



N.K.U.A. - Department of Science

Psachna, Euboea - Euripus Campus

Φυσική Περιβάλλοντος :

“Ασκήσεις ... μαθημάτων”

Καθ. Μιχάλης Γρ Βραχόπουλος

Energy and Environmental Research Laboratory



Άσκηση 1^η

Να προσδιορισθεί η θερμική εκπομπή ανά μονάδα επιφανείας σε σώμα με επιφανειακή θερμοκρασία. Ο παράγοντας εκπομπής είναι 1,0,, 0,8,, 0,6,, 0,4 και 0,2 αντίστοιχα.

Εξίσωση Stefan Boltzmann: $Q = \epsilon \sigma T^4 \text{ W/m}^2$

ϵ : παράγοντας εκπομπής,

σ : Σταθερά Stefan Boltzmann = $5,67 \cdot 10^8 \text{ W/m}^2\text{K}^4$

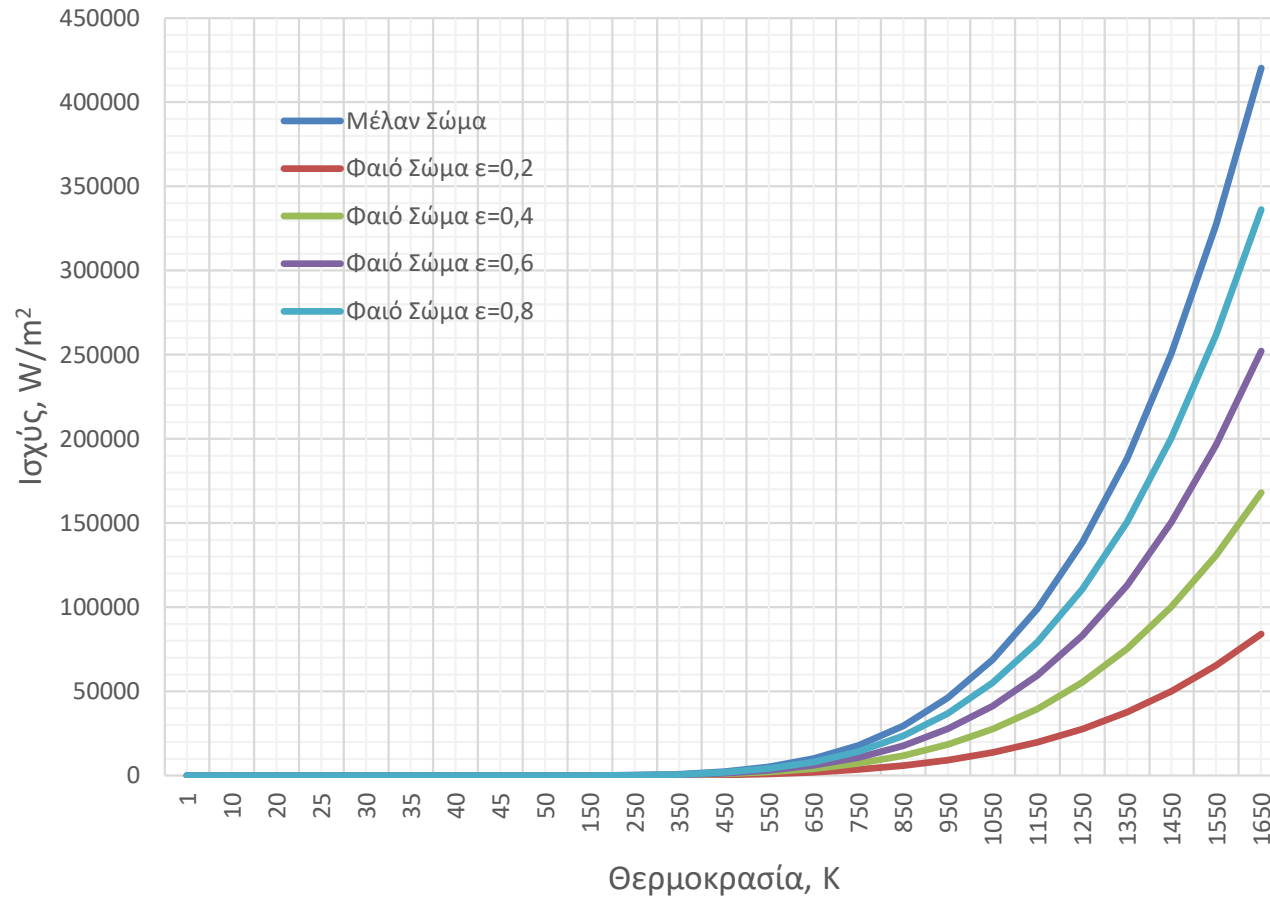
T : Θερμοκρασία (K)

Θερμοκρασία σώματος 15°C και αντίστοιχα 5800°C , παράγοντας εκπομπής 0,8 & 0,6 αντίστοιχα

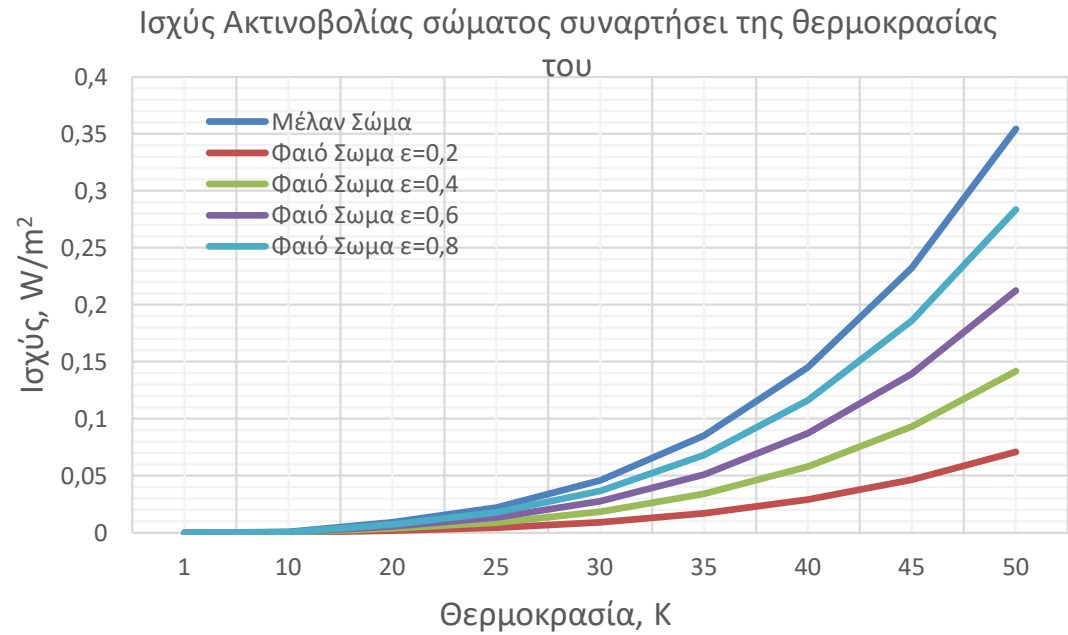
Λύση

Διάγραμμα από 1 έως 1650 K

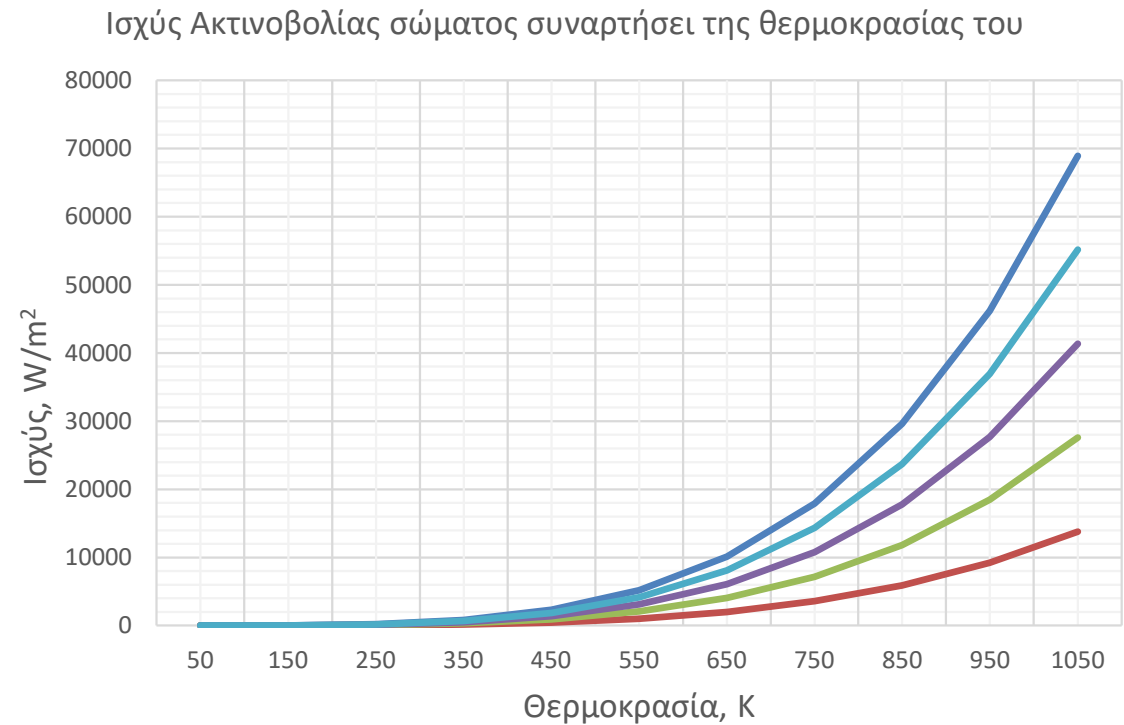
Ισχύς Ακτινοβολίας σώματος συναρτήσει της θερμοκρασίας



Διάγραμμα από 1 έως 50 K



Διάγραμμα από 50 έως 1050 K



Άσκηση 2^η

Με χρήση της εξίσωσης Planck, να προσδιοριστεί η ένταση της ακτινοβολίας εκπομπής σωμάτων συναρτήσει του μήκους κύματος και της επιφανειακής τους θερμοκρασίας.

Λύση

Εξίσωση Planck: $B_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left\{ e^{\frac{hc}{\lambda k_B T}} - 1 \right\}}$ $\text{W/m}^2\mu\text{m}$

k_B η σταθερά Boltzmann ($=1,37 \cdot 10^{-23} \text{J/grad}$)

