και αντίστροφα.

Η τιμή του Q_b είναι **αντιστρόφως ανάλογη της θερμοκρασίας** για τον εξής λόγο: Η αύξηση της θερμοκρασίας έχει σαν αποτέλεσμα μεγαλύτερη εκπομπή θερμότητας, αλλά συνοδεύεται από αύξηση της σχετικής υγρασίας στην ατμόσφαιρα. Η θερμοκρασία της ατμόσφαιρας ακολουθεί αυτή της θάλασσας, όμως η ποσότητα των υδρατμών αυξάνεται εκθετικά, με αποτέλεσμα η εκπομπή ακτινοβολίας της ατμόσφαιρας προς τη θάλασσα να αυξάνεται γρηγορότερα από την εκπομπή ακτινοβολίας της θάλασσας προς την ατμόσφαιρα. Το αποτέλεσμα είναι η μείωση του όρου Q_b καθώς η θερμοκρασία της θάλασσας αυξάνει.

Εκτίμηση Γήινης Επανεκπεμπόμενης Ακτινοβολίας, Q_b

Η εκτίμηση της επανεκπεμπόμενης Γήινης ακτινοβολίας γίνεται θεωρώντας
(α) της εισερχόμενη μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας, $LW \downarrow$
(β) της εξερχόμενης μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολίας, $LW \uparrow$

$$\begin{aligned} Q_b &= LW \downarrow - LW \uparrow = \varepsilon \sigma T_s^4 + (1 - \varepsilon) LW \downarrow - LW \uparrow \\ &= \varepsilon (\sigma T_s^4 - LW \uparrow) \end{aligned}$$

Όπου ε είναι ο συντελεστής εκπομπής στο υπέρυθρο φάσμα $[0,1]$, τον οποίο θεωρούμε ίσο με τον συντελεστή απορροφητικότητας, σ είναι η σταθερά Stefan-Boltzmann, και T_s είναι η θερμοκρασία (επιδερμική) της επιφάνειας της θάλασσας η οποία εκπέμπει υπέρυθρη ακτινοβολία, σε βαθμούς Kelvin.

Ετήσια Μέση Τιμή Q_b από -60 έως -30 W/m^2

Μεταφορά Θερμότητας λόγω άμεσης επαφής, Q_h

Όρος άλλοτε θετικός και άλλοτε αρνητικός, ανάλογα με την διαφορά θερμοκρασίας αέρα (ακριβώς πάνω από την θάλασσα) και θερμοκρασία επιφάνειας θάλασσας

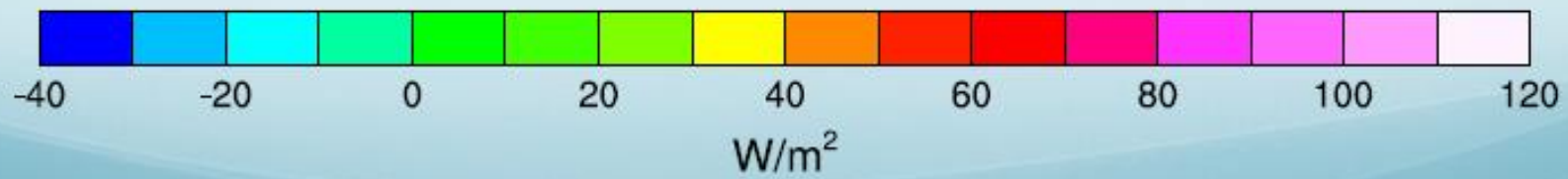
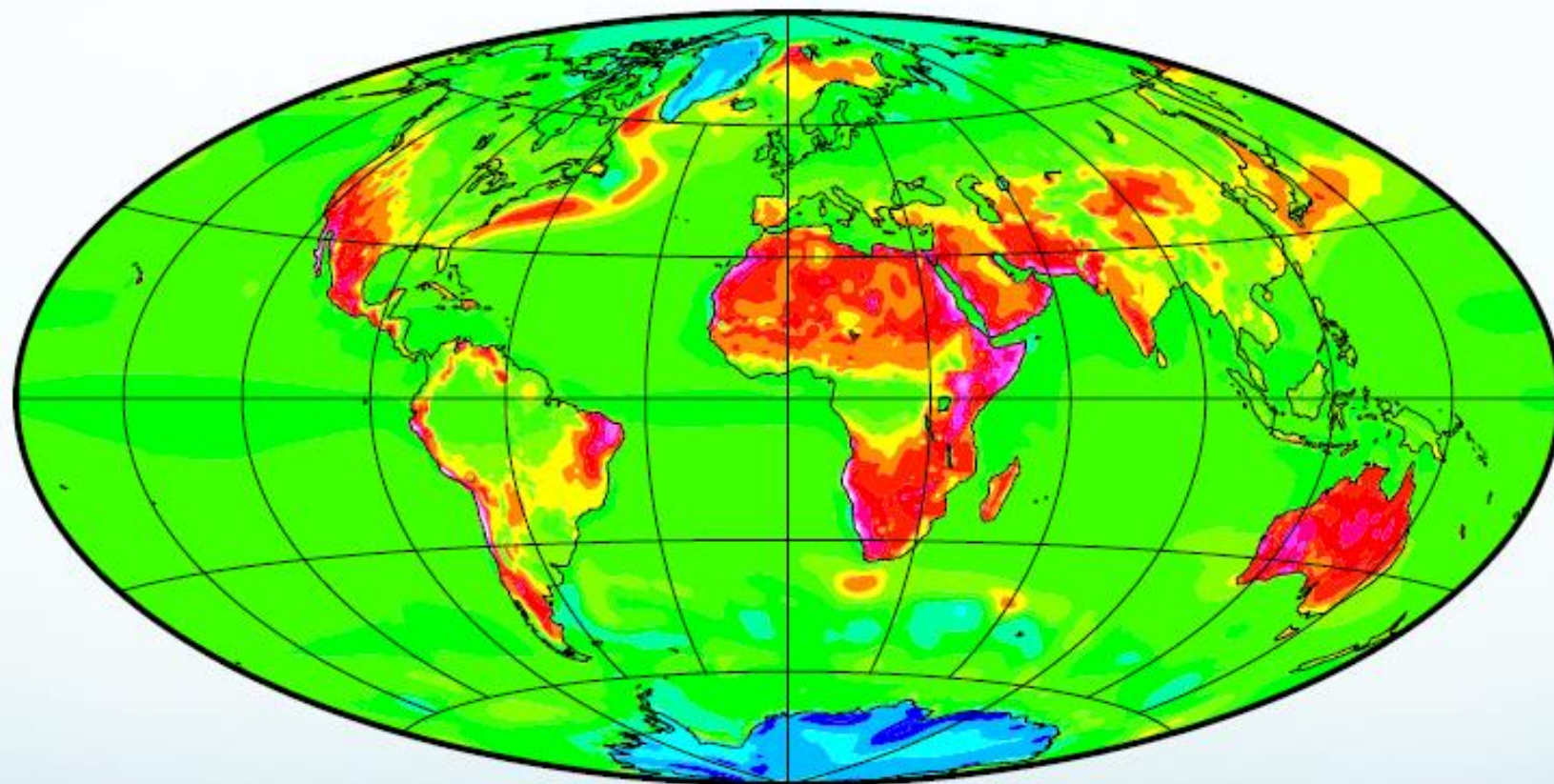
$$Q_h = -\rho_a C_p K \frac{dT}{dz}$$

