

Περιβαλλοντική Μετεωρολογία και Μοντέλα
Ποιότητας αέρα
Θερμότητα-Θερμοκρασία

Δρ. Κολοκοτσά Διονυσία



Θερμότητα

- ✓ **Αισθητή θερμότητα** είναι αυτή που μπορεί να προστεθεί ή να αφαιρεθεί από την μάζα ενός σώματος χωρίς να επιφέρει αλλαγή στην φυσική του κατάσταση.
- ✓ Με την αύξηση της αισθητής θερμότητας στην μάζα ενός σώματος, έχουμε ανάλογη αύξηση της θερμοκρασίας του και αντιστρόφως.

$$\frac{\Delta Q_H}{m_{air}} = C_p \cdot \Delta T$$

$$C_p = C_{pd} \cdot (1 + 0.84 \cdot r)$$

▼ TABLE 2.1 Specific Heat of Various Substances

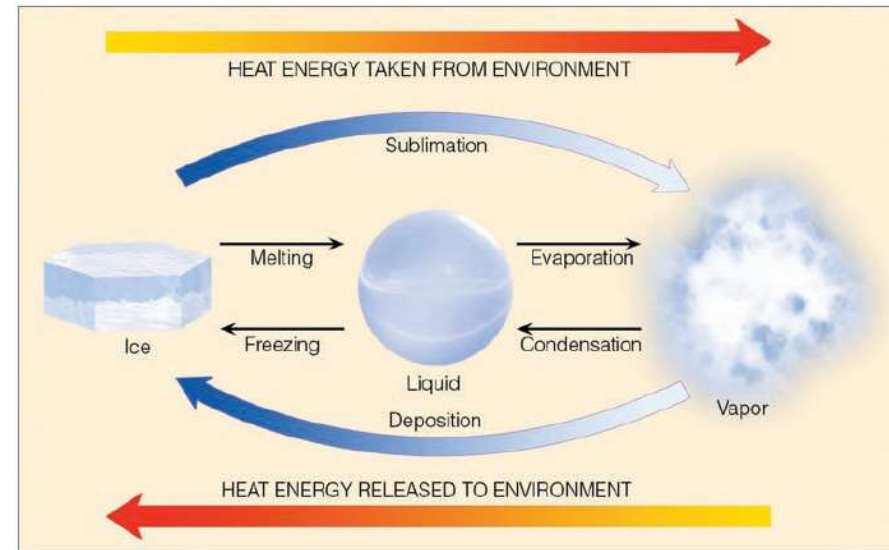
SUBSTANCE	SPECIFIC HEAT (Cal/g × °C)	J/(kg × °C)
Water (pure)	1.00	4186
Wet mud	0.60	2512
Ice (0°C)	0.50	2093
Sandy clay	0.33	1381
Dry air (sea level)	0.24	1005
Quartz sand	0.19	795
Granite	0.19	794



Θερμότητα

- ✓ **Λανθάνουσα θερμότητα** είναι το ποσόν της θερμότητας, που πρέπει να προστεθεί ή να αφαιρεθεί από την μάζα ενός σώματος, όταν αυτό βρίσκεται ήδη στην θερμοκρασία αλλαγής, ώστε το σώμα να αλλάξει κατάσταση χωρίς την αύξηση της θερμοκρασίας του .

$$\frac{\Delta Q_E}{m_{water}} \equiv L$$



Values of latent heat are

$$L_v = \pm 2.5 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \equiv L_{\text{condensation or vaporization}}$$

$$L_f = \pm 3.34 \times 10^5 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \equiv L_{\text{fusion or melting}}$$

$$L_d = \pm 2.83 \times 10^6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \equiv L_{\text{deposition or sublimation}}$$



Ισοζύγιο θερμότητας για ακόρεστη ατμόσφαιρα

- ✓ Αέρια μάζα κινείται στην ατμόσφαιρα και υπολογίζουμε την θερμοδυναμική και δυναμική της κατάσταση.
- ✓ Θεωρούμε πως δεν υπάρχει συμπύκνωση ή εξάτμιση υδρατμών.
- ✓ Ο αέρας δεν θεωρείται ξηρός.
- ✓ Η ατμόσφαιρα σε αυτές τις συνθήκες ονομάζεται ακόρεστη.
- ✓ Χρησιμοποιούμε προσέγγιση Langrange



Ισοζύγιο ακόρεστης ατμόσφαιρας

- ✓ 1^{ος} Θερμοδυναμικός νόμος

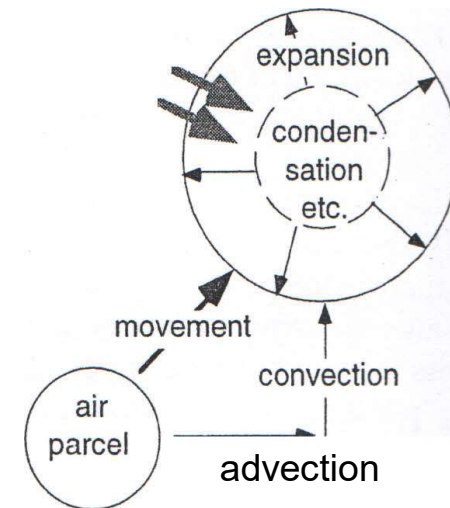
$$\frac{\Delta Q_H}{m_{air}} = C_p \cdot \Delta T - \frac{\Delta P}{\rho}$$

- ✓ Με τη βοήθεια της υδροστατικής εξίσωσης προκύπτει:

ελ

$$\Delta T = -\left(\frac{|g|}{C_p}\right) \cdot \Delta z + \frac{\Delta Q_H}{m_{air} \cdot C_p}$$

Η προσφερόμενη θερμότητα προκύπτει από ακτινοβολία, αισθητή ή λανθάνουσα θερμότητα, κλπ



Θερμοβαθμίδα

- ✓ $\Gamma = -\Delta T / \Delta z$
 - Περιβαλλοντική θερμοβαθμίδα
 - Θερμοβαθμίδα διεργασίας
- ✓ Ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα ($\Delta Q_H = 0$):

$$\frac{\Delta T}{\Delta z} = -\left(\frac{|g|}{C_p}\right) = -9.8 \text{ K / km}$$

- ✓ Έκφραση των αδιαβατικών μεταβολών με όρους πίεσης:

$$\frac{\Delta T}{T} = \left(\frac{\Delta P}{P}\right)^{\mathcal{R}_d / C_p}$$

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1}\right)^{\mathcal{R}_d / C_p}$$

- ✓ Υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα



Δυναμική Θερμοκρασία

- ✓ Η «δυναμική» θερμοκρασία θ αντιστοιχεί σε θερμοκρασία T την οποία ένα πακέτο αέρα θα είχε δυνητικά αν μεταφερόταν αδιαβατικά σε συγκεκριμένη πίεση ή στο έδαφος $P_0=1000$ hPa.
- ✓ Από τον ορισμό προκύπτει ότι η δυναμική θερμοκρασία είναι μεγαλύτερη από την πραγματική θερμοκρασία όταν η πίεση είναι μικρότερη από 1000 hPa ενώ οι δύο θερμοκρασίες έχουν την ίδια τιμή όταν η πίεση ισούται με 1000 hPa.
- ✓ Σε ξηρές αδιαβατικές διεργασίες ($\Delta Q=0$) παραμένει σταθερή.

$$\theta(z) = T(z) + \Gamma_d \cdot z$$

$$\theta = T \cdot \left(\frac{P_0}{P} \right)^{\mathcal{R}_d / C_p}$$



Φαινόμενη (εικονική) δυναμική θερμοκρασία

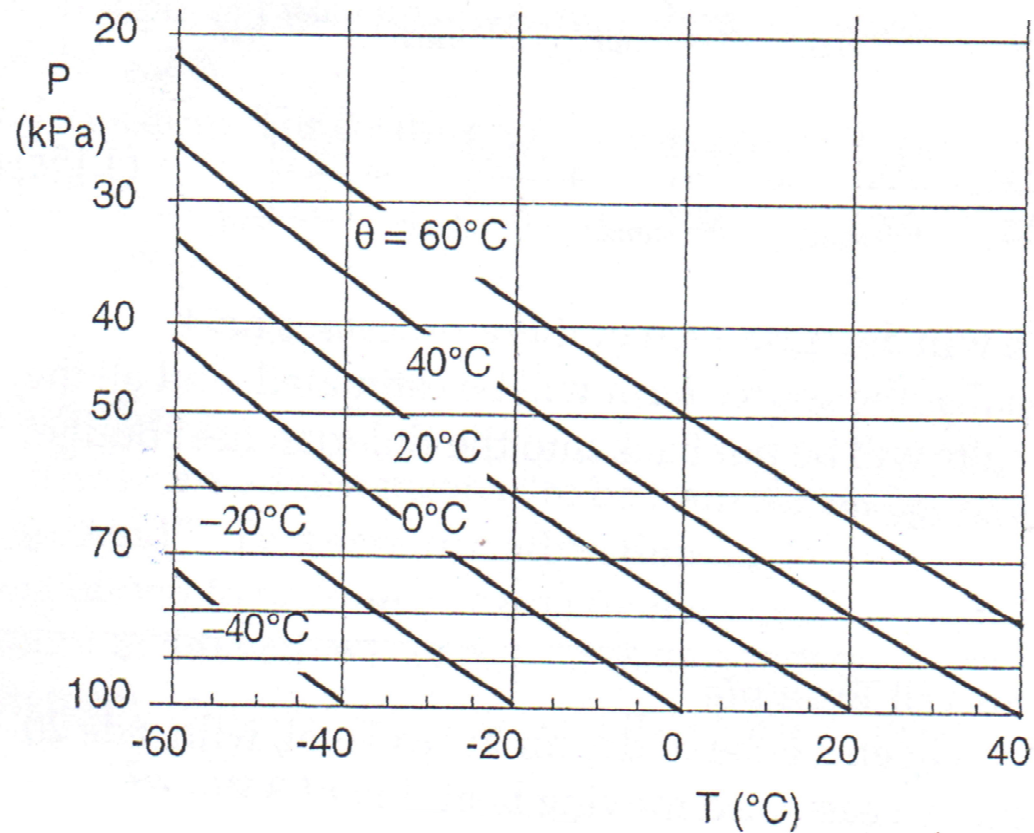
- ✓ Η θερμοκρασία που θα έπρεπε να έχει ο ξηρός αέρας ώστε η πίεση και η πυκνότητά του να είναι ίδια με του υγρού αέρα αν μεταφερόταν αδιαβατικά σε συγκεκριμένη πίεση $P_0=1000 \text{ hPa}$

$$\theta_v = \theta \cdot (1 + 0.61 \cdot r)$$

$$\theta_v = \theta \cdot (1 + 0.61 \cdot r_s - r_L)$$

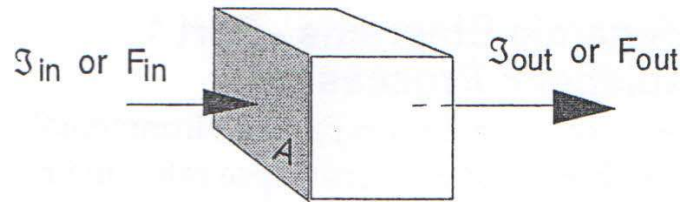


Θερμοδυναμικά διαγράμματα: 1^η εικόνα



Δυναμική μορφή ισοζυγίου ατμόσφαιρας: Eulerian heat budget

- ✓ Το ενεργειακό ισοζύγιο για σταθερό όγκο $Vol = A\Delta x$



$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = -\frac{1}{\rho \cdot C_p} \left[\frac{\Delta S_x}{\Delta x} + \frac{\Delta S_y}{\Delta y} + \frac{\Delta S_z}{\Delta z} \right] + \frac{\Delta S_o}{C_p \cdot \Delta t}$$