c η ταχύτητα του φωτός, $299.792.458 \text{ m/s}$

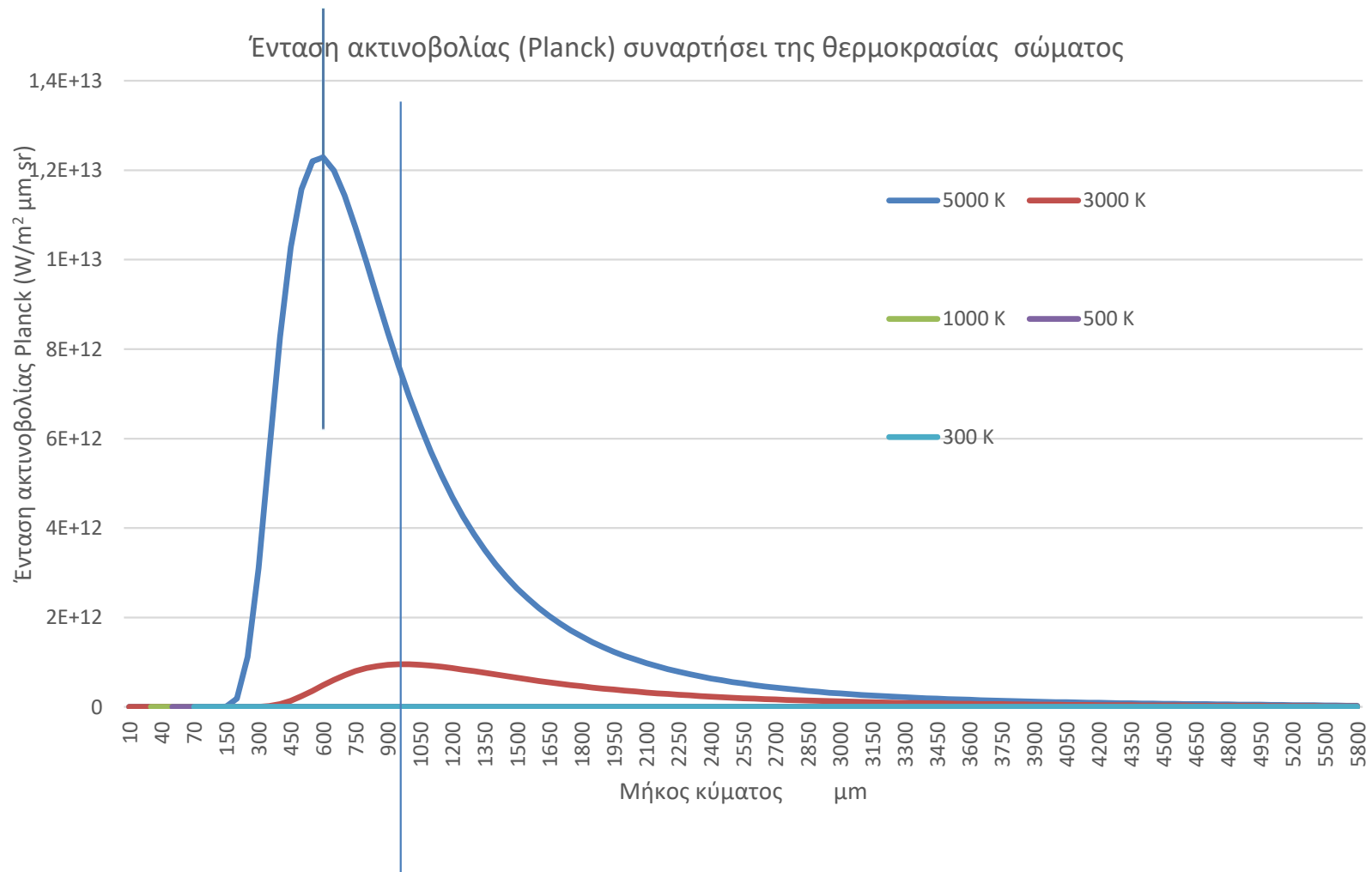
h η σταθερά του Planck ($=6,6261 \cdot 10^{-34} \text{Js}$)

λ

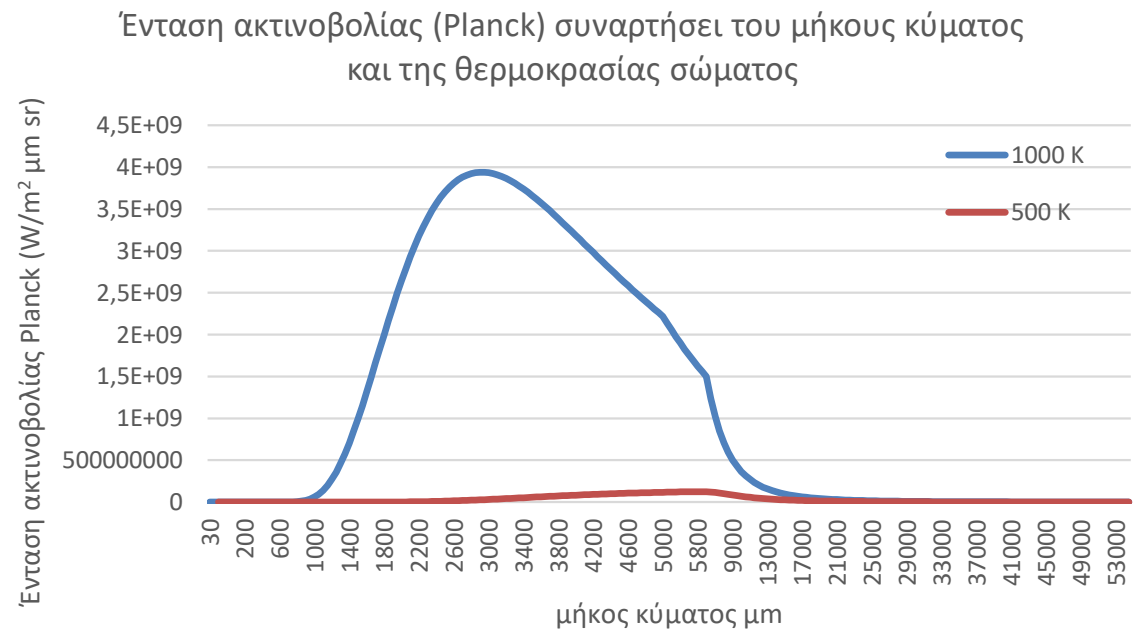
μήκος κύματος, m

Μήκος κύματος $\lambda = 600\mu\text{m}$ και $950\mu\text{m}$ αντίστοιχα

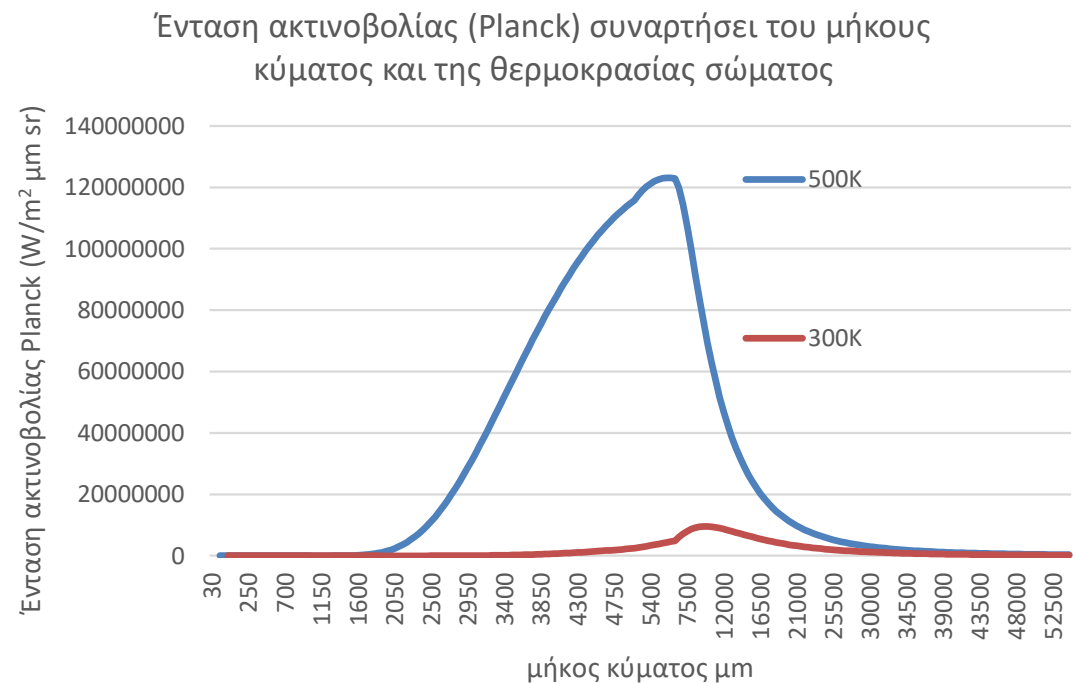
Διάγραμμα – θερμοκρασία 5000K έως 300 K



Διάγραμμα – θερμοκρασία 1000K έως 500 K



Διάγραμμα – θερμοκρασία 500K έως 300 K



Να λυθεί:

Με χρήση της εξίσωσης Planck, να προσδιοριστεί το μέγιστο μήκος κύματος στο οποίο η ένταση της ακτινοβολίας εκπομπής σωμάτων είναι $2 \cdot 10^9$ συναρτήσει της επιφανειακής τους θερμοκρασίας.

Σημείωση να σαρωθούν οι θερμοκρασίες και να βρεθεί αυτή στην οποία παρουσιάζεται αυτό το μέγιστο μήκος κύματος

Άσκηση 3^η

Αέρια μάζα κινείται πάνω απ' την Ελλάδα με ταχύτητα 40km/h, ενώ παρατηρείται οριζόντια θερμοβαθμίδα 10K/100km.

Εάν στα Ιωάννινα ένας θερμογράφος δείχνει μεταβολή της θερμοκρασίας κατά -5K/h να προσδιοριστεί η μεταβολή της θερμοκρασίας στις αέριας μάζας.

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + v \cdot \nabla T \dots \dots \dots$$

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + v_i \left(\frac{\partial T}{\partial x} i + \frac{\partial T}{\partial y} j + \frac{\partial T}{\partial z} k \right)$$

Λύση

Ο θερμογράφος μετρά με τοπική παράγωγο $\partial T/\partial t = -5K/h$, η διεύθυνση λαμβάνεται μονοδιάστατη δηλαδή μόνο ως προς τη διεύθυνση x , συνεπώς, $\partial T/\partial y = 0$ & $\partial T/\partial z = 0$

$$\frac{DT}{Dt} = -5^\circ C/h + v_i \left(\frac{\partial T}{\partial x} i + \frac{\partial T}{\partial y} j \right)$$

$$\frac{DT}{Dt} = -5 K(^{\circ}C)/h + v \cdot \frac{\partial T}{\partial x}$$

Η υλική παράγωγος

$$\frac{DT}{Dt} = -5 \text{ K}(\text{°C})/h + \mathbf{v} \cdot \frac{\partial T}{\partial \mathbf{x}}$$

Ο δεύτερος όρος του δευτέρου μέλους της εξίσωσης είναι:

$$\mathbf{v} \cdot \frac{\partial T}{\partial \mathbf{x}} = 40 \text{ km}/h \cdot \frac{10 \text{ K}}{100 \text{ km}} = 4 \text{ K}/h$$

Επομένως η υλική παράγωγος λαμβάνει τη τιμή

$$\frac{DT}{Dt} = -5 \frac{\text{K}}{h} + 4 \frac{\text{K}}{h} = -1 \frac{\text{K}}{h}$$

Να λυθεί:

Αέρια μάζα κινείται πάνω απ' την Ελλάδα με ταχύτητα 30km/h , ενώ παρατηρείται οριζόντια θερμοβαθμίδα $8\text{K}/100\text{km}$.

Εάν στο Βόλο ένας θερμογράφος δείχνει μεταβολή της θερμοκρασίας κατά -4K/h να προσδιοριστεί η μεταβολή της θερμοκρασίας στις αέριες μάζες.

Άσκηση 4^η

Αεροπλάνο κινείται προς τα νότια. Όταν βρίσκεται πάνω από την Πάτρα, σημειώνεται μεταβολή της θερμοκρασίας $-3(^{\circ}\text{C})/\text{h}$. Η ταχύτητα του αεροπλάνου είναι $300\text{km}/\text{h}$.

Πεδίο παραλλήλων ισοθέρμων με διεύθυνση από δυτικά προς ανατολικά, παρουσιάζει οριζόντια θερμοβαθμίδα $5\text{K}/100\text{km}$. Να υπολογιστεί η μεταβολή της θερμοκρασίας που σημειώνεται στην Πάτρα.

Λύση

.... Ζητείται η τοπική παράγωγος $\partial T/\partial t$, ενώ δίνεται η υλική παράγωγός DT/Dx

ΣΥΝΕΠΩΣ:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{DT}{Dt} + \mathbf{v} \cdot \nabla T =$$
$$= +\frac{3^{\circ}\text{C}}{h} - \frac{300\text{km}}{h} * \frac{5^{\circ}\text{C}}{100\text{km}} = 12\frac{^{\circ}\text{C}}{h}$$

$$\mathbf{v} \cdot \frac{\partial T}{\partial x} = 300\frac{\text{km}}{h} \cdot \frac{5\text{K}}{100\text{km}} = 15\frac{\text{K}}{h}$$

$$-\frac{DT}{Dt} = -(12\frac{\text{K}}{h} - 15\frac{\text{K}}{h}) = -(-\frac{3^{\circ}\text{C}}{h})$$

Να λυθεί:

Αεροπλάνο κινείται προς τα νότια. Όταν βρίσκεται πάνω από την Θεσσαλονίκη, σημειώνεται μεταβολή της θερμοκρασίας $-4(^{\circ}\text{C})/\text{h}$. Η ταχύτητα του αεροπλάνου είναι $250\text{km}/\text{h}$.