Όπου K ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης $\rightarrow K = O(L^2 T^{-1}) \rightarrow K = C_D W$;
 $\rho_{air} = 1.2 \text{ kg/m}^3$, $C_p = 1008 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ (ειδική θερμότητα αέρα),
 $C_D = 1.55 \times 10^{-3}$, W (ένταση ανέμου, m/s).

Άρα $Q_h \text{ (W m}^{-2}\text{)} = -1.88 W (T_s - T_a)$

Ετήσια Μέση Τιμή Q_h από -130 έως -10 W/m^2

Surface Sensible Heat Flux
ERA-Interim 1979-2011



Λανθάνουσα Απώλεια Θερμότητας, Q_e

Ο ρυθμός απώλειας θερμότητας που ακολουθεί την εξάτμιση δίνεται από τη σχέση:

$$Q_e = F_e L_t$$

όπου F_e είναι ο ρυθμός εξάτμισης του νερού σε kg/sec/m^2 της επιφάνειας της θάλασσας, και L_t η ειδική θερμότητα (latent heat) της εξάτμισης. Για το απεσταγμένο νερό $L_t = 2494 - 2.2T$ (kJ/kg) όπου T η θερμοκρασία του νερού σε ($^{\circ}\text{K}$).

Προσδιορισμός F_e α) με εξατμισίμετρο, β) με συνεχείς μετρήσεις αλατότητας



Μετεωρολογικός σταθμός
εφοδιασμένος με
εξατμισίμετρο

Λανθάνουσα Απώλεια Θερμότητας, Q_e

Η μέθοδος της ροής (flow method) προσδιορίζει το F_e σύμφωνα με το τύπο:

$$F_e = -A_e df/dz$$

όπου A_e είναι ο συντελεστής τυρβώδους διάχυσης των υδρατμών στον αέρα πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας, και df/dz η βαθμίδα της συγκέντρωσης των υδρατμών ως προς το ύψος. Άλλη ημι-εμπειρική εξίσωση είναι :

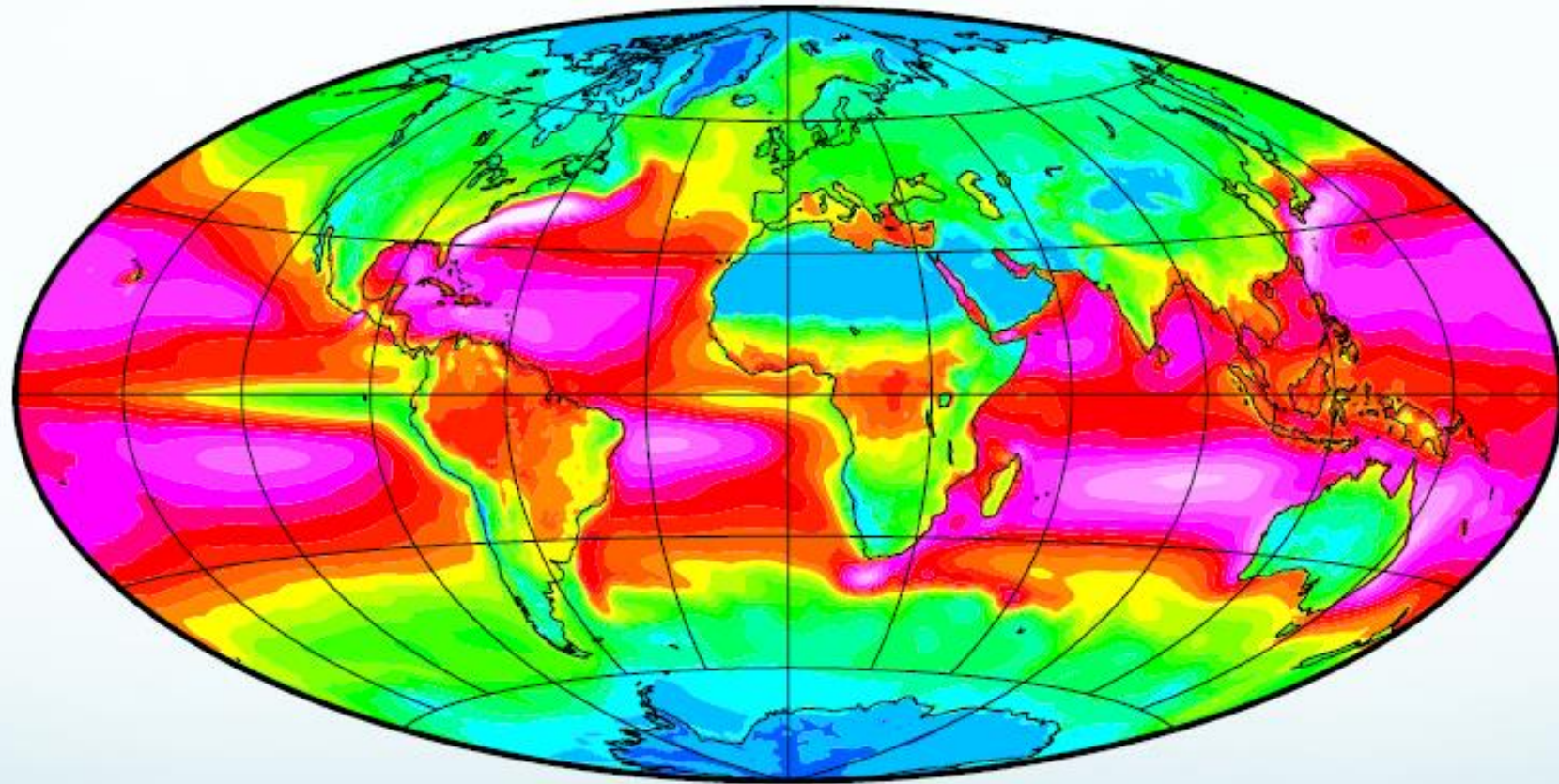
$$F_e = 1.4 (e_s - e_a) W \text{ (kg/day/m}^2\text{)}$$