Ροές θερμότητας σε
άξονα x, y, z

ΔS_o : εσωτερική πηγή
θερμότητας, π.χ.
συμπύκνωση,
εξάτμιση, κλπ

Δυναμική μορφή ισοζυγίου ατμόσφαιρας

- ✓ Το ενεργειακό ισοζύγιο για σταθερό όγκο $Vol = A\Delta x$ σε όρους κινηματικής ροής θερμότητας:

$$\frac{\Delta T}{\Delta t} = - \left[\frac{\Delta F_x}{\Delta x} + \frac{\Delta F_y}{\Delta y} + \frac{\Delta F_z}{\Delta z} \right] + \frac{\Delta S_o}{C_p \cdot \Delta t}$$

Κινηματικές Ροές
Θερμότητας σε
άξονα x, y, z

ΔS_o : εσωτερική πηγή
θερμότητας, π.χ.
συμπύκνωση,
εξάτμιση, κλπ

$$\frac{\Delta F_x}{\Delta x} = \frac{F_{x \text{ right}} - F_{x \text{ left}}}{x_{\text{right}} - x_{\text{left}}}$$



Οι κινηματικές ροές

$$\frac{\Delta F_x}{\Delta x} = \left. \frac{\Delta F_x}{\Delta x} \right|_{adv} + \left. \frac{\Delta F_x}{\Delta x} \right|_{cond} + \left. \frac{\Delta F_x}{\Delta x} \right|_{turb} + \left. \frac{\Delta F_x}{\Delta x} \right|_{rad} \quad (3.15a)$$

$$\frac{\Delta F_y}{\Delta y} = \left. \frac{\Delta F_y}{\Delta y} \right|_{adv} + \left. \frac{\Delta F_y}{\Delta y} \right|_{cond} + \left. \frac{\Delta F_y}{\Delta y} \right|_{turb} + \left. \frac{\Delta F_y}{\Delta y} \right|_{rad} \quad (3.15b)$$

$$\frac{\Delta F_z}{\Delta z} = \left. \frac{\Delta F_z}{\Delta z} \right|_{adv} + \left. \frac{\Delta F_z}{\Delta z} \right|_{cond} + \left. \frac{\Delta F_z}{\Delta z} \right|_{turb} + \left. \frac{\Delta F_z}{\Delta z} \right|_{rad} \quad (3.15c)$$

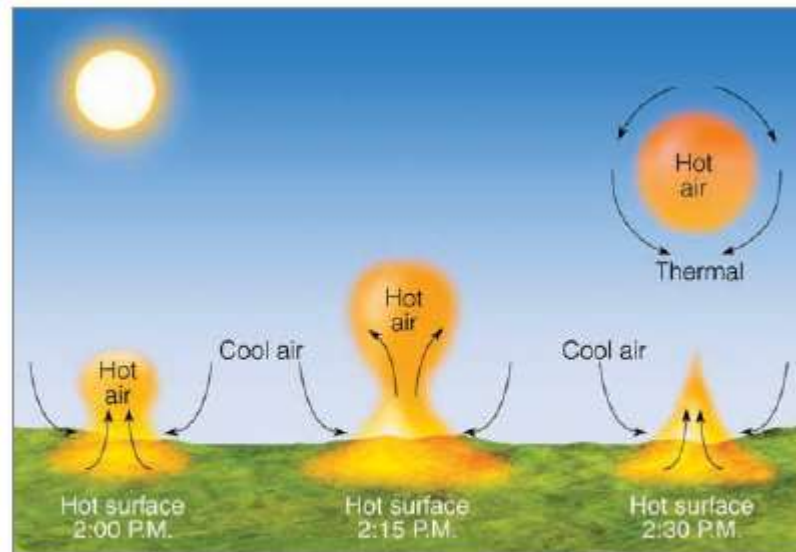
Οριζόντια
Μεταφορά
(advection)

Αγωγή

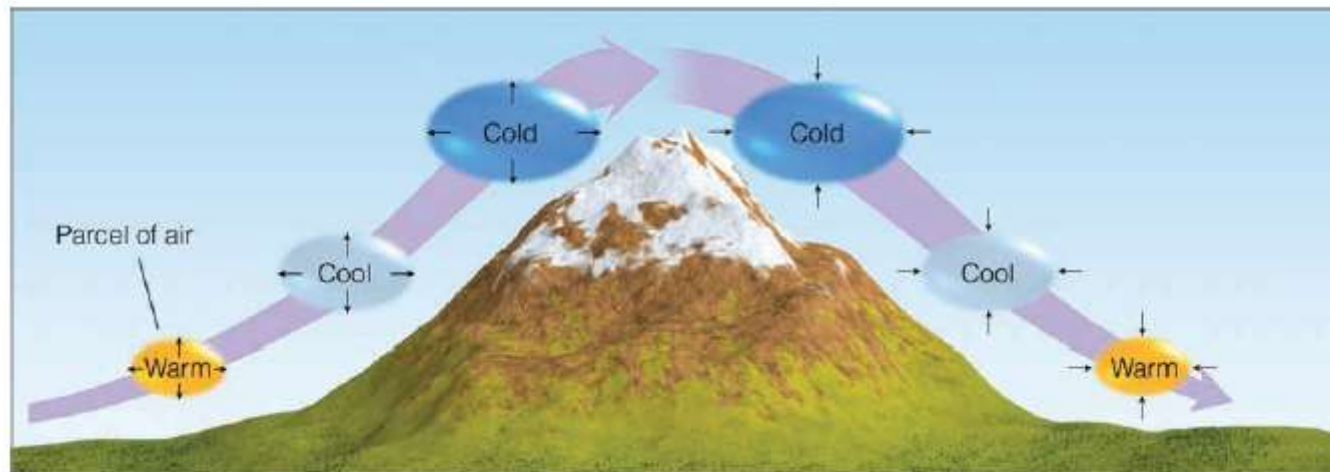
Τύρβη

Ακτινοβολία

Κατακόρυφη μεταφορά



• **FIGURE 2.6** The development of a thermal. A thermal is a rising bubble of air that carries heat energy upward by *convection*.



• **FIGURE 2**
Rising air expands and cools; sinking air is compressed and warms.

Μεταφορά

- ✓ Οριζόντια μεταφορά (advection) είναι η μεταφορά θερμότητας λόγω ανέμου. Η ροή εξαρτάται από τη θερμοκρασία και την ταχύτητα του ανέμου.

$$F_{x \text{ adv}} = U \cdot T$$

$$F_{y \text{ adv}} = V \cdot T$$

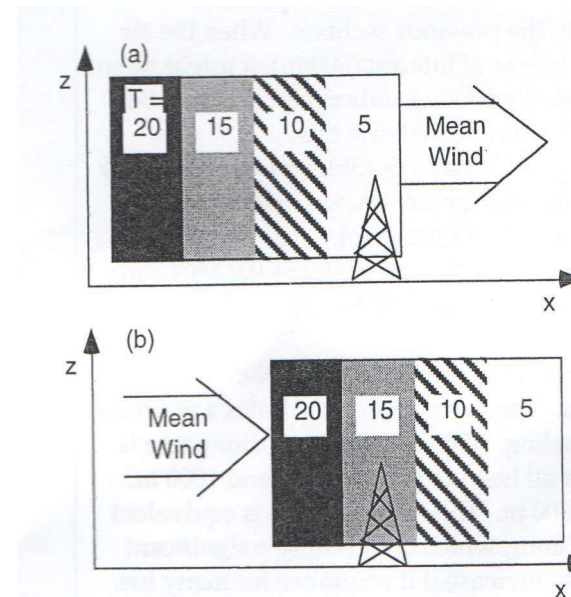
$$F_{z \text{ adv}} = W \cdot T$$

- ✓ Θεωρούμε μικρές μεταβολές ταχύτητας ανέμου στην περιοχή μελέτης:

$$\frac{\Delta F_{x \text{ adv}}}{\Delta x} = \frac{U \cdot (T_{\text{right}} - T_{\text{left}})}{x_{\text{right}} - x_{\text{left}}} = U \cdot \frac{\Delta T}{\Delta x}$$

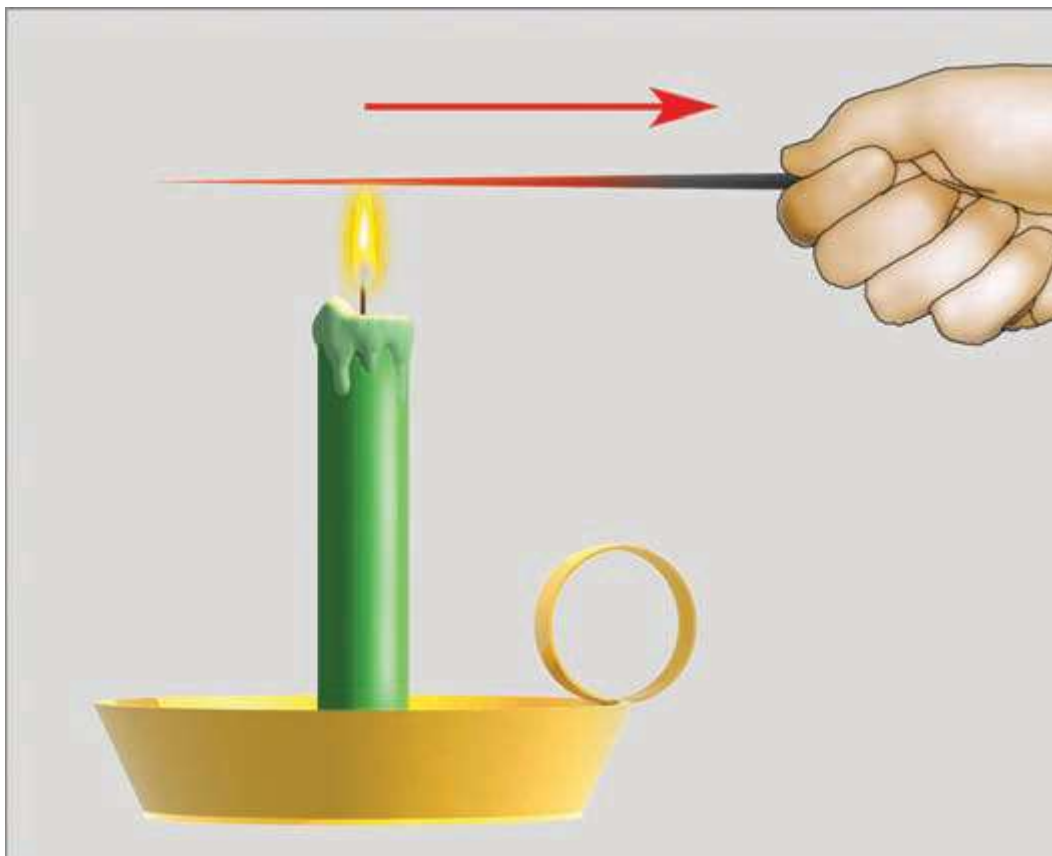
$$\frac{\Delta F_{y \text{ adv}}}{\Delta y} = V \cdot \frac{\Delta T}{\Delta y}$$

$$\frac{\Delta F_{z \text{ adv}}}{\Delta z} = W \cdot \left[\frac{\Delta T}{\Delta z} + \Gamma_d \right]$$