Πεδίο παραλλήλων ισοθέρμων με διεύθυνση από δυτικά προς ανατολικά, παρουσιάζει οριζόντια θερμοβαθμίδα $4\text{K}/100\text{km}$. Να υπολογιστεί η μεταβολή της θερμοκρασίας που σημειώνεται στην Θεσσαλονίκη.

Άσκηση 5^η

Βρείτε το μέσο ύψος των ισοβαρικών σταθμών, 1000, 925, 850, 700, 500hPa.
Για περίπτωση ξηρής ατμόσφαιρας.

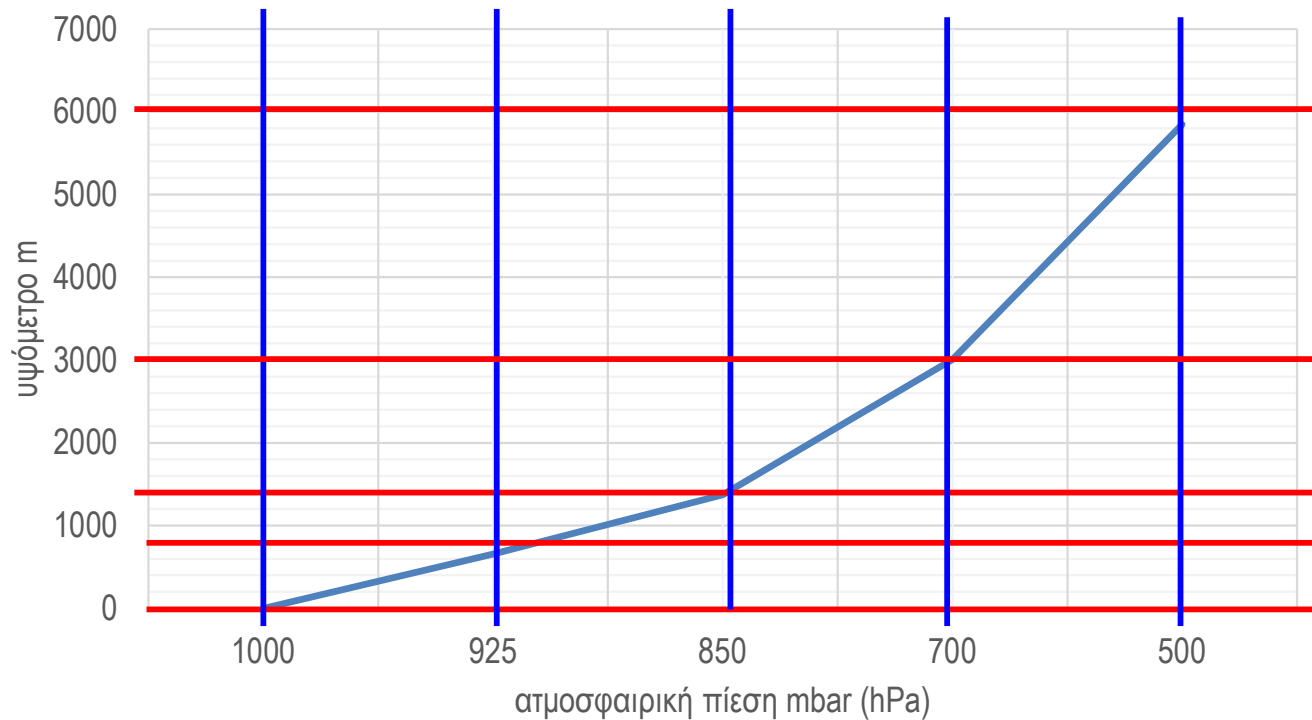
Δίδεται: $R=287\text{J/kgK}$, $T=15^\circ\text{C}$

$$\Delta z = -RT \ln \frac{P_1}{P_0}$$

Λύση

$$\Delta z = -RT \ln \frac{P_1}{P_0} = -287 \cdot (273,15 + 15) \cdot \ln \left(\frac{P_1}{1000} \right)$$

καθ υψομετρο μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης στην ξηρή ατμόσφαιρα



$$p_1 = 1000, 925, 850, 700, 500 \text{ hPa.}$$

Να λυθεί:

Βρείτε την πίεση που μετράται σε σταθμούς σε διάφορα μέσα υψόμετρα, 250, 500, 750, 1000, 1250 και 1500m.

Για περίπτωση ξηρής ατμόσφαιρας.

Δίδεται: $R=287\text{J/kgK}$, $T=15^\circ\text{C}$

$$p_1 = p_0 \cdot e^{-\Delta z/RT} \dots\dots \Delta z = -RT \cdot \ln\left(\frac{p_1}{p_0}\right)$$

Άσκηση 6^η

Έστω ότι ο πραγματικός άνεμος πνέει ($\alpha=$) 30° δεξιότερα από τον γεωστροφικό άνεμο. Αν ο γεωστροφικός άνεμος έχει ένταση ($|\nabla g| =$) 20 ms^{-1} , να βρεθεί ο ρυθμός μεταβολής του ανέμου.

Δίνεται η παράμετρος Coriolis $f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

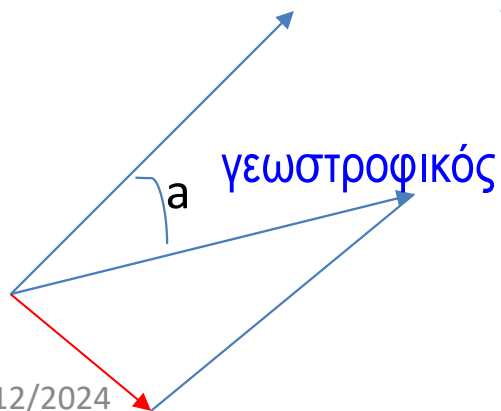
Λύση

$$\frac{DV}{Dt} = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \frac{\partial p}{\partial s}$$

$$\frac{\partial p}{\partial s} = |\nabla p| \cdot \sin(a)$$

$$|\nabla p| = \rho \cdot f \cdot |\nabla g|$$

$$\Rightarrow \frac{DV}{Dt} = -\left(\frac{1}{\rho}\right) \rho \cdot f \cdot |\nabla g| \cdot \sin(a) = -f \cdot |\nabla g| \cdot \sin(a)$$
$$\Rightarrow \frac{DV}{Dt} = -10^{-4} \cdot 20 \cdot \sin(30^\circ) = -10^{-4} \cdot 20 \cdot \frac{1}{2} = -10^{-3} \text{ m/s}^2$$



Να λυθεί:

Έστω ότι ο πραγματικός άνεμος πνέει ($\alpha=$) 20° δεξιότερα από τον γεωστροφικό άνεμο. Αν ο γεωστροφικός άνεμος έχει ένταση ($|\nabla g|$) $=25 \text{ ms}^{-1}$, να βρεθεί ο ρυθμός μεταβολής του ανέμου.

Δίνεται η παράμετρος Coriolis $f=2 \cdot 10^{-3} \text{ s}^{-1}$.

$$\frac{DV}{Dt} = - \left(\frac{1}{\rho} \right) \frac{\partial p}{\partial s}$$

$$\frac{\partial p}{\partial s} = |\nabla p| \cdot \sin(\alpha)$$

$$|\nabla p| = \rho \cdot f \cdot |\nabla g|$$

Άσκηση 7^η

Η θερμοκρασία σε ένα σημείο 50 km βορειότερα από έναν σταθμό είναι **3°C ψυχρότερη** σε σχέση με τον σταθμό. Αν ο άνεμος πνέει από βορειοανατολικές διευθύνσεις με ένταση 20 m s^{-1} και ο αέρας θερμαίνεται λόγω ακτινοβολίας με ρυθμό 1°C h^{-1} , να εκτιμηθεί η τοπική μεταβολή της θερμοκρασίας στη θέση του σταθμού.

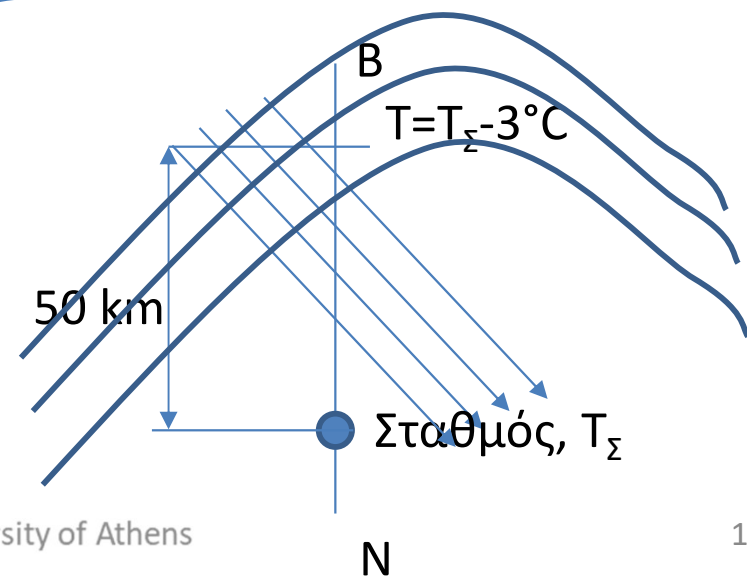
Λύση

$$\frac{DT}{Dt} = Q = 1^\circ\text{C}/h$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{DT}{Dt} - V \cdot \nabla T$$

$$V \cdot \nabla T = 20 \text{ m/s} \cdot \frac{\left[\frac{3^\circ\text{C}}{5 \cdot 10^4 \text{ m}} \right]}{\sqrt{2}} = 8,47 \cdot 10^{-4} \text{ }^\circ\text{C(K)}/s = 3,05 \text{ K}/h$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = 1^\circ\text{C}/h - 3,05^\circ\text{C}/h = -2,05^\circ\text{C}/h$$



Να λυθεί:

Η θερμοκρασία σε ένα σημείο 40 km βορειότερα από έναν σταθμό είναι 3°C θερμότερη σε σχέση με τον σταθμό. Αν ο άνεμος πνέει από βορειοδυτικές διευθύνσεις με ένταση 15 ms⁻¹ και ο αέρας θερμαίνεται λόγω ακτινοβολίας με ρυθμό 1,5°C h⁻¹, να εκτιμηθεί η τοπική μεταβολή της θερμοκρασίας στη θέση του σταθμού.

$$\frac{DT}{Dt} = \frac{\partial T}{\partial t} + V \cdot \nabla T$$

Άσκηση 8^η

Η επιφανειακή πίεση μειώνεται προς τα ανατολικά με ρυθμό 3 hPa/180 km. Ένα πλοίο κινείται προς τα ανατολικά με ταχύτητα 10 kmh⁻¹ και μετρά πτώση της πίεσης 1 hPa/3h.

Να υπολογιστεί η μεταβολή της πίεσης σε ένα νησί από το οποίο διέρχεται το πλοίο και απέχει 60km.