e_s είναι η πίεση των κορεσμένων υδρατμών πάνω από την επιφάνεια της θάλασσας (kPa), e_a η πραγματική πίεση των υδρατμών του αέρα σε ύψος 10 μ. από την επιφάνεια της θάλασσας (kPa), και W η ταχύτητα του ανέμου σε m/sec.

$$\text{Άρα, } Q_E = F_e L_t = 1.4 W (e_s - e_a) (2494 - 2.2 T_s) 10^{-3} \text{ (W m}^{-2}\text{)}$$

$$\text{Αν } T = 15^\circ\text{C} \rightarrow e_s = 1.71 \text{ kPa, αν } h = 85\% \rightarrow 1.71 * 0.85 = 1.45 \text{ kPa} = e_a$$

Surface Latent Heat Flux
ERA-Interim 1979-2011

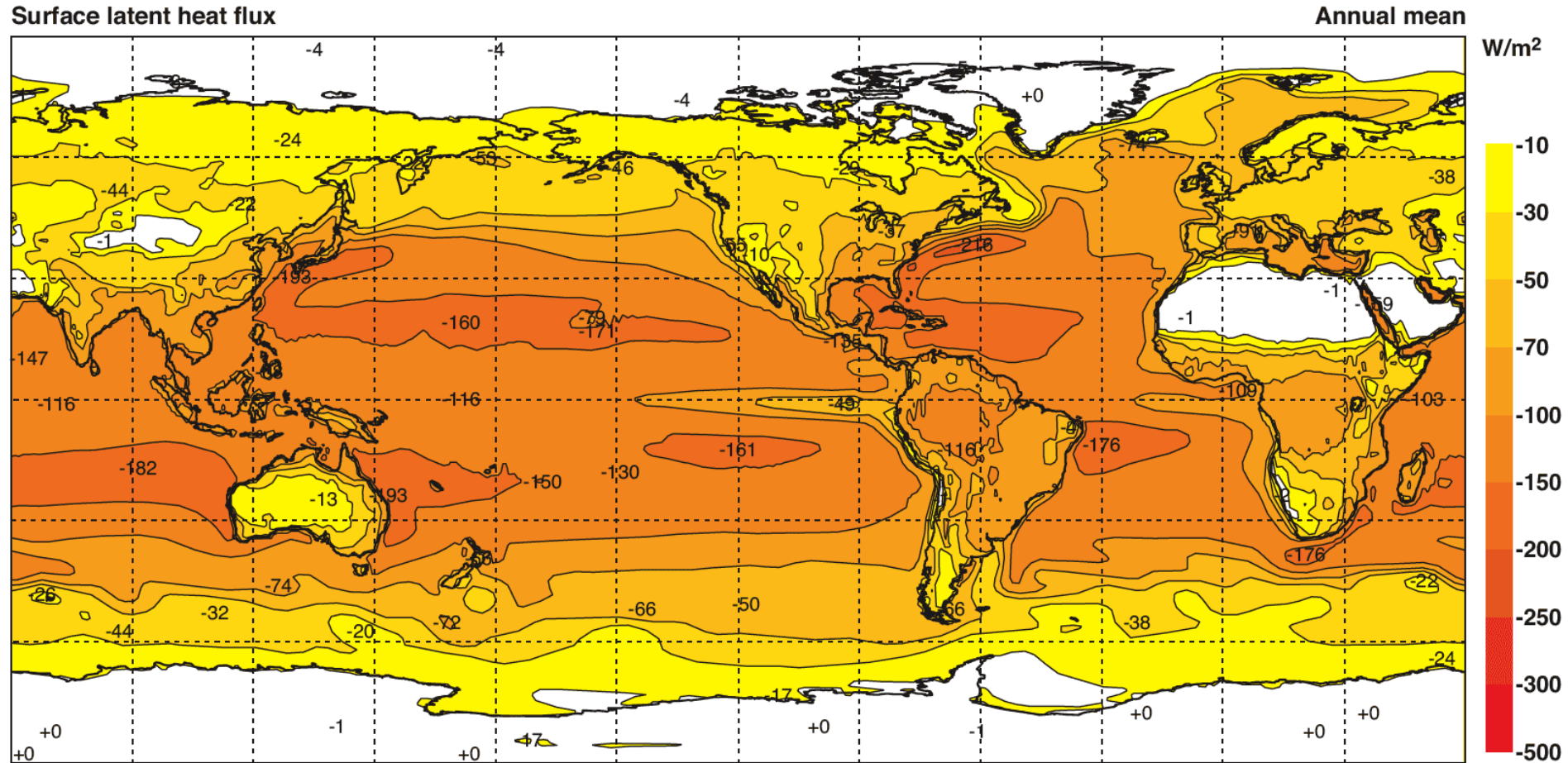


Λανθάνουσα Απώλεια Θερμότητας, Q_e