Εισάγεται λόγω κατακόρυφων κινήσεων

Αγωγή



▼ TABLE 2.2 Heat Conductivity* of Various Substances

SUBSTANCE	HEAT CONDUCTIVITY (Watts† per meter per °C)
Still air	0.023 (at 20°C)
Wood	0.08
Dry soil	0.25
Water	0.60 (at 20°C)
Snow	0.63
Wet soil	2.1
Ice	2.1
Sandstone	2.6
Granite	2.7
Iron	80
Silver	427

*Heat (thermal) conductivity describes a substance's ability to conduct heat as a consequence of molecular motion.

†A watt (W) is a unit of power where one watt equals one joule (J) per second (J/s). One joule equals 0.24 calories.

Αγωγή

- k : συντελεστής αγωγιμότητας $k = 2.53 \cdot 10^{-2} \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ για τον αέρα κοντά στην επιφάνεια της θάλασσας.

$$\mathfrak{S}_{z \text{ cond}} = -k \cdot \frac{\Delta T}{\Delta z}$$

- Στην τροπόσφαιρα επειδή ο όρος $\Delta T / \Delta z$ είναι μικρός θεωρούμε ότι η μετάδοση με αγωγή είναι μηδαμινή και λαμβάνεται υπόψη μόνο κοντά στο έδαφος

$$\frac{\Delta F_{x \text{ cond}}}{\Delta x} \approx \frac{\Delta F_{y \text{ cond}}}{\Delta y} \approx \frac{\Delta F_{z \text{ cond}}}{\Delta z} \approx 0$$

- Η αγωγή και η τύρβη συνδέονται άμεσα. Βλέπουμε ότι η τύρβη είναι μηδέν στο έδαφος, όπου αγωγή μπορεί να είναι σημαντική, ενώ η τύρβη είναι υψηλή στα χαμηλά στρώματα της ατμόσφαιρας όπου αγωγή είναι αμελητέα. Για το λόγο αυτό, η ανατάραξη και η αγωγή συνδυάζονται στην ενεργό επιφανειακή τυρβώδη ροή F_H

$$F_H = C_H \cdot M \cdot (\theta_{sfc} - \theta_{air})$$

$$F_H \cong C_H \cdot M \cdot (T_{sfc} - T_{air})$$

Τυρβώδης ροή

- ✓ Κατά την τυρβώδη ροή οι αέριες μάζες κινούνται με ακανόνιστο τρόπο με δίνες διαστάσεων από 2mm ως 2 km.
- ✓ Η κίνηση των μικρών αυτών μαζών δημιουργεί μετάδοση θερμότητας.
- ✓ Η μετάδοση θερμότητας αναλύεται στατιστικά.
- ✓ Σε καλές καιρικές συνθήκες η τύρβη είναι ισχυρή κατά τη διάρκεια της μέρας και μπορεί να προκαλέσει σημαντική μετάδοση θερμότητας στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα.
- ✓ Θεωρούμε ότι οι ροές μεταβάλλονται γραμμικά με το ύψος.
- ✓ Τη νύχτα η τύρβη θεωρείται πολύ πιο χαμηλή σε σχέση με τη μέρα.
- ✓ Η οριζόντια τύρβη αυτοαναιρείται

$$\frac{\Delta F_{x \text{ turb}}}{\Delta x} \approx \frac{\Delta F_{y \text{ turb}}}{\Delta y} \approx 0$$

$$\frac{\Delta F_{z \text{ turb}}}{\Delta z} \approx 0 \quad \text{for } z > z_i, \text{ fair wx (}$$

$$\frac{\Delta F_{z \text{ turb}}}{\Delta z} \approx \frac{F_{z \text{ top}} - F_{z \text{ bottom}}}{z_i} \quad (3.25a)$$

$$\frac{\Delta F_{z \text{ turb}}}{\Delta z} \approx \frac{-1.2 \cdot F_H}{z_i} \quad 0 < z < z_i, \text{ fair wx} \quad (3.25b)$$

Βάθος του
Ατμοσφαιρικού
Οριακού Στρώματος



Τυρβώδης ροή

✓ Σε καλές καιρικές συνθήκες

$$\frac{\Delta F_{z \text{ turb}}}{\Delta z} \approx \frac{F_{z \text{ top}} - F_{z \text{ bottom}}}{z_i} \quad (3.25a)$$

$$\frac{\Delta F_{z \text{ turb}}}{\Delta z} \approx \frac{-1.2 \cdot F_H}{z_i} \quad 0 < z < z_i, \text{ fair wx} \quad (3.25b)$$

$$\frac{\Delta F_{z \text{ turb}}}{\Delta z} \approx 0 \quad \text{for } z > z_i, \text{ fair wx (3.25c)}$$

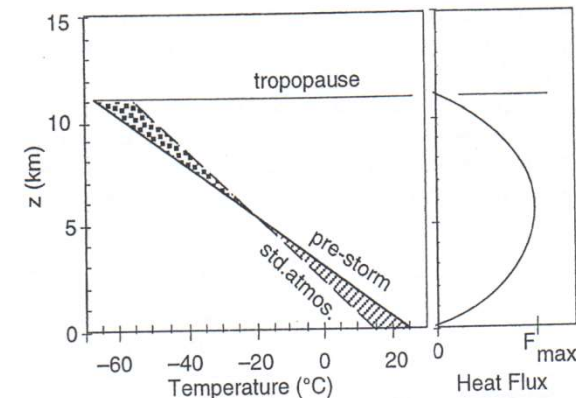
z_i : Βάθος του
Ατμοσφαιρικού
Οριακού Στρώματος

✓ Σε κακές καιρικές συνθήκες

$$\frac{\Delta F_{z \text{ turb}}}{\Delta z} \approx \frac{z_T}{\Delta t} \cdot [\Gamma_{ps} - \Gamma_{sa}] \cdot \left(\frac{1}{2} - \frac{z}{z_T} \right) \quad \text{stormy wx (3.27)}$$

$$\Gamma_{sa} = -\Delta T / \Delta z = +6.5 \text{ K/km}$$

where Δt is the lifetime of the thunderstorms (order of 1 h), and z_T is depth of the troposphere (order of 11 km). The term in square brackets is positive for an unstable pre-storm environment.



Ακτινοβολία στην ατμόσφαιρα

- ✓ Ο αέρας στην τροπόσφαιρα είναι σχετικά αδιαφανής στην ακτινοβολία IR, προκαλώντας απορρόφηση της ακτινοβολίας που εκπέμπεται σε ένα ύψος από το έδαφος σε γειτονικό ύψος και επαεκπομπή πίσω στο πρώτο επίπεδο.
- ✓ Το καθαρό αποτέλεσμα αυτής της πολύ σύνθετης διαδικασίας είναι μια σχετικά μικρή ροή IR εντός του αέρα, και μια σχεδόν μηδενική οριζόντια ροή.
- ✓ Με απουσία νεφών η θέρμανση του αέρα λόγω ηλιακής ακτινοβολίας θεωρείται αμελητέα

$$\frac{\Delta F_{x \text{ rad}}}{\Delta x} \approx \frac{\Delta F_{y \text{ rad}}}{\Delta y} \approx 0$$

$$\frac{\Delta F_{z \text{ rad}}}{\Delta z} \approx -0.1 \text{ to } -0.2 \text{ (K/h)}$$



Εσωτερική πηγή θερμότητας: Λανθάνουσα θερμότητα

- ✓ Το ποσό της λανθάνουσας θερμότητας δίνεται στον αέρα κατά τη διάρκεια της συμπύκνωσης $m_{\text{condensing}}$ μάζας υδρατμών που περιέχονται ήδη στον όγκο της αέριας μάζας m_{air} και είναι:

$$\frac{\Delta S_o}{C_p \cdot \Delta t} = \frac{L_v}{C_p} \cdot \frac{m_{\text{condensing}}}{m_{\text{air}} \cdot \Delta t}$$

Ισοζύγιο ατμόσφαιρας

- ✓ Το καθαρό ισοζύγιο προκύπτει συνδυάζοντας τον πρώτο νόμο θερμοδυναμικής με τους ορισμούς για όλες τις κινηματικές ροές θερμότητας. Η μακρά εξίσωση που προκύπτει μπορεί να είναι απλοποιηθεί για πολλαπλές ατμοσφαιρικές καταστάσεις ως εξής.
 - Υποθέτουμε αμελητέα κάθετη μεταφορά.
 - Υποθέτουμε αμελητέα οριζόντια τυρβώδη ροή.
 - Υποθέτουμε αμελητέα συνεισφορά από αγωγή.
 - Υποθέτουμε αμελητέα άμεση ηλιακή θέρμανση της τροπόσφαιρας.

$$\left. \frac{\Delta T}{\Delta t} \right|_{x,y,z} = - \underbrace{\left[U \cdot \frac{\Delta T}{\Delta x} + V \cdot \frac{\Delta T}{\Delta y} \right]}_{\text{advection}} \underbrace{-0.1 \frac{\text{K}}{\text{h}}}_{\text{radiation}}$$

$$\underbrace{-\frac{\Delta F_{z \text{ turb}}(\theta)}{\Delta z}}_{\text{turbulence}} + \underbrace{\frac{L_v}{C_p} \cdot \frac{m_{\text{condensing}}}{m_{\text{air}} \cdot \Delta t}}_{\text{latent heat}}$$



Ισοζύγιο θερμότητας στην επιφάνεια

- ✓ Κατά τη διάρκεια της μέρας η καθαρή εισροή θερμότητας ακτινοβολίας στην επιφάνεια εξισορροπείται από την αισθητή θερμότητα από το έδαφος στον αέρα, την λανθάνουσα μεταφορά θερμότητας που συνδέονται με την εξάτμιση από την επιφάνεια, και της μοριακής ροής θερμότητας λόγω αγωγής μέσα στο έδαφος. Τη νύχτα, οι ροές αντιστρέφονται.