Λύση

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{Dp}{Dt} - V \cdot \nabla p$$

$$\frac{\partial p}{\partial y} = \frac{\partial p}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{Dp}{Dt} - V \cdot \frac{\partial p}{\partial x}$$

$$\frac{Dp}{Dt} = -\left(\frac{1}{3}\right) hPa/h$$

$$V \cdot \frac{\partial p}{\partial x} = 10 km/h \cdot \frac{-3}{180} hPa/km$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} = -\left(\frac{1}{3}\right) hPa/h - 10 km/h \cdot \frac{-3}{180} hPa/km = \frac{1}{6} hPa/h$$

$$\text{για } 6h \dots \dots = -1 hPa/6h$$

Άσκηση 9^η

Ένα πλοίο ταξιδεύει προς τον βορρά με ταχύτητα 10 kmh^{-1} . Η επιφανειακή πίεση αυξάνεται προς τα βορειοδυτικά με ρυθμό $0,05 \text{ hPa/km}^{-1}$. Ποιος είναι ο ρυθμός μεταβολής της πίεσης με τον χρόνο σε ένα σταθμό σε κοντινό νησί, εάν η πίεση επάνω στο πλοίο μειώνεται με ρυθμό 1 hPa/3h ;

Λύση

Σε σχέση με την 8, αλλάζει η διεύθυνση μεταβολής της πίεσης, προς τα βορειοδυτικά υπάρχει απόκλιση με γωνία 45° και:

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{Dp}{Dt} - V \cdot \nabla p$$
$$\frac{Dp}{Dt} = -\left(\frac{1}{3}\right) \text{hPa}/h$$
$$V \cdot \nabla p = |V| \cdot |\nabla p| \cdot \cos \alpha$$
$$\frac{\partial p}{\partial t} = -\left(\frac{1}{3}\right) \text{hPa}/h - 10 \text{ km}/h \cdot 0,05 \text{ hPa}/\text{km} \cdot \left(\frac{1}{\sqrt{2}}\right) = \frac{2}{3} \text{ hPa}/h$$

για $3h \dots \dots = -2 \text{ hPa}/3h$

Να λυθεί:

Η επιφανειακή πίεση μειώνεται προς τα δυτικά με ρυθμό 4 hPa/240 km. Ένα πλοίο κινείται προς τα δυτικά με ταχύτητα 15 kmh⁻¹ και μετρά πτώση της πίεσης 1,5 hPa/3h.

A) Να υπολογιστεί η μεταβολή της πίεσης σε ένα νησί από το οποίο διέρχεται το πλοίο και απέχει 60km.

B) Εάν η επιφανειακή πίεση μειώνεται προς τα νοριοδυτικά και όχι προς τα δυτικά, με τον ίδιο ρυθμό, επίσης να υπολογιστεί η μεταβολή της πίεσης στο νησί.

$$\frac{\partial p}{\partial t} = \frac{Dp}{Dt} - V \cdot \nabla p$$

$$V \cdot \nabla p = |V| \cdot |\nabla p| \cdot \cos \alpha$$

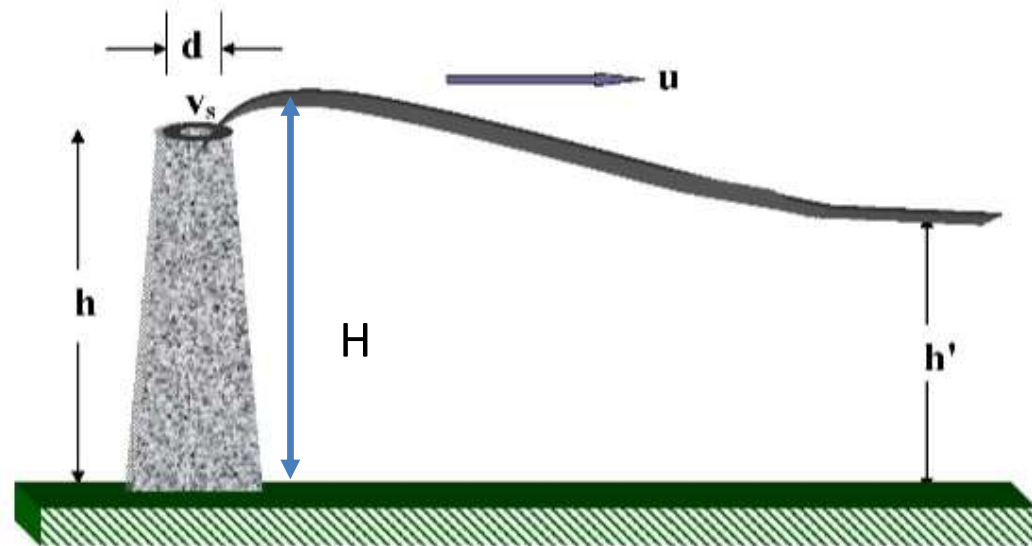
Άσκηση 10^η

Θύσανος καμινάδας ύψους 100m και διαμέτρου 20m έχει ταχύτητα $v_s=5\text{m/s}$ και θερμοκρασία 300K. Ο θύσανος υψώνεται σε ήρεμη ξηρή ατμόσφαιρα θερμοκρασίας 295K με $\theta_T/\theta_z=0$. Πόσο είναι η τελική ανύψωση του θύσανου αν η ταχύτητα του ανέμου είναι $u=4\text{m/s}$ στην κορυφή της καμινάδας;

Λύση

ήρεμη ξηρή ατμόσφαιρα: Ευστάθεια, ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ .

h	100m
d	20m
v_s	5m/s
T_s	300K
T_{env}	295K
θ_T/θ_z	0
u	4m/s
Γ	0,01K/m
g	9,81m/s ²



Λύση

ήρεμη ξηρή ατμόσφαιρα: Ευστάθεια, ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ .

$$\frac{v_s}{u} = \frac{5}{4} = 1,25 \text{ ύπαρξη κατωρεύματος}$$

$T_s \sim T$: συνθήκες Ευστάθειας

$$h' = h + 2 \cdot d \cdot \left[\left(\frac{v_s}{u} \right) - 1,5 \right] = 100m + 2 \cdot 20m \cdot (-0,25) = 100m - 10m = 90m$$

$$s = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) = \frac{9,81 \frac{m}{s^2} \cdot 0,01 \frac{K}{m}}{295K} = 3,325 \cdot 10^4 s^{-2}$$

$$H = h' + 1,5 \cdot \left[\left(\frac{v_s^2 d^2 T}{4T_s u} \right) \right]^{\frac{1}{3}} s^{-\frac{1}{6}} =$$

$$= 90 + 1,5 \cdot \left[\left(\frac{5^2 20^2 295}{4 \cdot 300 \cdot 5} \right) \right]^{\frac{1}{3}} (3,325 \cdot 10^{-4})^{-\frac{1}{6}} = 90 + 1,5 \cdot 8,5 \cdot 3,8 = 138,5m$$

Να λυθεί:

Θύσανος καμινάδας ύψους 90m και διαμέτρου 10m έχει ταχύτητα 8m/s και θερμοκρασία 27°C. Ο θύσανος υψώνεται σε ήρεμη ξηρή ατμόσφαιρα θερμοκρασίας 22°C με $\theta T/\theta z=0,5$. Πόσο είναι η τελική ανύψωση του θυσάνου αν η ταχύτητα του ανέμου είναι 5m/s στην κορυφή της καμινάδας; ($\Gamma=0,01K/m$)

$$h' = h + 2 \cdot d \cdot \left[\left(\frac{v_s}{u} \right) - 1,5 \right]$$

$$s = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)$$

$$H = h' + 1,5 \cdot \left[\left(\frac{v_s^2 d^2 T}{4T_s u} \right) \right]^{\frac{1}{3}} s^{-\frac{1}{6}}$$

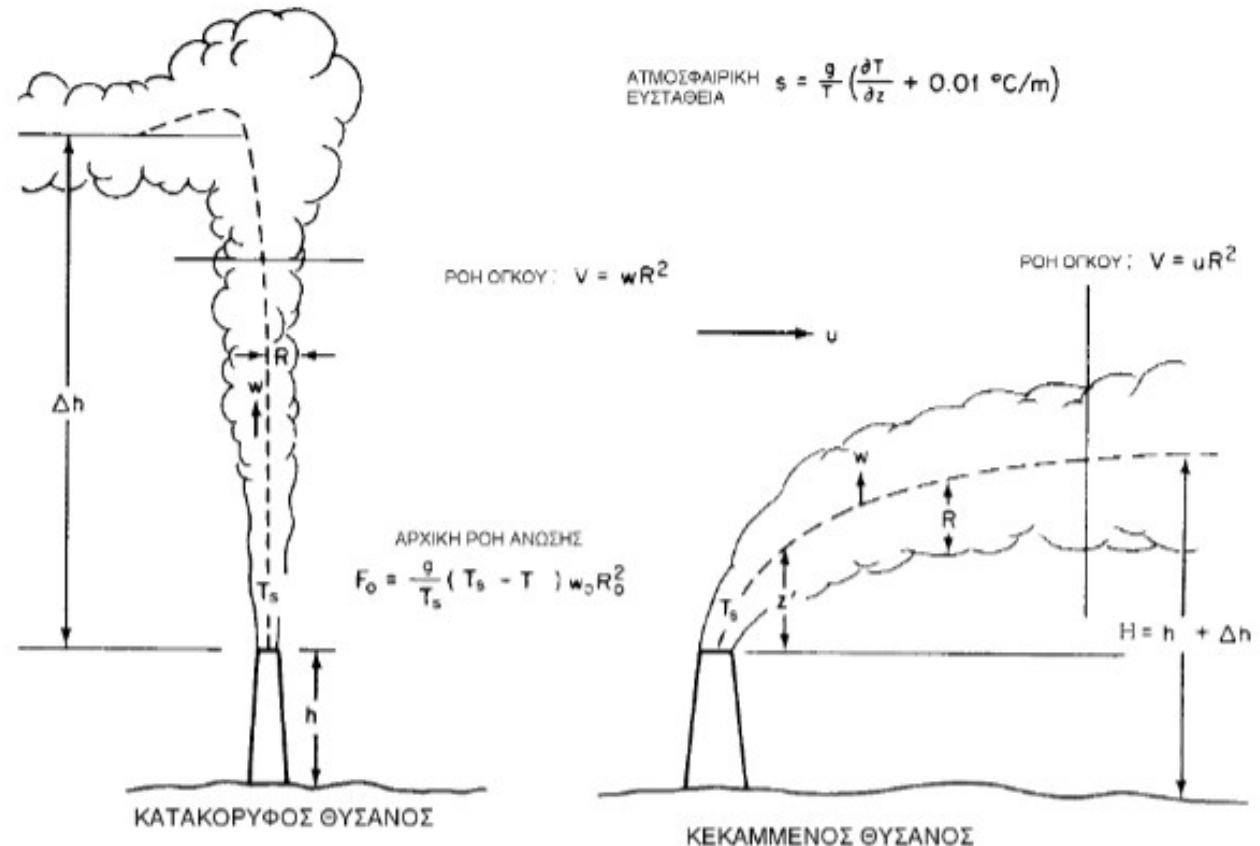
Άσκηση 11^η

Να υπολογιστεί η ανύψωση του θυσάνου που εκπέμπεται από μια καμινάδα ύψους 30m και διαμέτρου 1m έχει ταχύτητα 20m/s και θερμοκρασία 400K, όταν η θερμοκρασία περιβάλλοντος είναι 20°C και η ταχύτητα του ανέμου είναι 3m/s στην κορυφή της καμινάδας;

Λύση

δεδομένα

h	30m
d	1m
v_s	20m/s
T_s	400K
T_{env}	20° C
T_{env}	293,15K
u	3m/s
g	9,81m/s ²



Λύση

Να ελεγχθεί εάν....

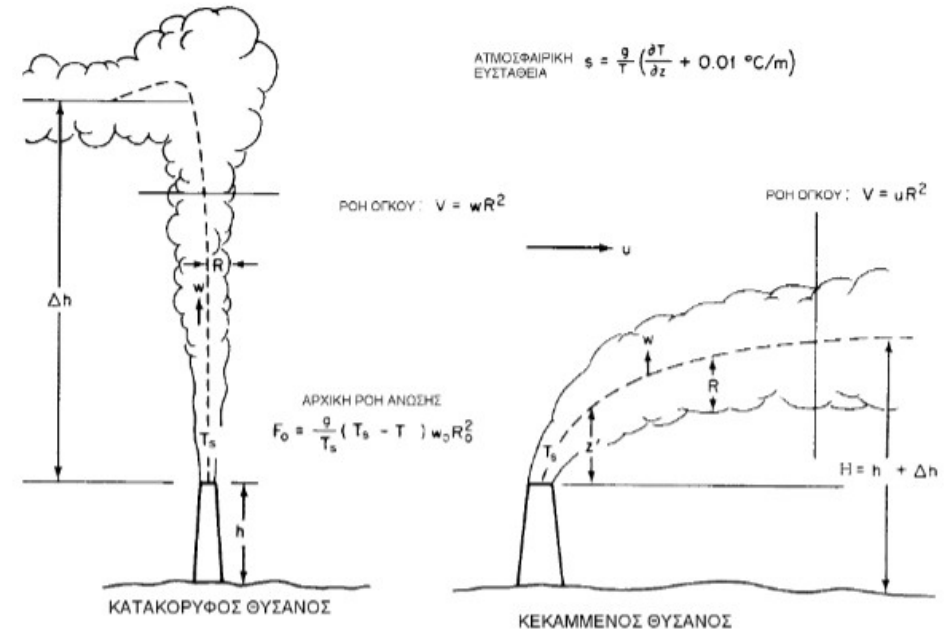
κατώρευμα?