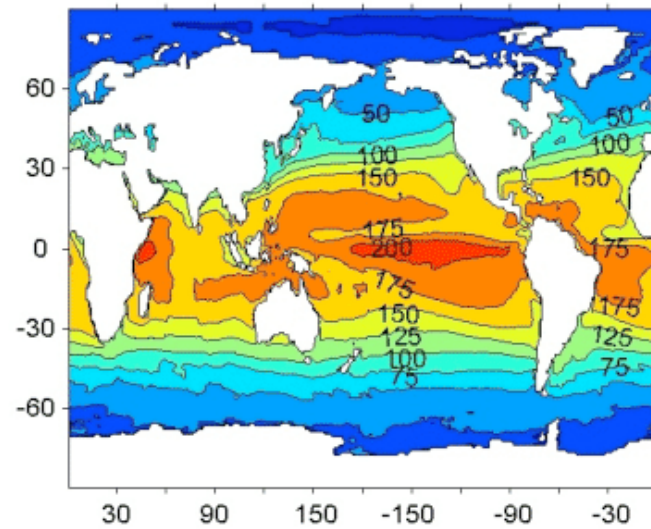
- Η λανθάνουσα απώλεια θερμότητας είναι πολύ δύσκολο να μετρηθεί.
- Αποτελεί το παράγοντα μεγαλύτερης απώλειας θερμότητας σε σχέση με τους υπόλοιπους όρους του θερμικού ισοζυγίου.

Ετήσια Μέση Τιμή Q_e από -42 έως -2 W/m²

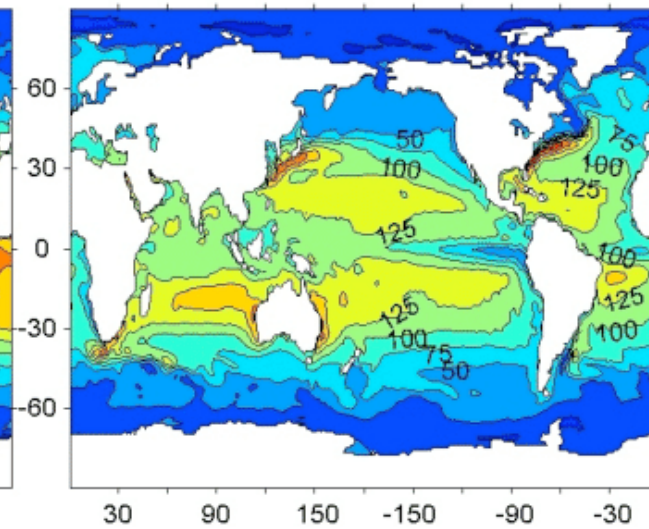
Λανθάνουσα Απώλεια Θερμότητας, Q_e



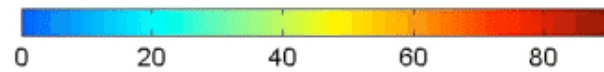
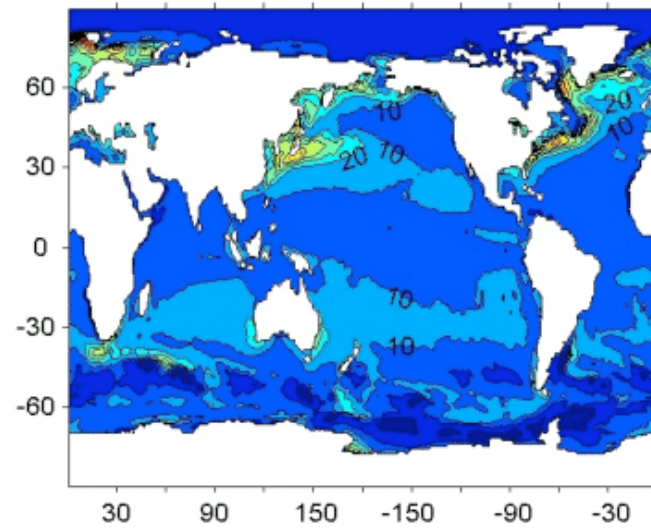
Net downward radiation



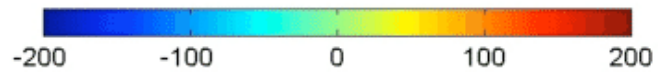
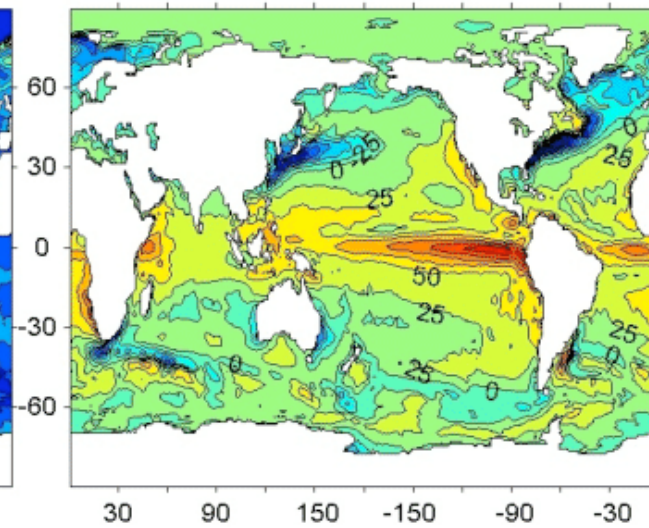
Latent heat flux