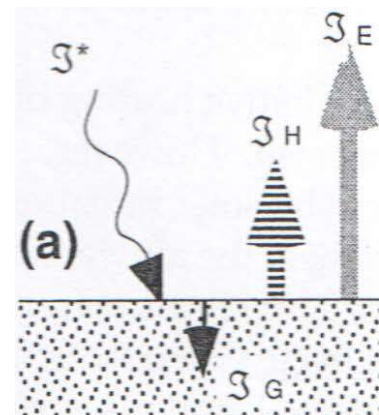
$$-F^* = F_H + F_E - F_G$$

- ✓ Μια καλή προσέγγιση είναι:

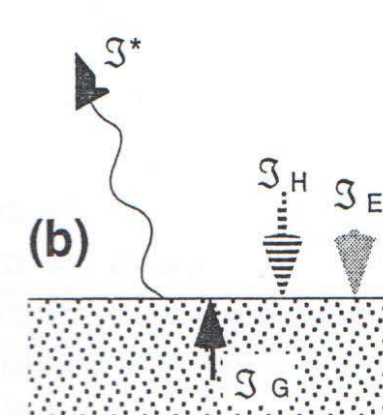
$$\mathcal{S}_G \approx X \cdot \mathcal{S}^*$$

$$F_G \approx X \cdot F^*$$

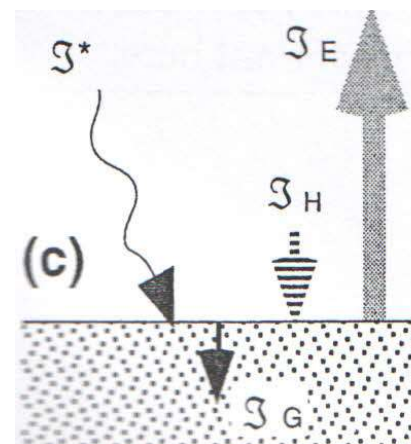
Με $X=0.1$ τη μέρα και 0.3 τη νύχτα.



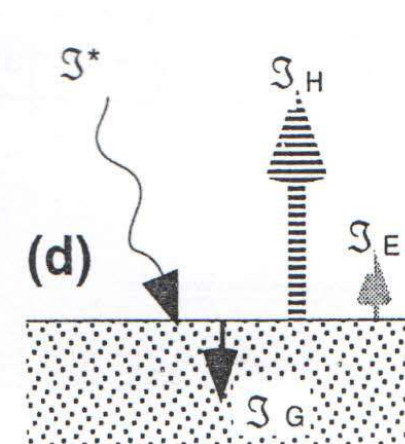
Επιφάνεια με φυτά τη μέρα



Επιφάνεια με φυτά τη νύχτα



Ψυχρή και υγρή επιφάνεια ημέρα



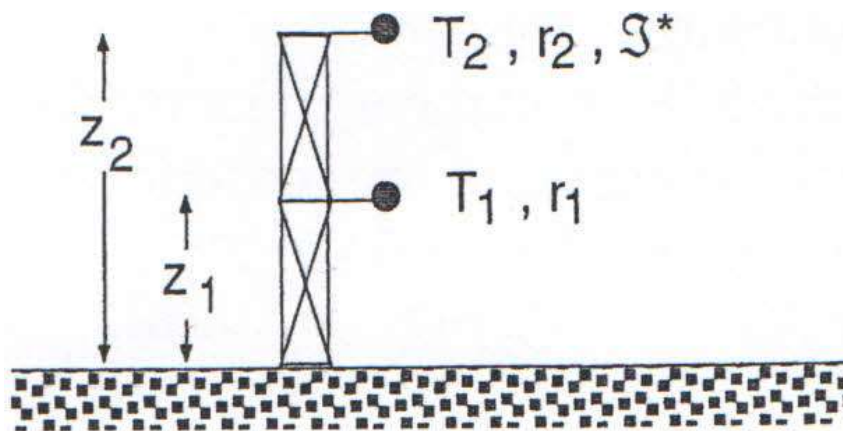
Έρημος

Λόγος BOWEN

- ✓ Λόγος αισθητής προς λανθάνουσα θερμότητα.
- ✓ Συνήθεις τιμές είναι 0.1 για τη θάλασσα, 0.5 για βλάστηση, 5 πάνω από ξηρές περιοχές και 10 πάνω από την έρημο.

$$B = \frac{\mathcal{S}_H}{\mathcal{S}_E} = \frac{F_H}{F_E} \quad B = \gamma \cdot \frac{\Delta\theta}{\Delta r}$$

- ✓ Τρόποι μέτρησης

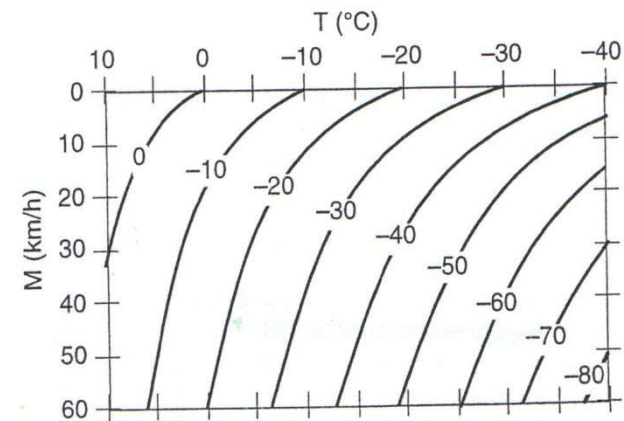


Δείκτες θερμικής άνεσης

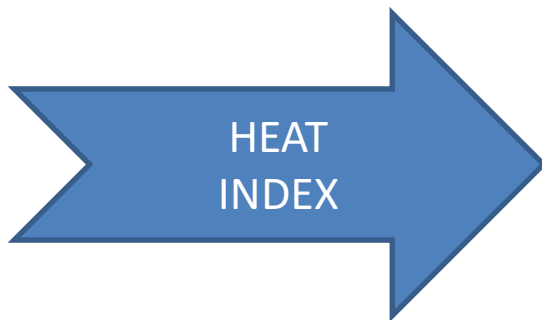
$$T_{wind\ chill} = T_{skin} - \left(\frac{M + M_o}{M_o} \right)^{0.21} \cdot (T_{skin} - T_{air}) \quad (3.4)$$

✓ Όπου $T_{skin} = 33^{\circ}\text{C}$, και $M_o = 2 \text{ m/s}$ η μέση ταχύτητα ανθρώπου που περπατά.

Table 3-1. Wind-chill temperatures ($^{\circ}\text{C}$).							
Wind Speed		Air Temperature ($^{\circ}\text{C}$)					
km/h	m/s	10	0	-10	-20	-30	-40
0	0.0	10	0	-10	-20	-30	-40
10	2.8	5	-7	-19	-31	-43	-55
20	5.6	3	-11	-24	-37	-50	-64
30	8.3	1	-14	-28	-42	-56	-70
40	11.1	-1	-16	-31	-46	-61	-75
50	13.9	-3	-18	-33	-49	-64	-80
60	16.7	-4	-20	-36	-52	-68	-84



Δείκτες θερμικής άνεσης



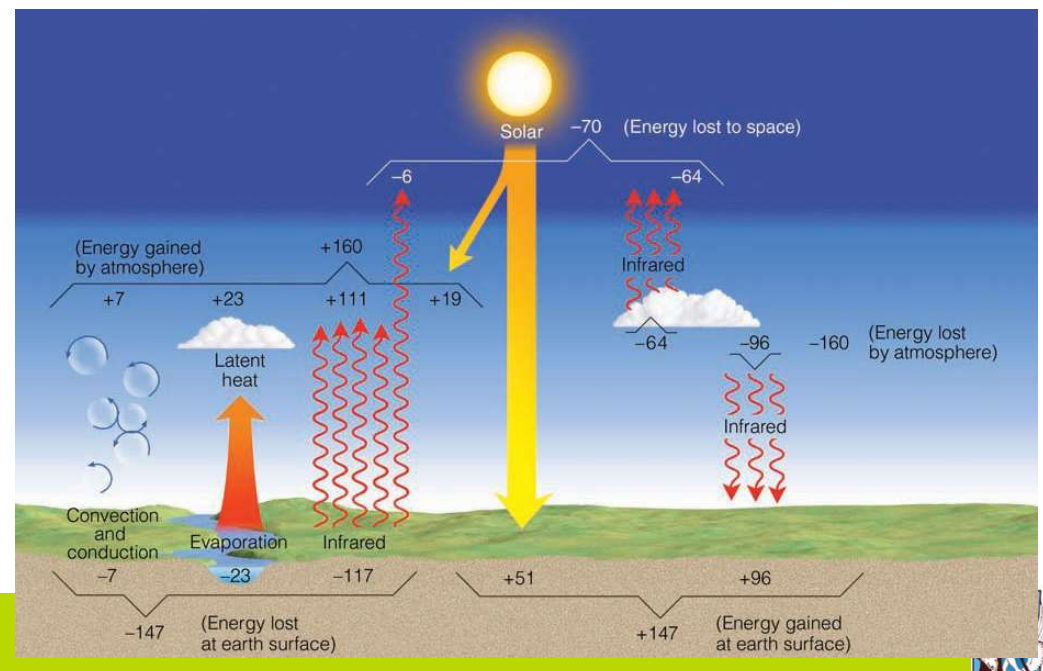
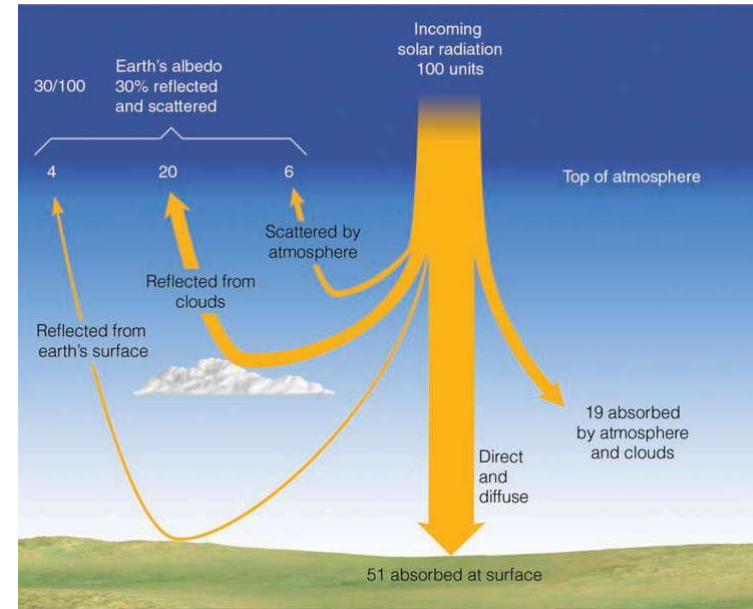
$$\begin{aligned} \text{HI or AT} = & 16.923 + ((1.85212 \cdot 10^{-1}) \cdot T) \\ & + (5.37941 \cdot \text{RH}) \\ & - ((1.00254 \cdot 10^{-1}) \cdot T \cdot \text{RH}) \\ & + ((9.41695 \cdot 10^{-3}) \cdot T^2) \\ & + ((7.28898 \cdot 10^{-3}) \cdot \text{RH}^2) \\ & + ((3.45372 \cdot 10^{-4}) \cdot T^2 \cdot \text{RH}) \\ & - ((8.14971 \cdot 10^{-4}) \cdot T \cdot \text{RH}^2) \\ & + ((1.02102 \cdot 10^{-5}) \cdot T^2 \cdot \text{RH}^2) \\ & - ((3.8646 \cdot 10^{-5}) \cdot T^3) \\ & + ((2.91583 \cdot 10^{-5}) \cdot \text{RH}^3) \\ & + ((1.42721 \cdot 10^{-6}) \cdot T^3 \cdot \text{RH}) \\ & + ((1.97483 \cdot 10^{-7}) \cdot T \cdot \text{RH}^3) \\ & - ((2.18429 \cdot 10^{-8}) \cdot T^3 \cdot \text{RH}^2) \\ & + ((8.43296 \cdot 10^{-10}) \cdot T^2 \cdot \text{RH}^3) \\ & - ((4.81975 \cdot 10^{-11}) \cdot T^3 \cdot \text{RH}^3) . \end{aligned}$$