Σύγκριση vs & u

Συνθήκες Ευστάθειας

Αστάθεια, Ευστάθεια, Ουδέτερη ατμόσφαιρα

Σταδιακή άνοδος Θυσάνου;



κατώρευμα?

$$\frac{v_s}{u} = \frac{20}{3} = 6,67 > 1,5$$

$$h' = h = 30$$

Συνθήκες Ευστάθειας

έλεγχος ταχύτητας ανέμου

1. Αστάθεια εάν είναι ημέρα

2. ουδέτερη ατμόσφαιρα εάν υπάρχει νεφοκάλυψη (ημέρα και νύχτα)

3. Ευστάθεια εάν είναι νύκτα

Παράμετρος καμινάδας F

$$F = \frac{g v_s d^2 (T_s - T)}{4 T_s} = \frac{9,81 \frac{m}{s^2} \cdot 20 \left(\frac{m}{s} \right) \cdot 1 m^2 (400 - 293,15) K}{4 \cdot 400 K} = 13,10 m^4 s^{-3}$$

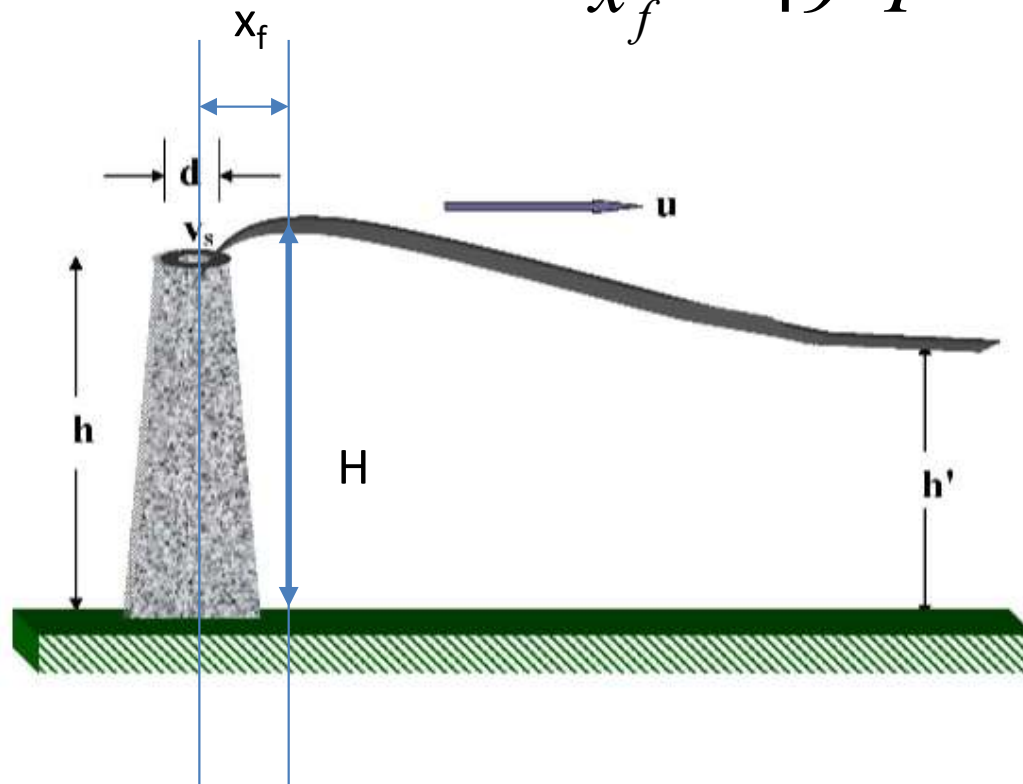
συνθήκες ασταθείς ή ουδέτερης ατμόσφαιρας (στρωμάτωσης)

$$F = 13,10 m^4 s^{-3} \prec 55 m^4 s^{-3}$$

συνθήκες ασταθείς ή ουδέτερης ατμόσφαιρας (στρωμάτωσης)

$$H = h' + \frac{21,425 \cdot F^{\frac{5}{8}}}{u} = 30 + \frac{21,425 \cdot 13,10^8}{3} = 65,7m$$

$$x_f = 49 \cdot F^{\frac{5}{8}} = 49 \cdot 13,10^8 = 244,6m$$



Ευσταθείς συνθήκες

$u = 3 \text{ m/s} \dots$ κεκαμμένος θύσανος

$$h' = h = 30$$

$$H = h' + 2,6 \left(\frac{F}{uS} \right)^{1/3} \quad x_f = 2,07 \cdot uS^{-1/2} \quad s = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right)$$

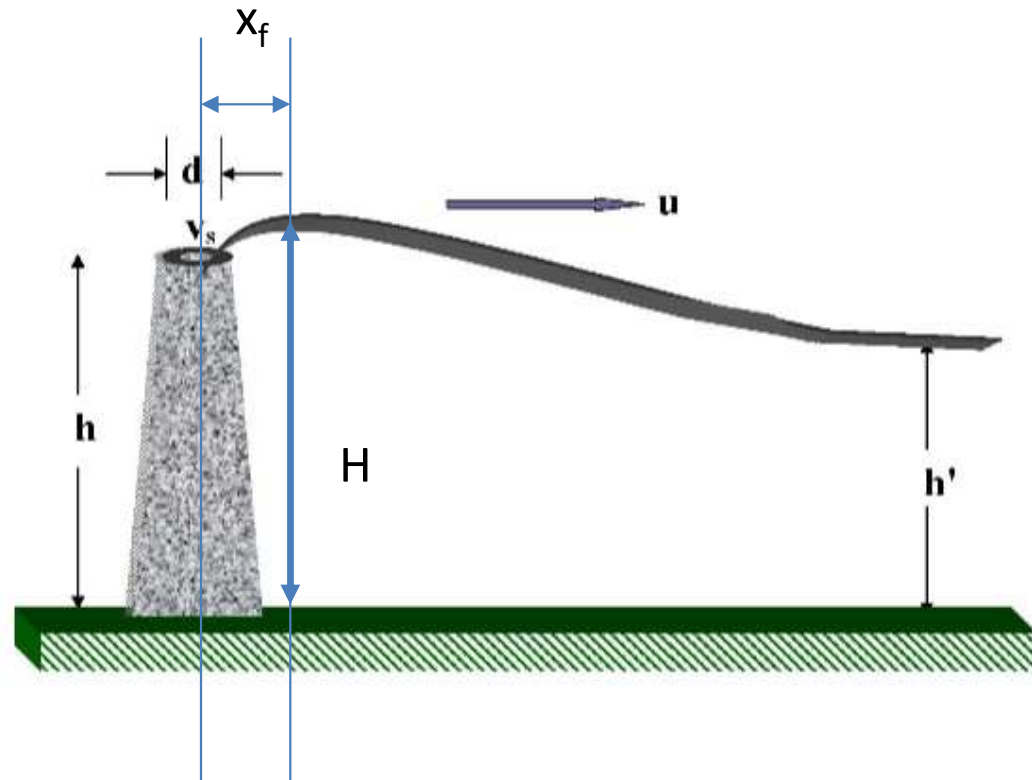
Παράμετρος καμινάδας F

$$\frac{\partial T}{\partial z} = 0$$

$$s = \frac{g}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) = \frac{9,81 \text{ m/s}^2 \cdot 0,01 \text{ K/m}}{293 \text{ K}} = 3,346 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-2}$$

$$H = h' + 2,6 \left(\frac{F}{us} \right)^{\frac{1}{3}} = 30 + 2,6 \cdot \left(\frac{13,10}{3 \cdot 3,346 \cdot 10^4} \right)^{\frac{1}{3}} = 91,21m$$

$$x_f = 2,07 \cdot us^{-\frac{1}{2}} = 2,07 \cdot \left(3 \cdot 3,346 \cdot 10^{-4} \right)^{-\frac{1}{2}} = 63,1m$$



Άσκηση 12^η

Να υπολογίσετε την ισοδύναμη θερμοκρασία μελανού σώματος T_E της φωτόσφαιρας του Ηλίου (το εξώτερο ορατό τμήμα του Ηλίου) με βάση τις παρακάτω πληροφορίες: Η ηλιακή σταθερά είναι $S=1366,18 \text{ Wm}^{-2}$, η απόσταση Γης – Ηλίου είναι $d_\Gamma=1,496 \times 10^{11} \text{ m}$ και η ακτίνα της φωτόσφαιρας του Ηλίου $R_H=6,95 \times 10^8 \text{ m}$.

Λύση

Από τη σχέση $S = E(R_H)^2/(d_\Gamma)^2$ υπολογίζεται $E = 6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$.

$$S = \frac{E \cdot R_H^2}{d_\Gamma^2}$$

$$E = \frac{S \cdot d_\Gamma^2}{R_H^2} = \frac{1366,18 \frac{\text{W}}{\text{m}^2} \cdot (1,49 \cdot 10^{11} \text{ m})^2}{(6,95 \cdot 10^8 \text{ m})^2} = 6,33 \cdot 10^7 \frac{\text{W}}{\text{m}^2}$$

Στη συνέχεια με τη χρήση του νόμου Stefan-Boltzman υπολογίζεται η T_E :

$$\underline{\sigma(T_E)^4 = 6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}}$$

$$E = \sigma \cdot T_E^4 \Rightarrow T_E = \sqrt[4]{\frac{E}{\sigma}}$$

$$T_E = \sqrt[4]{\frac{6,33 \cdot 10^7 \text{ W/m}^2}{5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W/m}^2 \text{K}^4}} = 5780,4 \text{K}$$

Να επιλυθεί:

Εάν η απόσταση γης – ήλιου γίνει $d_{\Gamma, \min} = 1,471 \times 10^{11} \text{m}$ ή $d_{\Gamma, \max} = 1,522 \times 10^{11} \text{m}$, να υπολογιστεί η ηλιακή σταθερά S ? W/m^2 κάθε φορά.

Άσκηση 13^η

Θεωρώντας ότι η Γη συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα, να υπολογίσετε την ισοδύναμη θερμοκρασία της επιφάνειάς της (T_0) με την παραδοχή ότι απορροφά το 70% της ηλιακής ενέργειας που δέχεται.

Δίδονται: η ηλιακή σταθερά $S=1366,18\text{Wm}^{-2}$, η ακτίνα της Γης $R_{\Gamma}=6,37 \times 10^6\text{m}$ και η σταθερά Stefan- Boltzmann $\sigma=5,67 \times 10^{-8}\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$).

Λύση

Αν υποθεθεί ότι η μέση ηλιακή ισχύς που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας (ηλιακή σταθερά) μοιράζεται σε όλη την επιφάνειά της Γης, τότε η μέση εισερχόμενη ισχύς (απουσία ατμόσφαιρας) ανά μονάδα επιφάνειας είναι ίση με:

$$\frac{S \pi R_{\Gamma}^2}{4 \pi R_{\Gamma}^2} = \frac{S}{4} = 341,55 \text{ w/m}^2$$

Λόγω, όμως, της ανακλαστικότητας ($A_i = \text{albedo}$) της ατμόσφαιρας, η ενέργεια που απορροφάται (παράγων απορρόφησης $\alpha=0,70$), είναι τελικά (αν θεωρηθεί ότι $A_i = 0.30$):

$$E_1 = (1-A) 341,5 \text{ Wm}^{-2} = 0,70 \times 341,5 \text{ Wm}^{-2} = 239,05 \text{ Wm}^{-2}$$

$$E_1 = a \cdot \frac{S}{4} = 0,7 \cdot 341,55 \text{ w/m}^2 = 239,05 \text{ w/m}^2$$

και η θερμοκρασία στην επιφάνεια προκύπτει από τη σχέση: $\sigma(T_0)^4 = 239,05 \text{ Wm}^{-2}$.