Sensible heat flux



Net downward heat flux



Άσκηση – Υπολογισμός Θερμικού Ισοζυγίου Ωκεανού

Time (h)	Qs (W/m ²)	Tair (°C)	Ts (°C)	e(a) (kPa)	e(s) (kPa)	U (m/s)
1	0	17	24.4	1	1.9	0.2
2	0	17	24.5	1	1.9	0.5
3	0	16.9	24.4	1.1	1.9	0.1
4	0	16.8	24.4	1	1.9	0.4
5	0	16.4	24.4	1	1.9	0.8
6	0	17	24.3	1.1	1.9	0.3
7	18	18.6	24.3	1	1.9	0.4
8	230	23	24.3	0.9	1.9	0.1
9	444	28.8	24.3	0.9	1.9	0.9
10	628	29.3	24.4	0.7	1.9	0.2
11	729	29.8	24.4	0.7	1.9	0.1
12	859	31.8	24.4	0.7	1.9	0.8
13	889	34.6	24.5	0.8	1.9	1
14	863	35	24.7	0.9	1.9	0.5
15	720	34.2	24.9	0.9	1.9	3.2
16	650	33.4	25.1	0.8	1.9	2.3
17	403	32.2	25.2	1	1.9	4.1
18	180	30.3	25.2	0.9	1.9	3.4
19	23	28.6	25.1	1	1.9	3.2
20	0	25	24.6	0.9	1.9	2.8
21	0	23.9	24.5	1	1.9	1.4
22	0	20.2	24.5	1	1.9	1.8
23	0	18.1	24.5	1	1.9	1.1
24	0	18	24.5	1	1.9	0.8

Δεδομένα
μετεωρολογικού σταθμού
και δορυφορικά δεδομένα
θερμοκρασίας επιφάνειας
θάλασσας.

Άσκηση – Υπολογισμός Θερμικού Ισοζυγίου Ωκεανού

Q_e (W/m²)

7.5

18.8

3.3

15.0

30.1

10.0

15.0

4.2

37.6

10.0

5.0

40.1

45.9

20.9

133.6

105.7

154.1

142.0

120.3

116.9

52.6

67.7

41.3

30.1

$$Q_e \text{ (W/m}^2\text{)} = 0.0000145 \times 1.2 \text{ (kg/m}^3\text{)} \times 240000 \text{ (J/kg)} \times U \text{ (m/s)} \times (e(s) - e(a))$$



Πυκνότητα αέρα

Άσκηση – Υπολογισμός Θερμικού Ισοζυγίου Ωκεανού

Q _h (W/m ²)
2.6
6.6
1.3
5.4
11.3
3.9
4.0
0.2
-7.1
-1.7
-1.0
-10.4
-17.8
-9.1
-52.4
-33.6
-50.5
-30.5
-19.7
-2.0
1.5
13.6
12.4
9.2

$$Q_h \text{ (W/m}^2\text{)} = 0.00145 \times 1.2 \text{ (kg/m}^3\text{)} \times 1012 \text{ (J/kg degK)} \times U \text{ (m/s)} \times (T(s) - T(a))$$

Άσκηση – Υπολογισμός Θερμικού Ισοζυγίου Ωκεανού

Q _{atm} (W/m ²)
308.1
308.1
307.5
306.8
304.3
308.1
318.5
348.4
391.4
395.3
399.3
415.4
438.8
442.2
435.4
428.6
418.6
403.2
389.9
362.8
354.8
329.1
315.2
314.5

$$Q_{\text{atm}} \text{ (W/m}^2\text{)} = 0.906 \times 10^{-5} \times 4.875 \times 10^{-8} \times (T_{\text{air}} + 273)^6 \times (1 + 0.17) \times (1 - 0.03)$$