Δείκτες θερμικής άνεσης

- ✓ Δείκτης Ισχύος Αποψύξεως (Cooling Power, CP) εκφράζει το ρυθμό της απώλειας θερμότητας από την επιφάνεια του σώματος που διατηρείται στη θερμοκρασία των 36.5°C όταν η επιφάνεια αυτή εκτεθεί στον ατμοσφαιρικό αέρα και είναι ένα μέτρο της ικανότητας του αέρα να αυξάνει την απώλεια θερμότητας από ένα ανθρώπινο σώμα.
- ✓ Ο δείκτης Αναμενόμενης Μέσης Αποδοχής (Predicted Mean Vote, PMV) είναι ένας δείκτης συσχέτισης μεταξύ της θερμικής άνεσης και του θερμικού αισθήματος. Ο δείκτης αυτός περιγράφεται με μια μαθηματική σχέση που συνδέει τα επίπεδα δραστηριότητας, ρουχισμού και περιβαλλοντικών παραμέτρων και ο προσδιορισμός του έγινε μετά από ανάλυση ενός μεγάλου αριθμού δεδομένων.
- ✓ Ο δείκτης Φυσιολογικής Ισοδύναμης Θερμοκρασίας (Physiological Equivalent Temperature, PET) δίνει την θερμοκρασία σε βαθμούς Κελσίου του εξωτερικού περιβάλλοντος όταν το ισοζύγιο θερμότητας είναι πανομοιότυπο με αυτό ενός εσωτερικού χώρου. Ο δείκτης αυτός υπολογίζεται από τη μέση θερμοκρασία ακτινοβολίας, την θερμοκρασία αέρα, την ταχύτητα του ανέμου και την σχετική υγρασία.
- ✓ Ο δείκτης Κανονικής Ενεργού Θερμοκρασίας (Standard Effective Temperature, SET*) συγκρίνει την φυσιολογική κατάσταση ενός ατόμου με ένα περιβάλλον αναφοράς.

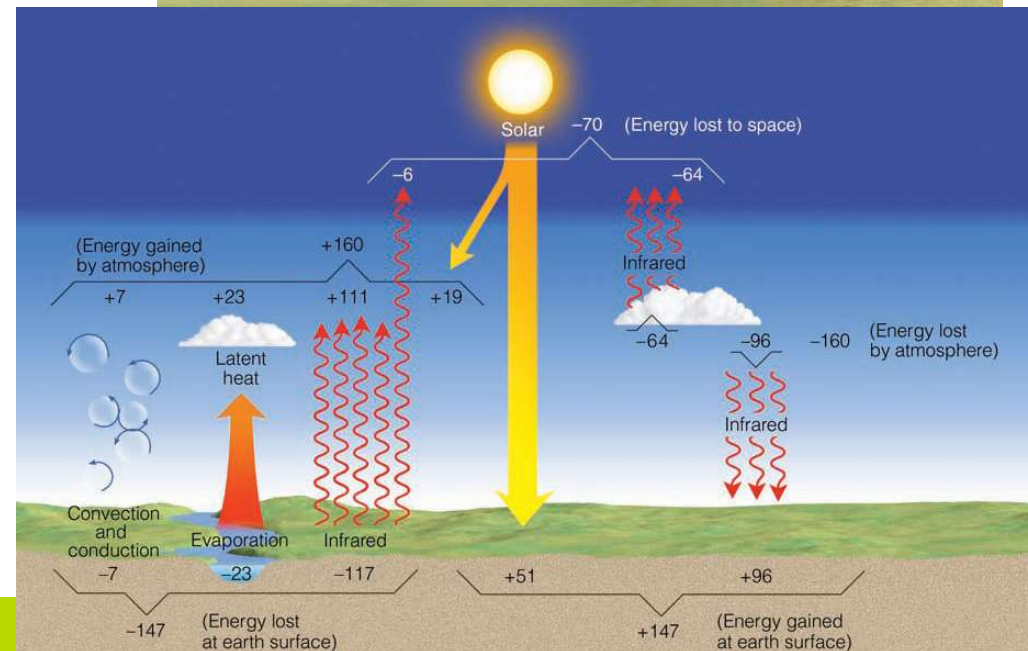
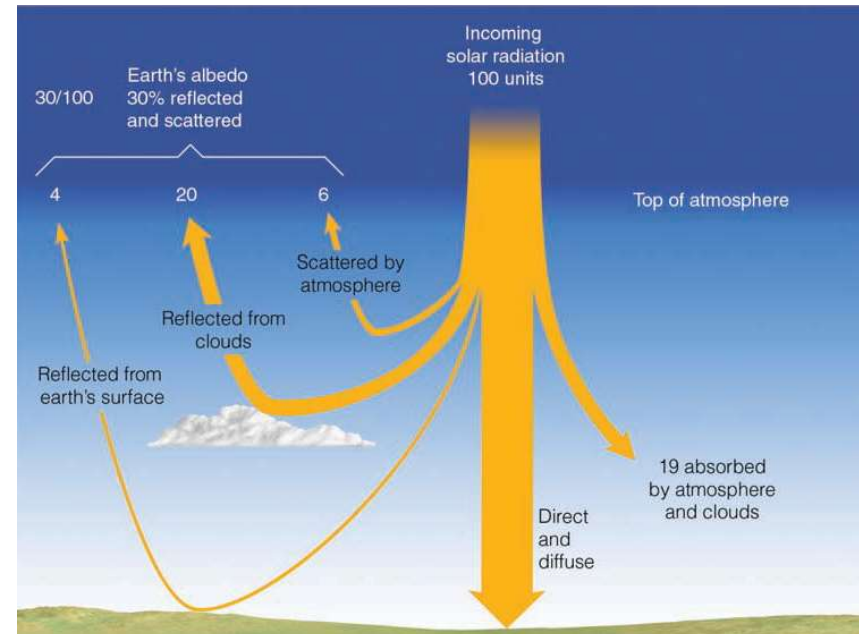
Ισοζύγιο γης - ατμόσφαιρας

- ✓ Από τις 51 μονάδες που απορροφούνται από τη γη, οι 23 δαπανώνται για εξάτμιση και οι 7 για αγωγή και μεταφορά. Μένουν μόνο 21 μονάδες για ακτινοβολία όμως βλέπουμε πως η γη εκπέμπει 117 μονάδες. Πως εξηγείται το φαινόμενο?
- ✓ Από αυτές τις 117 μόνο οι 6 διαφεύγουν στο διάστημα. Οι υπόλοιπες 111 παραμένουν στην ατμόσφαιρα και το μεγαλύτερο μέρος τους 96 μονάδες επανεκπέμπεται στη γη. Η γη λαμβάνει τη διπλάσια υπέρυθρη ακτινοβολία από την ατμόσφαιρα σε σχέση με την ηλιακή ακτινοβολία.



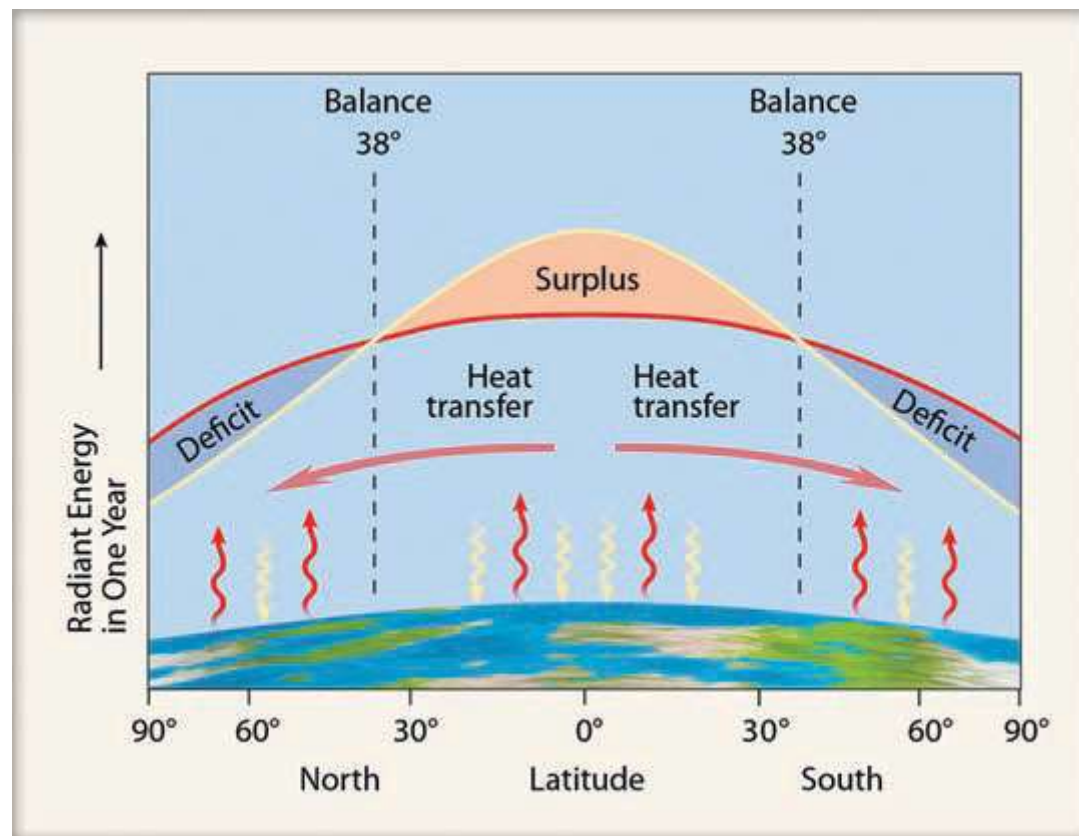
Ισοζύγιο γης - ατμόσφαιρας

- ✓ Η εισερχόμενη ενέργεια (160 μονάδες) στην ατμόσφαιρα ισοσκελίζει την εξερχόμενη.
- ✓ Σε ετήσια βάση η ενέργεια της γης (51) και της ατμόσφαιρας (19) ισοσκελίζει αυτή που χάνεται στην ατμόσφαιρα (70).
- ✓ Σε όρους μετάδοσης θερμότητας με ακτινοβολία: Η γη δέχεται 147 και αποβάλλει 117. Συνεπώς έχει ένα πλεόνασμα 30 μονάδες. Η ατμόσφαιρα δέχεται 130 (111 από γη και 19 από ήλιο) και χάνει 160. Άρα έχει έλλειμμα 30 μονάδες που προσφέρονται με τη μορφή λανθάνουσας θερμότητας και αγωγής.
- ✓ Η ισορροπία διατηρείται σε ετήσια βάση από έτος σε έτος και δεν θεωρείται σημαντική η μικρή διαφοροποίηση από έτος σε έτος.