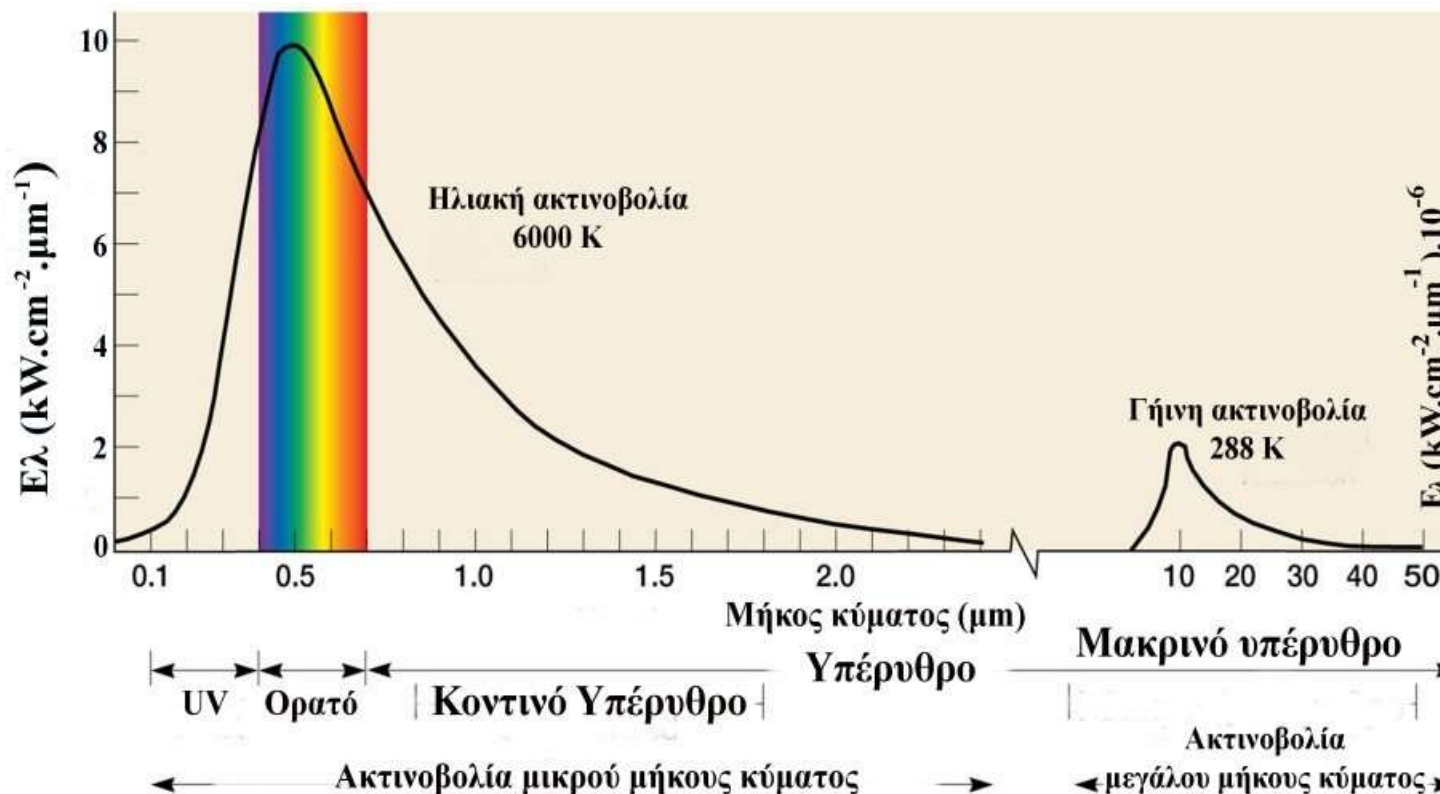
$$T_{E1} = \sqrt[4]{\frac{239,05 \text{ w/m}^2}{5,67 \cdot 10^{-8} \text{ w/m}^2 \text{K}^4}} = 254,8 \text{ K} = -18,3^\circ \text{C}$$

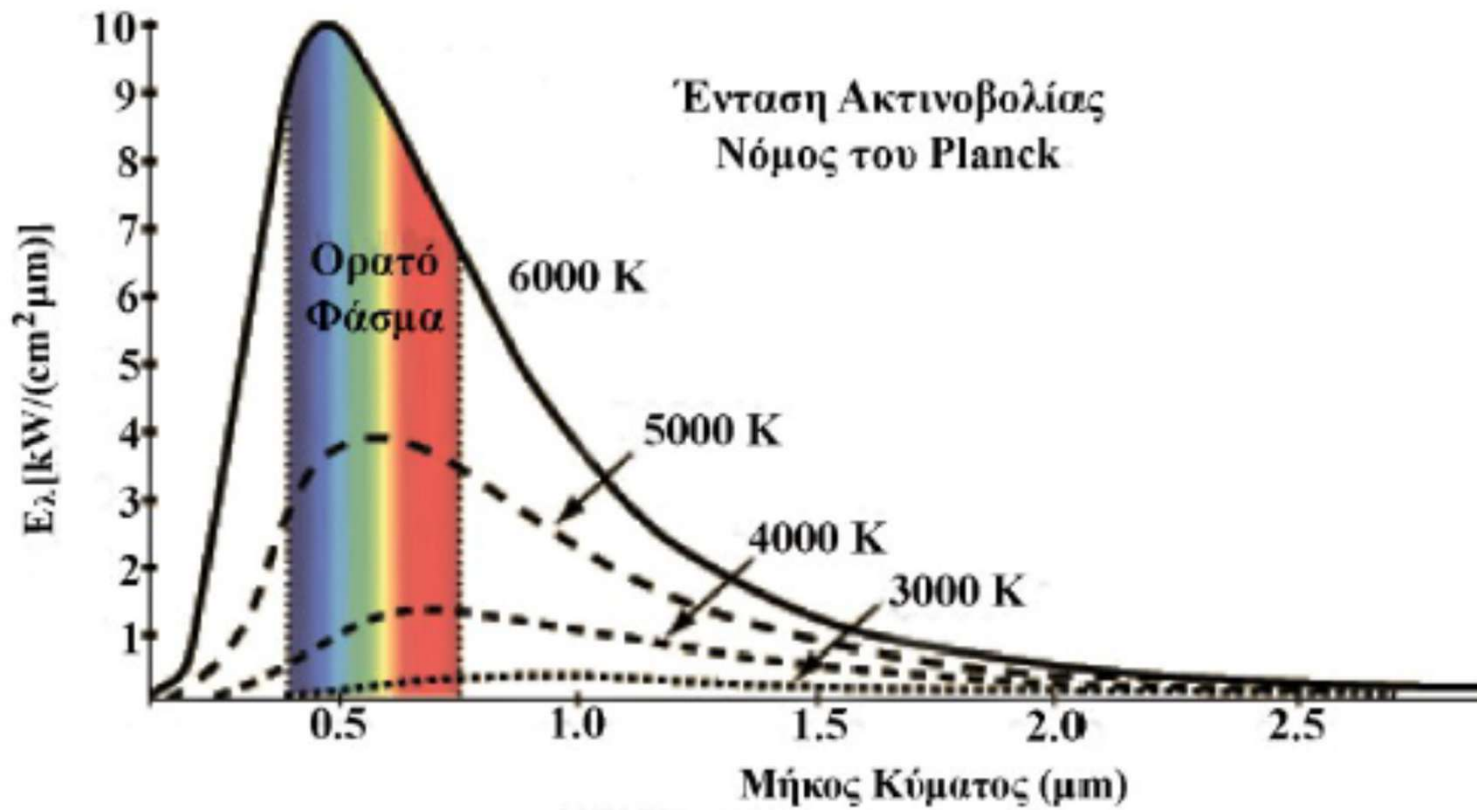
Άσκηση 14^η

Κατά πόσο διαφέρει η φασματική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας από την ανάλογη κατανομή της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη Γη; Ποια είναι η αιτιολογία αυτού του γεγονότος;

Λύση

Δείτε τον νόμο μετατόπισης του Wien και το Σχήμα:





Άσκηση 15^η

Με ποιο τρόπο η θερμοκρασία ενός αντικειμένου επηρεάζει την ακτινοβολία, την οποία αυτό εκπέμπει;

Λύση

Χρησιμοποιώντας τον νόμο μετατόπισης του Wien οι τιμές του λ (σε μm), που αντιστοιχούν στο μέγιστο της εκπομπής για ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T (σε Kelvin), υπακούουν στη σχέση:

$$\lambda_{\max} T = 2897,8 \mu\text{mK}$$

Άσκηση 16η

Θεωρώντας ότι η ροή ακτινοβολίας από τον Ήλιο είναι $3,91 \times 10^{26} \text{ W}$, ποια είναι η μέση ολική ένταση (E) της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από το εξωτερικό τμήμα του ηλιακού δίσκου;
(δίδεται: ακτίνα Ηλίου $= 6,95 \times 10^8 \text{ m}$).

Λύση

Θεωρώντας τον Ήλιο ως σφαίρα υπολογίζεται το εμβαδό της σφαιρικής επιφάνειάς του ηλιακού δίσκου και διαιρείται η ροή ακτινοβολίας προς το εμβαδό που υπολογίσθηκε.

.....

$$E = \frac{E_{tot}}{A_H} = \frac{E_{tot}}{4 \cdot \pi \cdot R_H^2} \left(\frac{W}{m^2} \right)$$

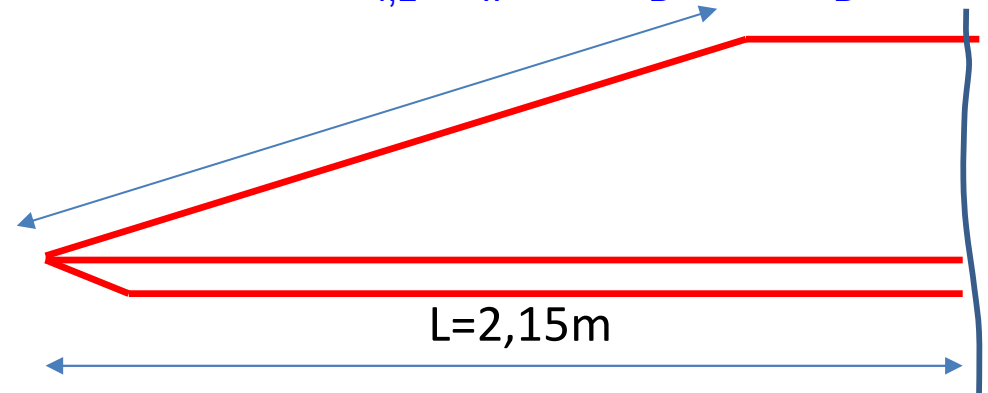
Άσκηση 17η

Αέρας ρέει με ταχύτητα 2 m/s πάνω από επίπεδη πλάκα (με οξεία άκρη) στους 15°C και 1atm. Το μήκος της πλάκας είναι 2,15 m και το πλάτος της 3 m. Για τη μία πλευρά της πλάκας να υπολογιστούν τα μεγέθη: $\delta(L)$, $C_{f,L}$, $\tau_w(L)$, C_D και F_D για $A=2,5m$. Θεωρήστε ότι $Re_{cr}=500000$.