C_{atm}

Σταθερά
Stefan –
Boltzman, σ

Άσκηση – Υπολογισμός Θερμικού Ισοζυγίου Ωκεανού

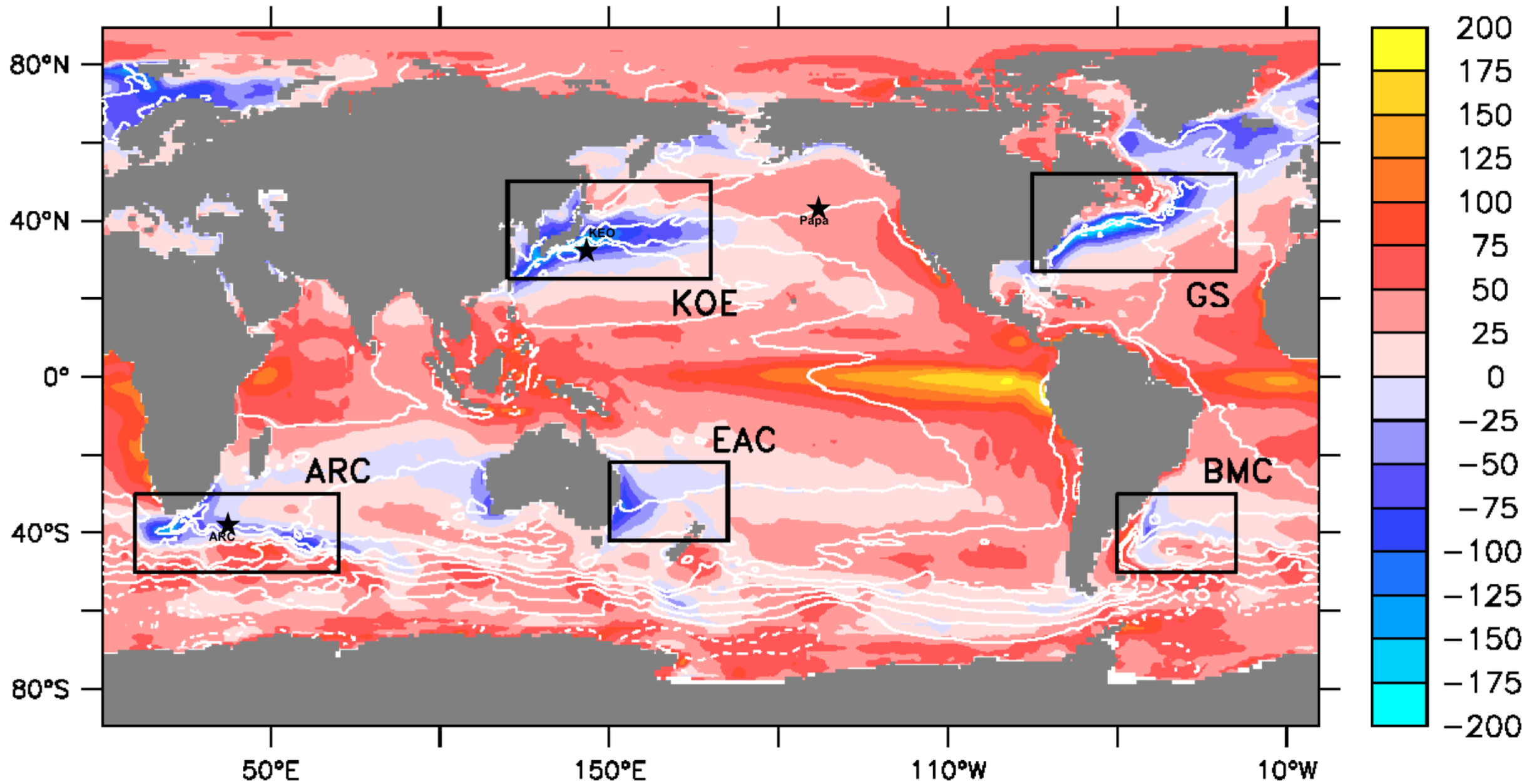
Qb (W/m ²)
409.1
409.7
409.1
409.1
409.1
408.6
408.6
408.6
408.6
409.1
409.1
409.1
409.7
410.8
411.9
413.0
413.6
413.6
413.0
410.2
409.7
409.7
409.7
409.7

$$Q_b \text{ (W/m}^2\text{)} = 5.23 \times 10^{-8} \times (T_s + 273)^4$$

Άσκηση – Υπολογισμός Θερμικού Ισοζυγίου Ωκεανού

Time (h)	Qs (W/m2)	Tair	Ts	e(a)	e(s)	U (m/s)	Qe (W/m2)	Qh (W/m2)	Qatm (W/m2)	Qb (W/m2)	Qtotal (W/m2)
1	0	17	24.4	1	1.9	0.2	7.5	2.6	308.1	409.1	-105.93
2	0	17	24.5	1	1.9	0.5	18.8	6.6	308.1	409.7	-113.75
3	0	16.9	24.4	1.1	1.9	0.1	3.3	1.3	307.5	409.1	-103.67
4	0	16.8	24.4	1	1.9	0.4	15.0	5.4	306.8	409.1	-111.97
5	0	16.4	24.4	1	1.9	0.8	30.1	11.3	304.3	409.1	-123.62
6	0	17	24.3	1.1	1.9	0.3	10.0	3.9	308.1	408.6	-106.63
7	18	18.6	24.3	1	1.9	0.4	15.0	4.0	318.5	408.6	-83.14
8	230	23	24.3	0.9	1.9	0.1	4.2	0.2	348.4	408.6	165.87
9	444	28.8	24.3	0.9	1.9	0.9	37.6	-7.1	391.4	408.6	382.12
10	628	29.3	24.4	0.7	1.9	0.2	10.0	-1.7	395.3	409.1	602.45
11	729	29.8	24.4	0.7	1.9	0.1	5.0	-1.0	399.3	409.1	713.17
12	859	31.8	24.4	0.7	1.9	0.8	40.1	-10.4	415.4	409.1	814.71
13	889	34.6	24.5	0.8	1.9	1	45.9	-17.8	438.8	409.7	854.38
14	863	35	24.7	0.9	1.9	0.5	20.9	-9.1	442.2	410.8	864.48
15	720	34.2	24.9	0.9	1.9	3.2	133.6	-52.4	435.4	411.9	557.44
16	650	33.4	25.1	0.8	1.9	2.3	105.7	-33.6	428.6	413.0	526.34
17	403	32.2	25.2	1	1.9	4.1	154.1	-50.5	418.6	413.6	203.45
18	180	30.3	25.2	0.9	1.9	3.4	142.0	-30.5	403.2	413.6	-2.83
19	23	28.6	25.1	1	1.9	3.2	120.3	-19.7	389.9	413.0	-140.12
20	0	25	24.6	0.9	1.9	2.8	116.9	-2.0	362.8	410.2	-166.37
21	0	23.9	24.5	1	1.9	1.4	52.6	1.5	354.8	409.7	-106.02
22	0	20.2	24.5	1	1.9	1.8	67.7	13.6	329.1	409.7	-134.62
23	0	18.1	24.5	1	1.9	1.1	41.3	12.4	315.2	409.7	-123.43
24	0	18	24.5	1	1.9	0.8	30.1	9.2	314.5	409.7	-116.05