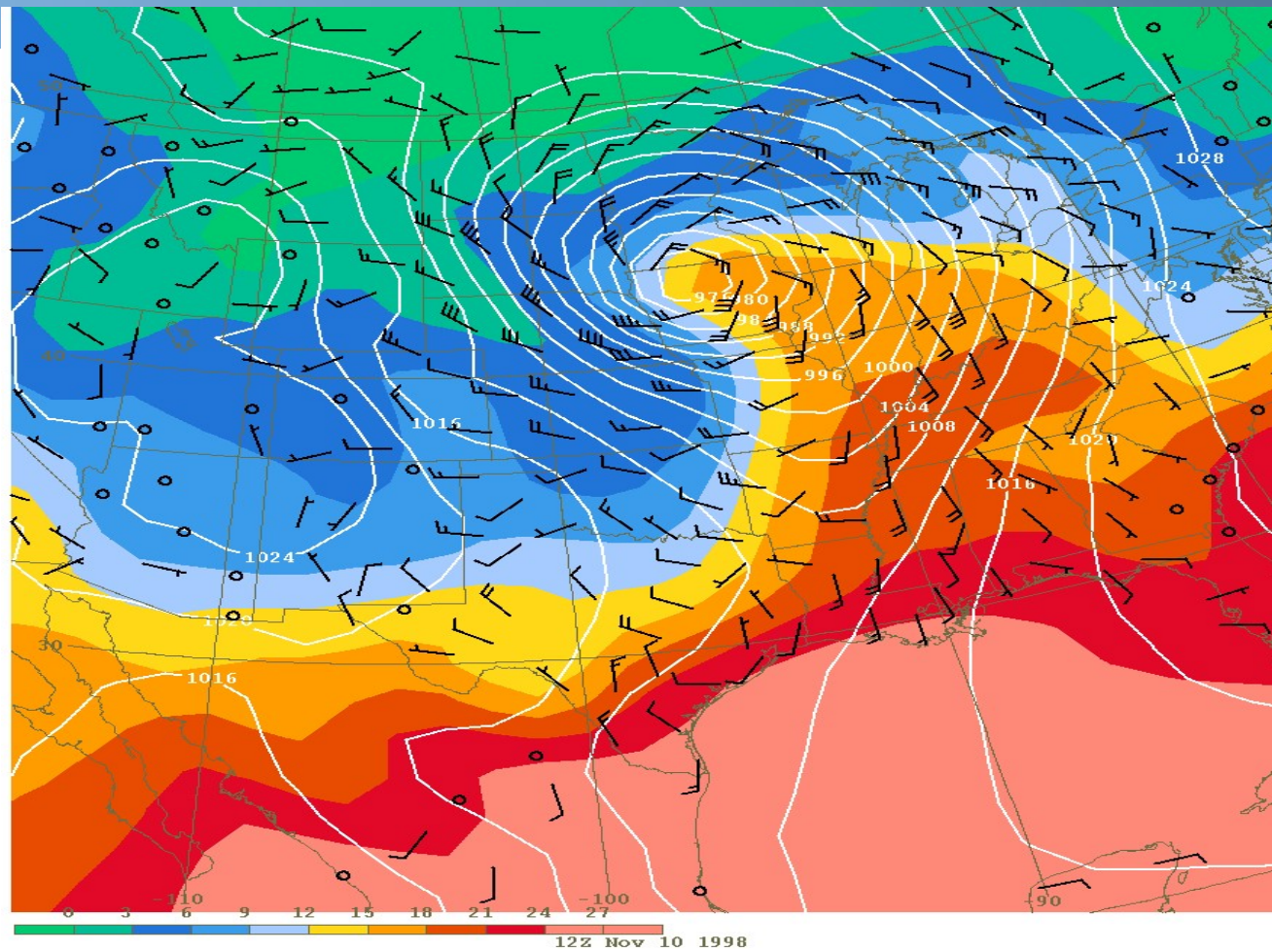


Μεταβολές ισοζυγίου με το γεωγραφικό πλάτος

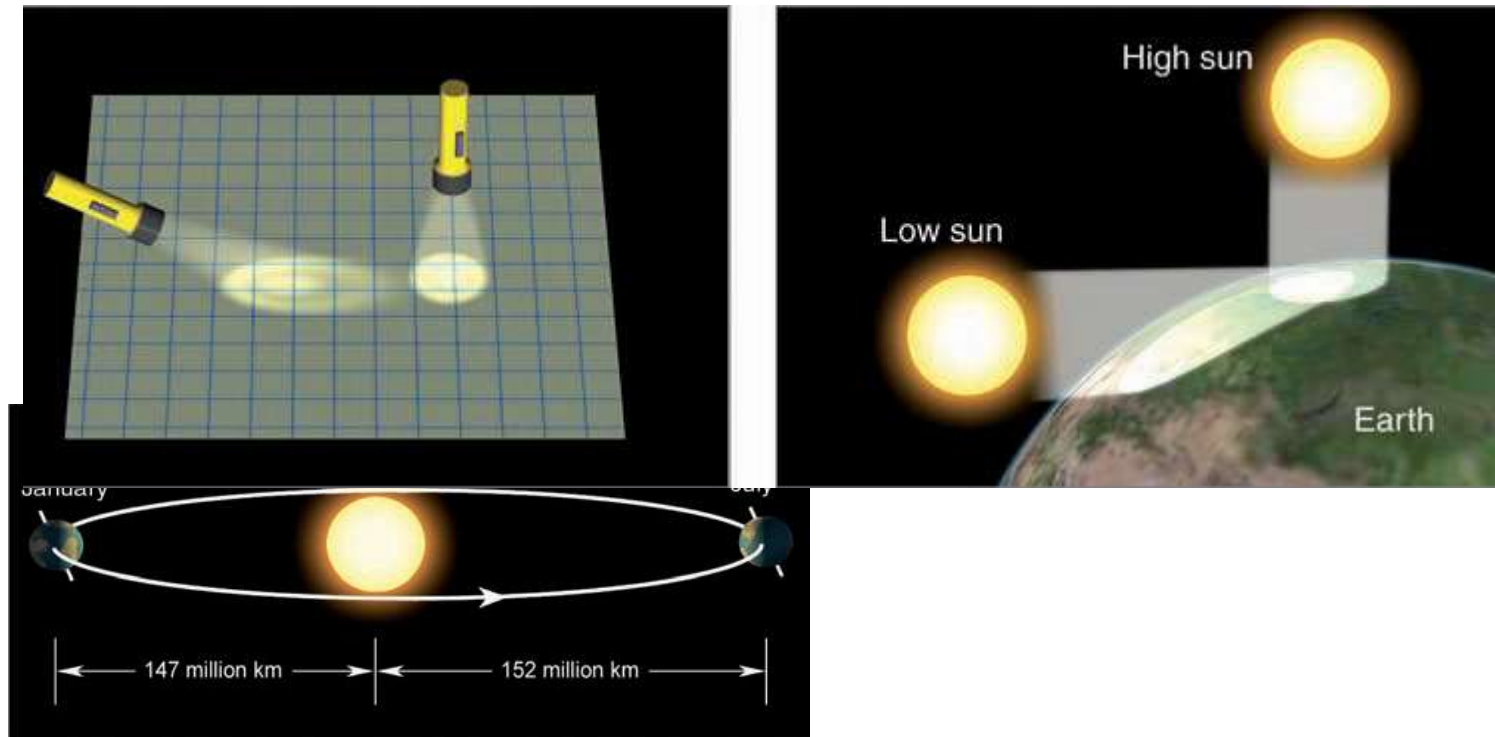
- ✓ Στα μικρά γεωγραφικά πλάτη παρατηρείται έλλειμμα ενέργειας ενώ στα μεγάλα πλεόνασμα