Λύση

Από πίνακες, λαμβάνονται:

$\rho = 1,225 \text{ kg/m}^3$, $\mu = 1,802 \times 10^{-5} \text{ kg/ms}$ και $\nu = \mu/\rho = 1,470 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$



$$Re_L = \frac{u_\infty L}{\nu} = \frac{2 \frac{m}{s} \cdot 2,15m}{1,47 \cdot 10^{-5} \frac{m^2}{s}} = 292314 < 500000$$

Συνεπώς σε όλο το μήκος της πλάκας η ροή είναι στρωτή.

$$\text{Πάχος } \delta \text{ στο } L: \delta(L) = \frac{5L}{\sqrt{\text{Re}_L}} = \frac{5 \cdot 2,15m}{\sqrt{292314}} = 0,0199m = 1,99cm$$

Διατμητική τάση στο τοίχωμα, στο $x=L$:

$$\tau_w(L) = 0,332 \cdot u_\infty \cdot \sqrt{\frac{\rho \mu u_\infty}{L}} = 0,332 \cdot 2 \cdot \sqrt{\frac{1,225 \cdot 1,802 \cdot 10^{-5} \cdot 2}{2,15}} = 0,0030 \cdot \frac{N}{m^2} (Pa)$$

Τοπικός συντελεστής τριβής ή οπισθέλκουσας στο $x=L$:

$$C_{f,L} = \frac{\tau_{w,x}}{\frac{\rho u_{\infty}^2}{2}} = 0,00123$$

Μέσος συντελεστής οπισθέλκουσας (σε μήκος L):

$$C_D = \frac{1,328}{\text{Re}_L^{1/2}} = 0,00246$$

Συνολική οπισθέλκουσα δύναμη

$$F_D = \frac{1}{2} \rho u_{\infty}^2 C_D A = \frac{1}{2} 1,225 \left(\frac{\text{kg}}{\text{m}^3} \right) 2^2 \left(\frac{\text{m}}{2} \right)^2 0,00246 \cdot 2,15(\text{m}) \cdot 3(\text{m}) = 0,0389 \text{N}$$

Άσκηση 18η

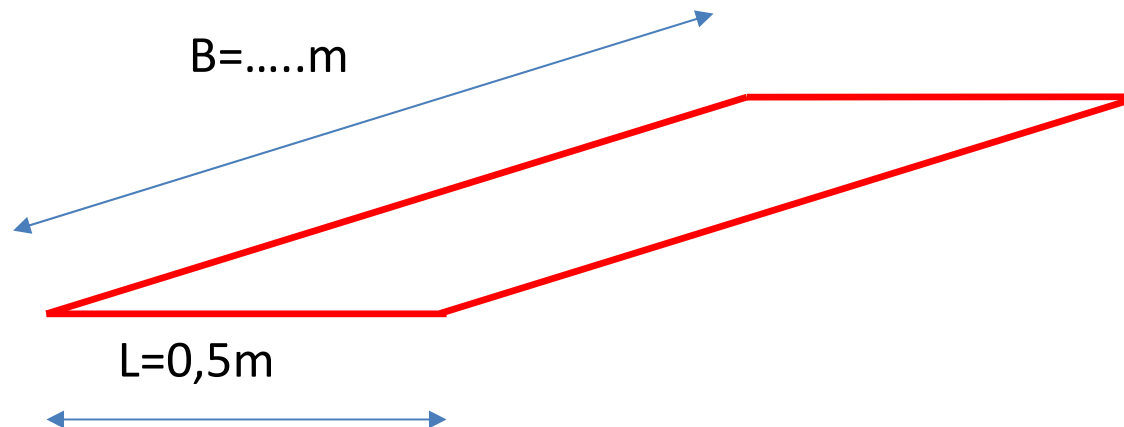
Αέρας θερμοκρασία $T_\infty = 300 \text{ }^\circ\text{C}$ και σε πίεση $P_\infty = 6 \text{ kPa}$ ρέει με ταχύτητα 10 m/s πάνω από μία επίπεδη πλάκα μήκους $0,5 \text{ m}$.

Να υπολογιστεί ο ρυθμός ψύξης ανά μονάδα πλάτους που απαιτείται για να διατηρείται η θερμοκρασία στην επιφάνεια της πλάκας στους 27°C .

Δίνονται: για $p=1\text{atm}$ & $T=450\text{K}$

$$\nu = 3,084 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}, \quad k = 3,64 \times 10^{-2} \text{ W/mK} \quad \text{και} \quad Pr = 0,6$$

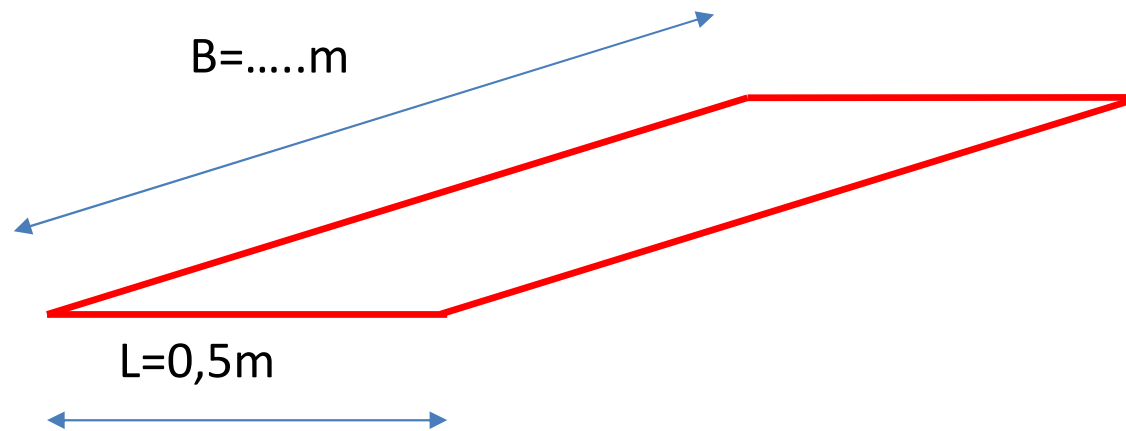
καθώς και για στρωτή ροή $\bar{Nu}_L = \frac{\bar{h} \cdot L}{k}$



ΛΥΣΗ

Θεωρείται : μόνιμη κατάσταση, ροή πάνω σε ισοθερμοκρασιακή πλάκα, ενώ αγνοείται τυχόν συμβολή της ακτινοβολίας.

Οι ιδιότητες του αέρα υπολογίζονται στη θερμοκρασία του στρώματος:



$$T_f = \frac{T_w + T_\infty}{2} = \frac{(273,15 + 27) + (273,15 + 300)}{2} = 437,15K$$

ΛΥΣΗ

Από πίνακες ... σε 1 atm και 437 K:

$$\underline{\nu = 3,084 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}}, \quad \mathbf{k = 3,64 \times 10^{-2} \text{ W/mK}} \quad \text{και} \quad \mathbf{Pr = 0,687}$$

Ποια είναι όμως η επίδραση της πίεσης στις παραπάνω φυσικές ιδιότητες;

Από την κλασική κινητική θεωρία δεν επηρεάζονται τα μ , k και c_p .

Άρα επηρεάζεται μόνο το κινηματικό ιξώδες....

$$\frac{\nu_1}{\nu_2} = \frac{\rho_2}{\rho_1} = \frac{P_2}{P_1} \Rightarrow \nu_{1(6kPa)} = \nu_{2(101kPa)} \cdot \frac{101,3}{6} = 3,084 \cdot 10^{-5} \cdot \frac{101,3}{6} = 5,21 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$$

Για πλάκα μήκους L και πλάτους b από τον νόμο μετάδοσης θερμότητας (ψύξης) του Newton:

$$\dot{Q} = \dot{q}(L \cdot b) = \bar{h}_L \cdot (T_\infty - T_w)(L \cdot b) \quad \text{or} \quad \left(\frac{\dot{Q}}{b} \right) = L \cdot \bar{h}_L \cdot (T_\infty - T_w)$$

Αρχικά θα πρέπει να ελεγχθεί αν υφίσταται στρωτή ροή:

$$\text{Re}_L = \frac{U_\infty \cdot L}{\nu} = \frac{10 \left(\frac{m}{s} \right) \cdot 0,5 (m)}{5,31 \cdot 10^{-4} \left(\frac{m^2}{s} \right)} = 9597 < 10000 \quad \dots \text{ στρωτή ροή}$$

Θα βρεθεί ο μέσος συντελεστής μεταφοράς θερμότητας από τον μέσο αριθμό Nusselt:

$$\bar{Nu}_L = \frac{\bar{h} \cdot L}{k} = 0,664 \cdot \sqrt{\text{Re}_L} \cdot \text{Pr}^{1/3} = 0,664 \cdot (9597)^{1/2} \cdot (0,687)^{1/3} = 57,5$$

Σημειώνεται ότι η τιμή του Pr βρίσκεται στην περιοχή $0,6 > \text{Pr} > 50$.

Ο μέσος συντελεστής μεταφοράς θερμότητας υπολογίζεται ως:

$$\bar{h} = \frac{\bar{Nu}_L \cdot k}{L} = \frac{57,5 \cdot 0,0364 \left(\frac{W}{mK} \right)}{0,5 (m)} = 4,18 \left(\frac{W}{m^2 K} \right)$$

και ο ρυθμός ψύξης που απαιτείται είναι:

$$\left(\frac{\dot{Q}}{b} \right) = 0,5 (m) \cdot 4,18 \left(\frac{W}{m^2 K} \right) \cdot (573,15 - 300,15) (K) = 570 \frac{W}{m}$$

Άσκηση 19^η

Αεροπλάνο κινείται προς τα ανατολικά με κλίση 60° , ταχύτητα ανέμου 200 ms^{-1} και σχετική ταχύτητα ως προς το έδαφος 225 ms^{-1} . Αν το αεροπλάνο πετάει υπό σταθερή πίεση και σε γεωστροφικό πεδίο ροής, να εκτιμηθεί ο ρυθμός μεταβολής του ύψους του σε μέτρα ανά χιλιόμετρο.

Δίνεται η παράμετρος Coriolis $f=10^{-4} \text{ s}^{-1}$.

Λύση

Άσκηση 20^η

Η μέση θερμοκρασία στο στρώμα μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών των 750 και 500 hPa μειώνεται προς τα ανατολικά με ρυθμό 3°C ανά 100 km. Αν ο γεωστροφικός άνεμος στην ισοβαρική επιφάνεια των 750 hPa έχει νοτιοανατολική διεύθυνση και ένταση 20 ms^{-1} , ποια η διεύθυνση και η ένταση του γεωστροφικού ανέμου στην ισοβαρική επιφάνεια των 500hPa;

Πόση είναι η μέση διαφορά θερμοκρασίας στο στρώμα μεταξύ των ισοβαρικών επιφανειών 750 και 500 hPa;

Λύση

Άσκηση 21^η

Τα δεδομένα ανέμου συγκεντρώθηκαν 50 km ανατολικά, βόρεια, δυτικά και νότια ενός σταθμού αντίστοιχα: 90° με 10 ms^{-1} , 120° με 4 ms^{-1} , 90° με 8 ms^{-1} και 60° με 4 ms^{-1} . Να υπολογιστεί η κατά προσέγγιση οριζόντια απόκλιση στο σταθμό.

Λύση

Άσκηση 22^η

Αν ένας παίκτης του μπίτζμπολ πετάξει μία μπάλα σε οριζόντια απόσταση 100 m σε γεωγραφικό πλάτος 30° σε 4s, πόση θα είναι η οριζόντια μετατόπιση της μπάλας λόγω περιστροφής της Γης;

Λύση

Άσκηση 23^η

Ένας ανεμοστρόβιλος περιστρέφεται με σταθερή γωνιακή ταχύτητα ω . Αν η θερμοκρασία είναι 288 K, η πίεση σε απόσταση 100 m από το κέντρο του είναι ίση με 1000 hPa και η ταχύτητα στο ίδιο σημείο 100 ms^{-1} , τότε να υπολογισθεί η πίεση στο κέντρο του.

Λύση

Άσκηση 24^η

Κατά τη διάρκεια του χειμώνα στην τροπόσφαιρα σε γεωγραφικό πλάτος 30° , η μέση ζωνική μεταβολή της θερμοκρασίας είναι ίση με $0,75\text{K}$ ανά μοίρα γεωγραφικού πλάτους και ο μέσος ζωνικός γεωστροφικός άνεμος κοντά στην επιφάνεια της Γης τείνει στο μηδέν. Να υπολογιστεί ο μέσος ζωνικός άνεμος στο επίπεδο του αεροχειμάρρου, δηλαδή στα 250 hPa .