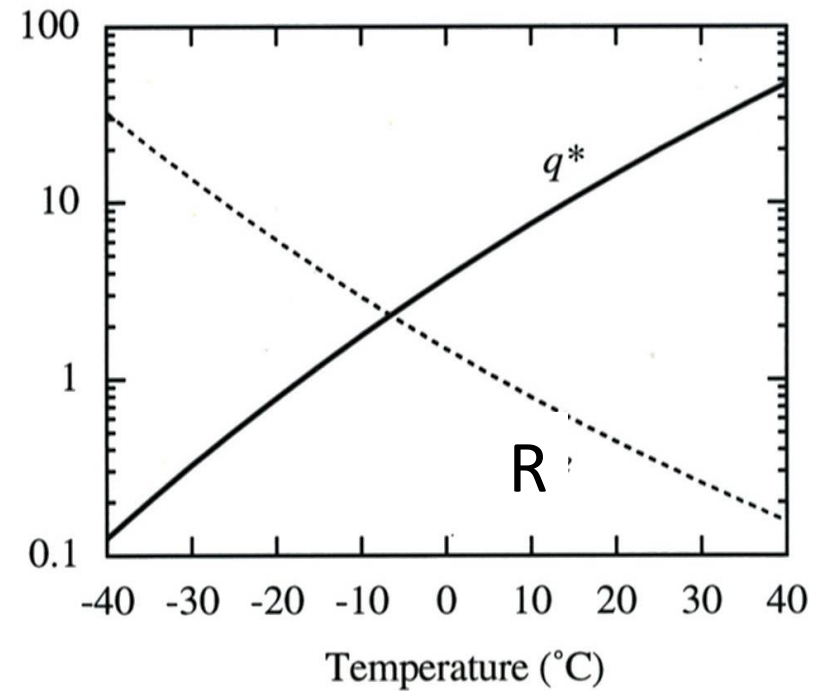
$$Q_{\text{total}} = +Q_s - Q_e + Q_h + Q_{\text{atm}} - Q_b$$



Mean Net Surface Heat Flux (Wm⁻²)

Bowen ratio, R

$$R = \frac{Q_h}{Q_e} = 0.5 \frac{T_w - T_{air}}{e_s - e_a}$$



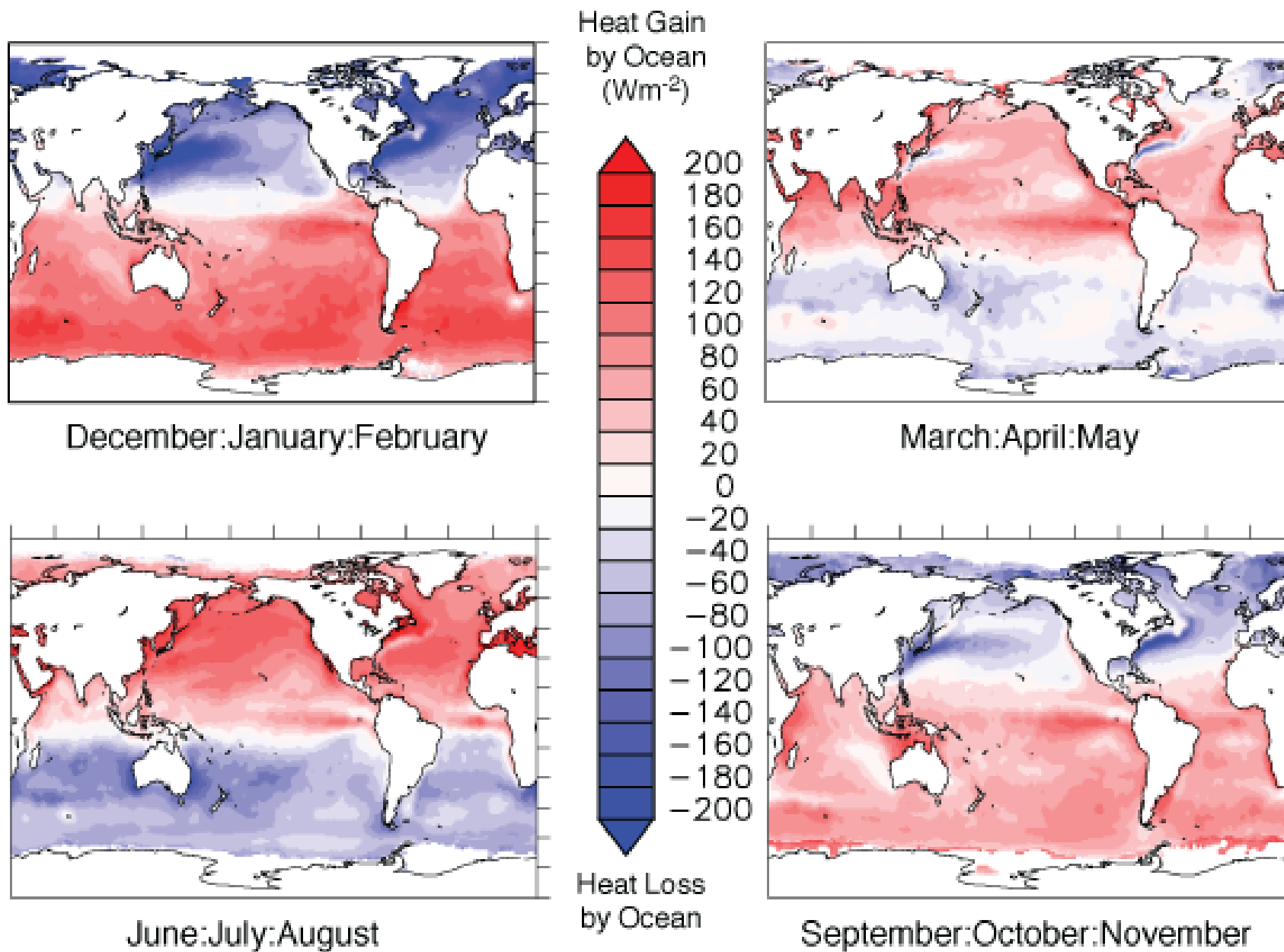
Ο Λόγος Bowen θα έχει υψηλές τιμές στις περιοχές με χαμηλή θερμοκρασία, όπως αυτές στα μεγάλα γεωγραφικά πλάτη, και θα αποκτά χαμηλές τιμές στις τροπικές ζώνες θεωρώντας ότι ο υπερκείμενος της θάλασσας αέρας είναι σχετικά υγρός.

Περίπου το 20% της Ηλιακής Ακτινοβολίας απορροφάται από την ατμόσφαιρα ενώ περίπου το 49% απορροφάται από την ξηρά και την θάλασσα.