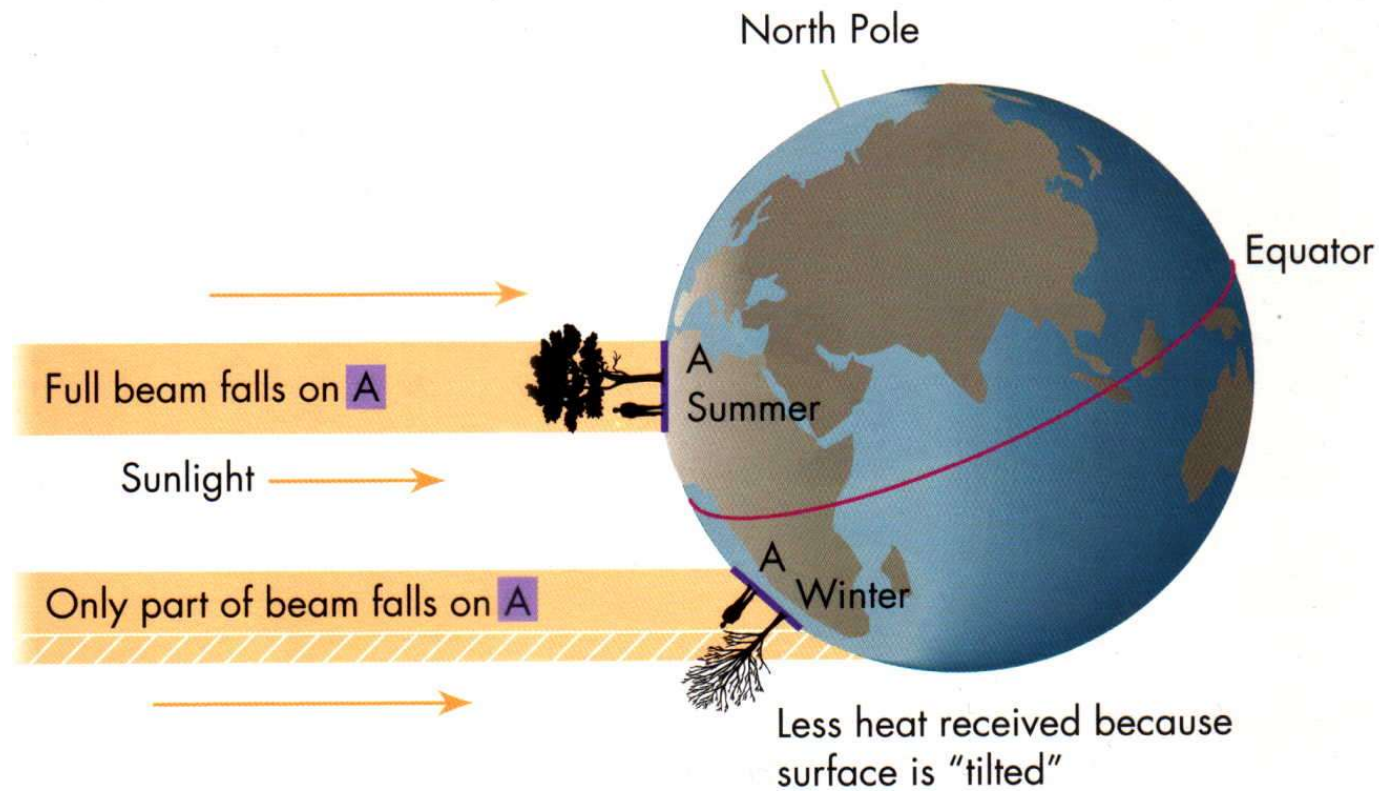
Μεταβολές θερμοκρασίας

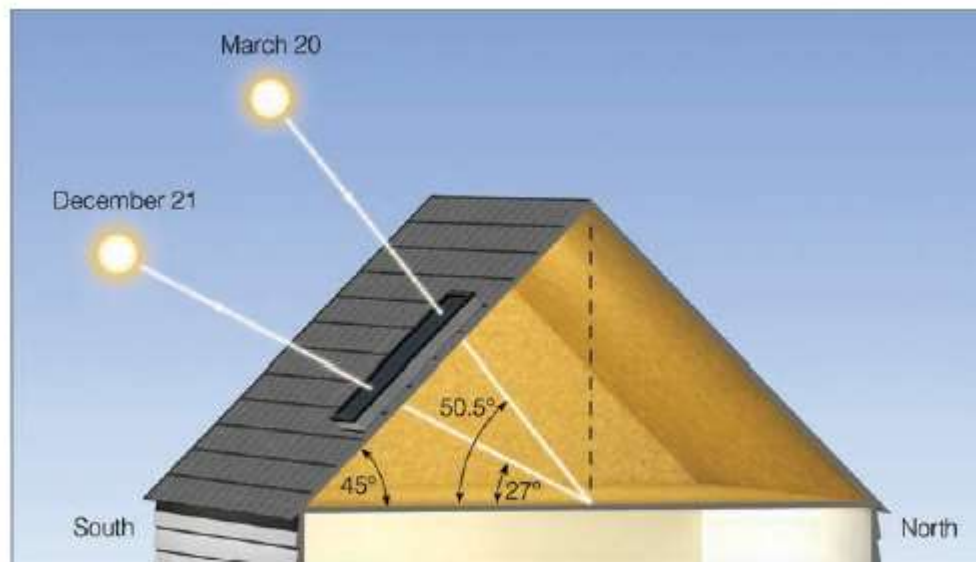


Εποχιακές μεταβολές



Διακυμάνσεις λόγω γ.π.

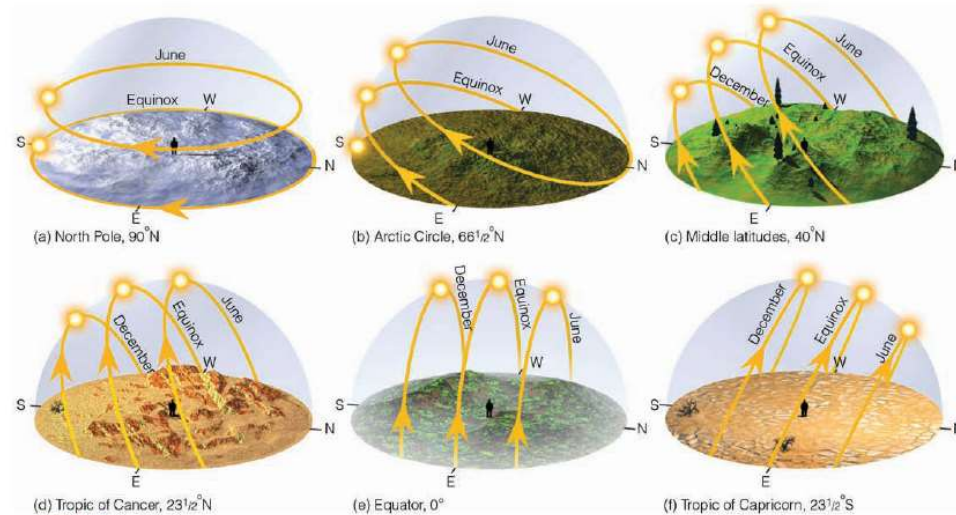




● **FIGURE 2** The roof of a solar-heated home constructed in Denver, Colorado, at an angle of 45° absorbs the sun's energy in midwinter at nearly right angles.

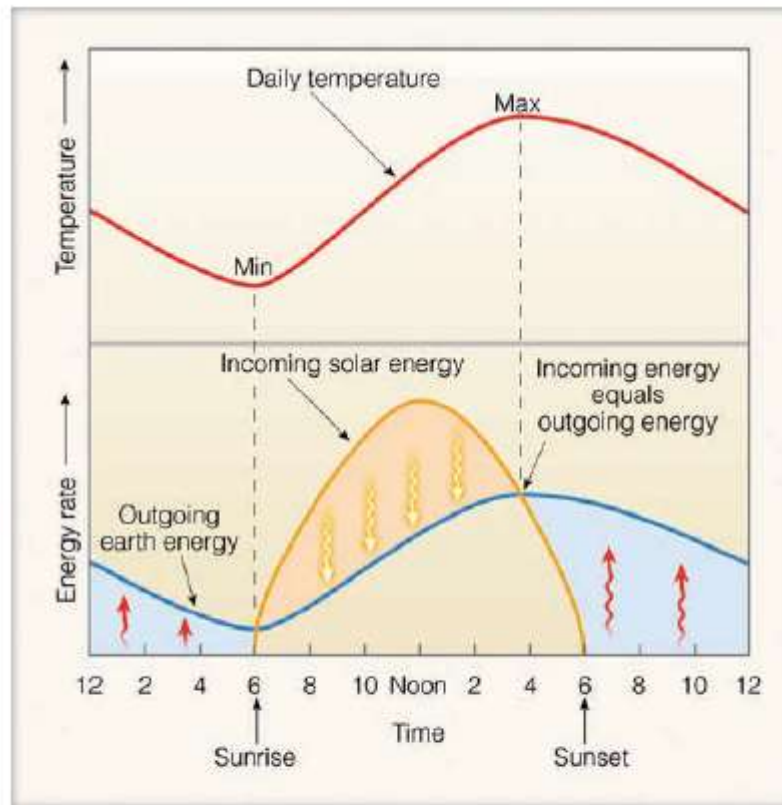
▼ **TABLE 3.1** Length of Time from Sunrise to Sunset for Various Latitudes on Different Dates in the Northern Hemisphere

LATITUDE	MARCH 20	JUNE 21	SEPT. 22	DEC. 21
0°	12 hr	12.0 hr	12 hr	12.0 hr
10°	12 hr	12.6 hr	12 hr	11.4 hr
20°	12 hr	13.2 hr	12 hr	10.8 hr
30°	12 hr	13.9 hr	12 hr	10.1 hr
40°	12 hr	14.9 hr	12 hr	9.1 hr
50°	12 hr	16.3 hr	12 hr	7.7 hr
60°	12 hr	18.4 hr	12 hr	5.6 hr
70°	12 hr	2 months	12 hr	0 hr
80°	12 hr	4 months	12 hr	0 hr
90°	12 hr	6 months	12 hr	0 hr



● **FIGURE 3.8** The apparent path of the sun across the sky as observed at different latitudes on the June solstice (June 21), the December solstice (December 21), and the equinox (March 20 and September 22).

Ημερήσιες μεταβολές



● **FIGURE 3.13** The daily variation in air temperature is controlled by incoming energy (primarily from the sun) and outgoing energy from the earth's surface. Where incoming energy exceeds outgoing energy (orange shade), the air temperature rises. Where outgoing energy exceeds incoming energy (blue shade), the air temperature falls.

Ακραίες τιμές θερμοκρασίας αέρα

▼ TABLE 1 Some Record High Temperatures Throughout the World

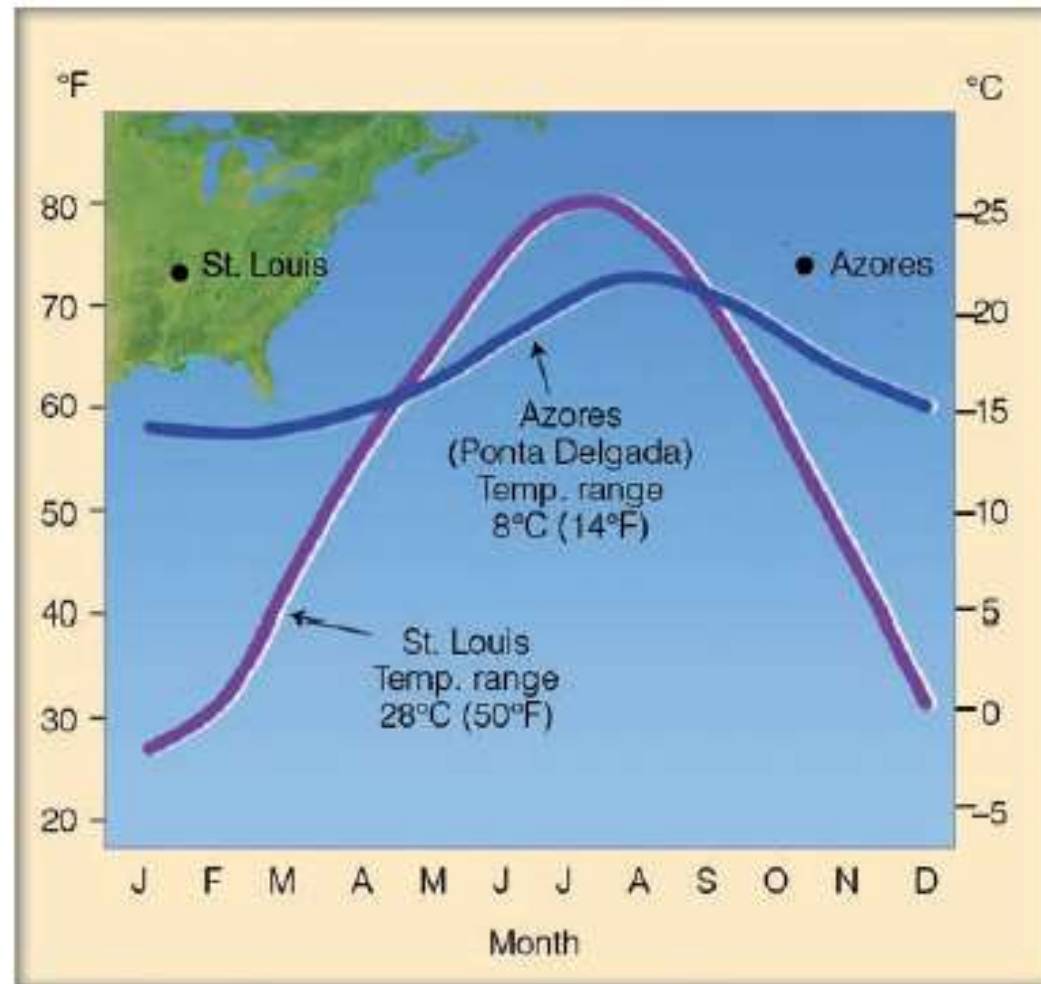
LOCATION (LATITUDE)	RECORD HIGH TEMPERATURE (°C) (°F)		RECORD FOR:	DATE
El Azizia, Libya (32°N)	58	136	The world	September 13, 1922
Death Valley, Calif. (36°N)	57	134	Western Hemisphere	July 10, 1913
Tirat Tsvi, Israel (32°N)	54	129	Middle East	June 21, 1942
Cloncurry, Queensland (21°S)	53	128	Australia	January 16, 1889
Seville, Spain (37°N)	50	122	Europe	August 4, 1881
Rivadavia, Argentina (35°S)	49	120	South America	December 11, 1905
Midale, Saskatchewan (49°N)	45	113	Canada	July 5, 1937
Fort Yukon, Alaska (66°N)	38	100	Alaska	June 27, 1915
Pahala, Hawaii (19°N)	38	100	Hawaii	April 27, 1931
Esparanza, Antarctica (63°S)	14	58	Antarctica	October 20, 1956