Τότε τι ακριβώς θερμαίνει την ατμόσφαιρα και είναι υπεύθυνο για την ατμοσφαιρική κυκλοφορία?

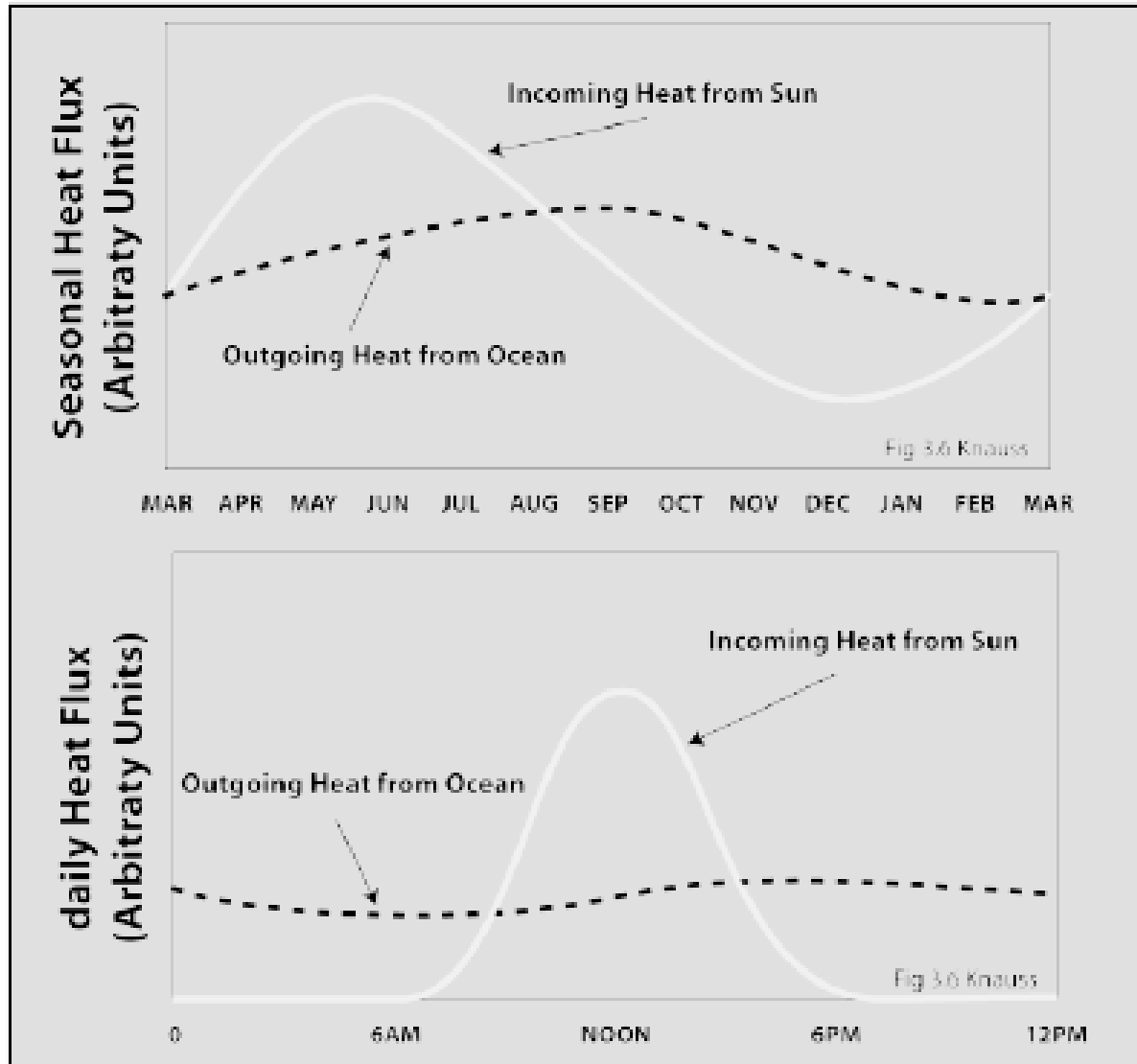
Η απάντηση είναι η συμπύκνωση και η βροχόπτωση.

Όπως είπαμε, στις τροπικές και υποτροπικές περιοχές η προσπίπτουσα Ηλιακή ακτινοβολία θερμαίνει την θάλασσα, η οποία εξατμίζεται για να περιορίσει την άνοδο της θερμοκρασίας της. Έχουμε εξηγήσει ότι κατά την εξάτμιση η θάλασσα χάνει θερμότητα. Παράλληλα, η θάλασσα εκπέμπει και μεγάλου μήκους κύματος ακτινοβολία προς την ατμόσφαιρα, ωστόσο η απώλεια αυτή είναι σημαντικά μικρότερη της ροής θερμότητας λόγω εξάτμισης. Οι επικρατούντες τροπικοί άνεμοι μεταφέρουν την θερμότητα με την μορφή νεφών έως την Ζώνη Τροπικής Σύγκλισης (Tropical Convergence Zone). Εκεί, οι υδρατμοί συμπυκνώνονται σε βροχή, απελευθερώνοντας την θερμότητα εξάτμισης και θερμαίνοντας την ατμόσφαιρα κατά 125 W/m^2 μέση ετήσια τιμή.



Net heat flux from the NOCv2.0 Surface Flux and Meteorological Dataset

Εποχιακή και Ημερήσια εισροή και εκροή θερμότητας



Η Θερμοκρασία του Επιφανειακού Ωκεάνιου Νερού, ρυθμίζεται από:

- Ηλιακή ακτινοβολία
- Μεταφορά θερμότητας και νερού από ατμόσφαιρα
- Ωκεάνια ρεύματα
- Κατακόρυφη ανάμειξη
- Επιφανειακή απορροή

Θερμόαλη Κυκλοφορία

Thermohaline Circulation