© Mike Whittier

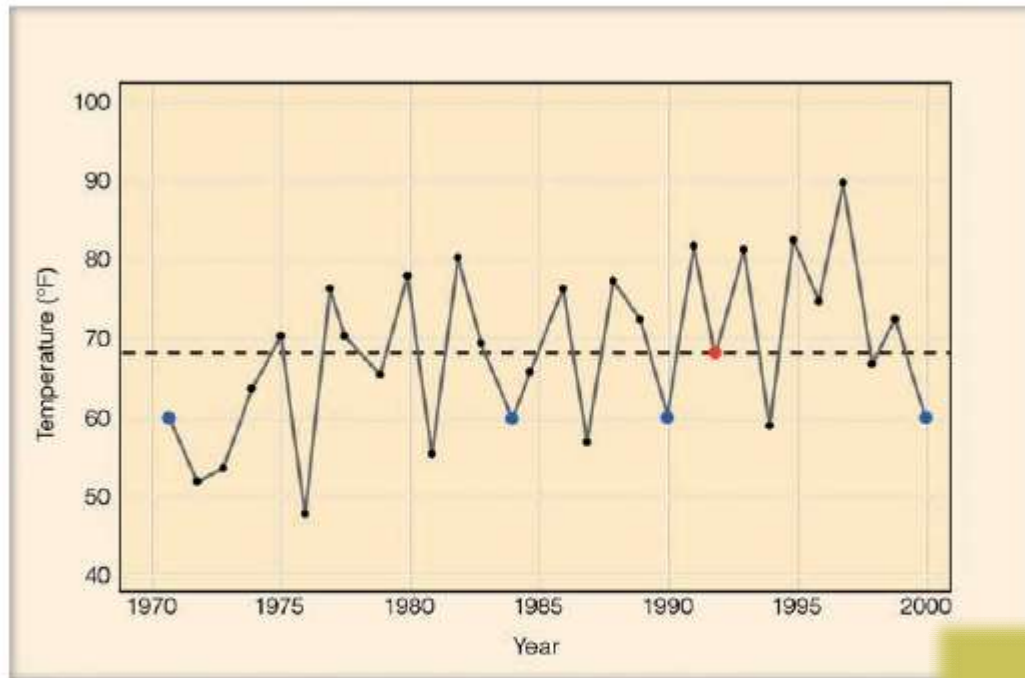
● FIGURE 3 The hottest place in North America, Death Valley, California, where the air temperature reached 57°C (134°F).

Μηνιαίες μεταβολές

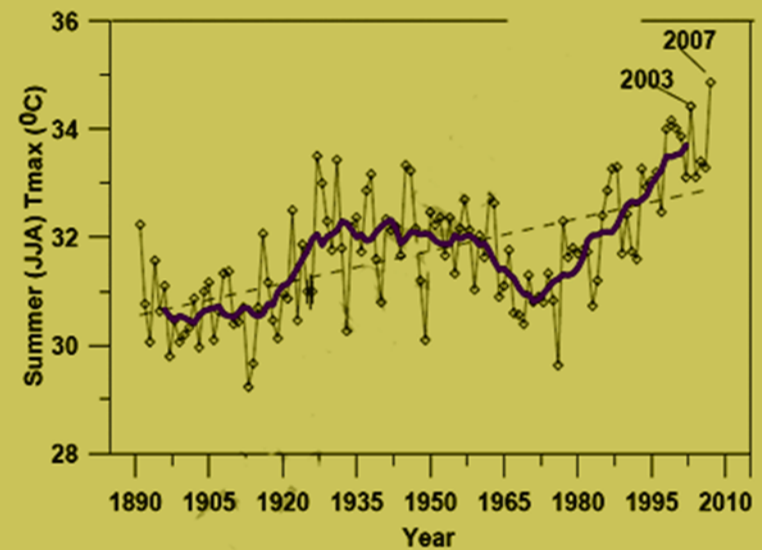


● **FIGURE 3.24** Monthly temperature data and annual temperature range for St. Louis, Missouri, a city located near the middle of a continent and Ponta Delgada, a city located in the Azores in the Atlantic Ocean.

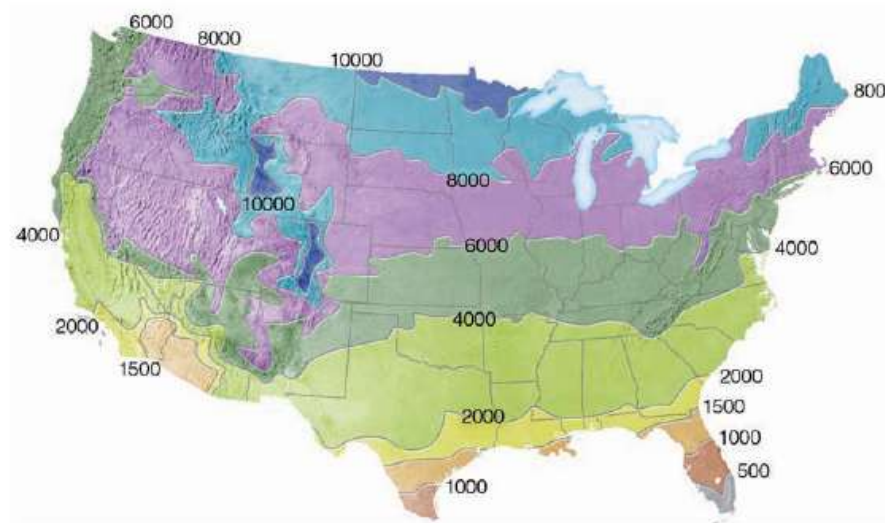
Χρονοσειρές μετρήσεων



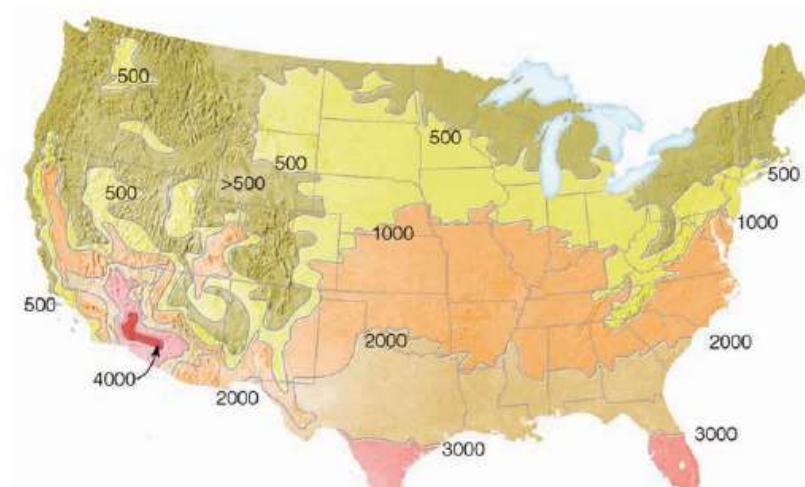
● **FIGURE 4** The high temperature measured (for 30 years) on March 15 in a city in the southwestern United States. The dashed line represents the *normal* temperature for the 30-year period.



Υπολογισμός αναγκών θέρμανσης και ψύξης



• **FIGURE 3.26**
Mean annual total heating degree-days
across the United States (base 65°F).



• **FIGURE 3.27**
Mean annual total cooling degree-days
across the United States (base 65°F).

Αξιολόγηση θερμοκρασίας

- ✓ Απολύτως μέγιστη ($T_{\max}$) και ελάχιστη ($T_{\min}$) τιμή της θερμοκρασίας του αέρα που σημειώνεται σε μια περιοχή για μια δεδομένη περίοδο (24ωρο, μήνας, έτος).
- ✓ Μέση ημερήσια τιμή της θερμοκρασίας.
- ✓ Μέση μηνιαία θερμοκρασία
- ✓ Μέση ετήσια θερμοκρασία.
- ✓ Ημερήσιο Θερμομετρικό Εύρος (ΗΘΕ). Αυτό ορίζεται σαν η διαφορά ανάμεσα στην μέγιστη και ελάχιστη τιμή της θερμοκρασίας στο 24ώρο $\text{Η.Θ.Ε.} = T_{\max} - T_{\min}$.
- ✓ Ετήσιο Θερμομετρικό Εύρος (ΕΘΕ). Αυτό ορίζεται σαν η διαφορά της μέσης θερμοκρασίας του αέρα του ψυχρότερου μήνα από τη μέση θερμοκρασία του θερμότερου μήνα, που σημειώνονται μέσα στο έτος. $\text{Ε.Θ.Ε.} = T_{\text{mo(θερμότερου)}} - T_{\text{mo(ψυχρότερου)}}$
- ✓ Ημέρα μερικού παγετού ή ημέρα ολικού παγετού
- ✓ Περίοδος ελεύθερη παγετού
- ✓ Ισόθερμες καμπύλες