Λύση

Άσκηση 25^η

Αν η μέση ολική ένταση ακτινοβολίας του Ηλίου είναι $6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$, η ακτίνα του Ηλίου $6,95 \times 10^8 \text{ m}$, η μέση απόσταση Γης-Ηλίου $1,496 \times 10^{11} \text{ m}$ και η ακτίνα της Γης $6,37 \times 10^6 \text{ m}$, πόσο είναι το συνολικό ποσό ενέργειας που προσπίπτει στη μονάδα επιφανείας της Γης σε χρόνο 1 s ;

Λύση

Άσκηση 26^η

1. Εφαρμόζοντας το νόμο του Wien, υπολογίστε το μήκος κύματος (σε μm) που αντιστοιχεί στο μέγιστο της θερμικής ακτινοβολίας του ανθρώπινου σώματος (η θερμοκρασία του ανθρώπινου σώματος είναι περίπου 37°C).
2. Εφαρμόζοντας το νόμο του Wien, υπολογίστε το μήκος κύματος (σε μm) που αντιστοιχεί στο μέγιστο της εκπεμπόμενης θερμικής ακτινοβολίας από την επιφάνεια της γης, χρησιμοποιώντας τη μέση θερμοκρασία της, $T=15^\circ\text{C}$. Σε ποια περιοχή του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος αντιστοιχεί αυτό το μήκος κύματος;
3. Αν η ολική επιφάνεια του ανθρώπινου σώματος είναι $1,2 \text{ m}^2$, να υπολογίσετε από το νόμο Stefan – Boltzmann, την ακτινοβολούμενη ενέργεια σε θερμίδες ($1\text{cal}=4,2\text{J}$). Πως αντισταθμίζεται αυτή η απώλεια ενέργειας; Θεωρείστε το συντελεστή εκπομπής ίσο με τη μονάδα.
4. Υπολογίστε από το νόμο Stefan – Boltzmann, την ακτινοβολούμενη ενέργεια ανά μονάδα επιφάνειας ενός σύννεφου που η κάτω επιφάνεια του έχει θερμοκρασία -10°C . Θεωρείστε το συντελεστή εκπομπής ίσο με τη μονάδα. Σε ποιο μήκος κύματος εκπέμπεται η ενέργεια αυτή;

Άσκηση 27^η

Καμινάδα ενεργού ύψους 100m σε αστικό μέρος εκπέμπει 80g/s NO. Σε ύψος 10m η ταχύτητα του ανέμου είναι 4m/s. Να υπολογισθεί η συγκέντρωση του ρύπου στο έδαφος, σε απόσταση 2km από την πηγή, σε διάρκεια ανέφελης θερινής ημέρας.

Δίνονται

$$c(x, y, z, H_e) = \frac{Q}{2\pi u \sigma_y \sigma_z} e^{-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}} \left[e^{-\frac{(z-H_e)^2}{2\sigma_z^2}} + e^{-\frac{(z+H_e)^2}{2\sigma_z^2}} \right]$$

Στο επίπεδο του εδάφους (z=0)

$$c(x, y, 0, H_e) = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{y^2}{2\sigma_y^2}\right) \exp\left(-\frac{H_e^2}{2\sigma_z^2}\right)$$

Στη διεύθυνση x

$$c(x, 0, 0, H_e) = \frac{Q}{\pi u \sigma_y \sigma_z} \exp\left(-\frac{H_e^2}{2\sigma_z^2}\right)$$

		Ταχύτητα ανέμου στην επιφάνεια του εδάφους (m·s ⁻¹)				
Ηλιοφάνεια / Νεφοκάλυψη		< 2,0	2 - 3	3 - < 5	5 - < 6	≥ 6
	Ισχυρή ηλιοφάνεια	A	A - B	B	C	C
Ημέρα	Μέση ηλιοφάνεια	A - B	B	B - C	C - D	D
	Ελαφρά ηλιοφάνεια	B	C	C	D	C
Ημέρα ή Νύχτα	Πλήρης νεφοκάλυψη	D	D	D	D	D
	Λεπτή πλήρης νεφοκάλυψη ή					
Νύχτα	≥ 50 % νεφοκάλυψη	—	E	D	D	D
	≤ 40 % νεφοκάλυψη	—	F	E	D	D

Κατηγορία Ευστάθειας	Περιβάλλον		Κατηγορία Ευστάθειας	Περιβάλλον	
	Αγροτικό	Αστικό		Αγροτικό	Αστικό
A	0,07	0,15	D	0,15	0,25
B	0,07	0,15	E	0,35	0,30
C	0,10	0,20	F	0,55	0,30

Άσκηση 28^η

Αν η ταχύτητα του ανέμου είναι $u_{ref}=2\text{m/s}$ σε ύψος $z_{ref}=10\text{m}$, να βρεθεί για ποιο ύψος καμινάδας h_s η ταχύτητα του ανέμου είναι ίση με $u_s=2,5\text{m/s}$ για ύπαιθρο και αστική περιοχή για κλάσεις ευστάθειας B, C, E και F;

Δίνονται

Κλάση ευστάθειας	Εκθέτης p	
	Ύπαιθρος	Αστική περιοχή
B	0,07	0,15
C	0,10	0,20
E	0,35	0,40
F	0,55	0,60

$$u_s = u_{ref} \left(\frac{h_s}{z_{ref}} \right)^p \Leftrightarrow h_s = z_{ref} \left(\frac{u_s}{u_{ref}} \right)^{p-1}$$

Λύση

	Ύπαιθρος	Αστική περιοχή	
B	1.714.762.118.039.250.000.000.000	26703,25	m
C	2.056.959.525	1126,57	m
E	78	55,84	m
F	32	28,22	m

Άσκηση 29^η

Αν η ταχύτητα του ανέμου είναι $u_{ref}=2\text{m/s}$ σε ύψος $z_{ref}=5\text{m}$, να βρεθεί η ταχύτητα του ανέμου u_s σε ύψος καμινάδας $h_s=100\text{m}$ για ύπαιθρο και αστική περιοχή για κλάσεις ευστάθειας B, D και F;

Δίνονται

Κλάση ευστάθειας	Εκθέτης p	
	Ύπαιθρος	Αστική περιοχή
B	0,07	0,15
D	0,15	0,25
F	0,55	0,60

$$u_s = u_{ref} \left(\frac{h_s}{z_{ref}} \right)^p$$

Λύση

	Ύπαιθρος	Αστική περιοχή	
B	2,35	2,96	m/s
C	2,96	4,33	m/s
F	36,63	65,53	m/s

Άσκηση 30^η

Ο παράγοντας (συντελεστής) θερμικής διάχυσης a_{soil} είναι $0,003\text{m}^2/\text{h}$, ενώ η μέση θερμοκρασία του εδάφους είναι 20°C .

Βρείτε τη θερμοκρασία σε βάθος $z=-0,2\text{m}$ και σε χρόνο $t=8\text{hr}$;

Δίνονται

Το βάθος απόσβεσης για το ημερήσιο κύμα: $D_{hs,day} = \sqrt{\frac{2a_{soil}}{2\pi/24}}$

$$T(z, t) = \bar{T} + A_o \sin \left[\omega(t - 8) - \frac{z}{D_{hs}} \right] e^{\frac{z}{D_{hs}}}$$

Λύση:

$$D_{hs,day} = \sqrt{\frac{2a_{soil}}{2\pi/24}} = \sqrt{\frac{24 \cdot 0,003}{\pi}} = 0,151\text{m}$$

$$T([-0,2], 8) = 20 + 20 \sin \left[\frac{2\pi}{24} (8 - 8) - \frac{0,2}{0,151} \right] e^{\frac{0,2}{0,151}} = \underline{14,8^\circ\text{C}}$$

Άσκηση 31^η

Η μέγιστη θερμοκρασία στην επιφάνεια του εδάφους είναι 40°C και η ελάχιστη 10°C. Εάν υποτεθεί ότι το κύμα της ημερήσιας θερμοκρασίας είναι συμμετρικό, η μέση θερμοκρασία είναι καθ' όλη την κατανομή ... επιφανειακή θερμοκρασία του εδάφους ίση με την μέση τιμή στις 6 το πρωί και 6 το απόγευμα και το βάθος απόσβεσης είναι 0,1m, υπολογίστε τις θερμοκρασίες το μεσημέρι και τα μεσάνυχτα σε βάθος 0,2m;

Δίνονται

$$T(z, t) = \bar{T} + A_o \sin \left[\omega(t - 8) - \frac{z}{D_{hs}} \right] e^{-\frac{z}{D_{hs}}}$$

όπου ω , η συχνότητα $2\pi/24$ (ακτίνια), D_{hs} το βάθος απόσβεσης στο οποίο το πλάτος της θερμοκρασίας είναι $1/e$ είναι A_o

Λύση:

Στην επιφάνεια του εδάφους:

Η θερμοκρασία το μεσημέρι (12^η) (6 ώρες μετά την $T(0,6) = \bar{T}$)

$$T(0,18) = 25 + 15 \frac{\sin\left[\frac{3\pi}{2} - 0\right]}{e^0} \quad T(0,18) = 25 - 15 = 10^\circ C$$

$$T(0,6) = 25 + 15 \frac{\sin\left[\frac{\pi}{2} - 0\right]}{e^0} \quad T(0,6) = 25 + 15 = 40^\circ C$$

Λύση:

Σε βάθος 0,2m:

Η θερμοκρασία το μεσημέρι (12^η) (6 ώρες μετά την $T(0,6) = \bar{T}$)

$$T(0,18) = 25 + 15 \frac{\sin\left[\frac{3\pi}{2} - 0\right]}{e^0} \quad \underline{T(0,18) = 25 - 15 = 10^\circ C}$$

$$T([0,2],6) = 25 + 15 \frac{\sin\left[\frac{\pi}{2} - \frac{0,2}{0,1}\right]}{e^{\frac{0,2}{0,1}}}$$

$$\underline{T([0,2],6) = 25 + 15 \sin(-0,43) / 7,4 = 24,2^\circ C}$$

Λύση:

Σε βάθος 0,2m:

Η θερμοκρασία τα μεσάνυχτα:

$$T([0, 2], 18) = 25 + 15 \sin \left[\frac{3\pi}{2} - \frac{0,2}{0,1} \right] e^{-\frac{0,2}{0,1}}$$

$$T([0, 2], 18) = 25 + 15 \sin(2,71) / 7,4 = \underline{25,8^\circ C}$$

Σημειώνεται ότι η ολίσθηση της θερμοκρασίας είναι τέτοια που σε βάθος μόλις 20 εκατοστά από την επιφάνεια η θερμοκρασία τα μεσάνυχτα είναι μεγαλύτερη από ότι το μεσημέρι.

Θεωρητική και σε επίπεδο ασκήσεων παρέμβαση;

Τι ονομάζεται γεωδυναμικό και τι γεωδυναμικό ύψος;

Το γεωδυναμικό Φ σε συγκεκριμένο ύψος στην ατμόσφαιρα ορίζεται ως η ενέργεια που θα πρέπει να καταναλωθεί για την ανύψωση της μοναδιαίας μάζας αέρα από τη μέση στάθμη θάλασσας μέχρι το ύψος αυτό. Δηλαδή το γεωδυναμικό είναι η δυναμική ενέργεια αέριας μάζας 1kg στο συγκεκριμένο ύψος. Οι μονάδες γεωδυναμικού είναι Jkg^{-1} ή m^2s^{-2} . Η δύναμη σε N, που επιδρά σε αέρια μάζα 1kg σε ύψος z πάνω από τη μέση στάθμη θάλασσας, είναι ίση με g . Η ενέργεια (Joule) που απαιτείται για την ανύψωση 1 kg από z σε $z+dz$ δίνεται από τη σχέση:

z (km)	Z (km)	$g(\text{m s}^{-2})$
0	0	9,81
1	1	9,8
10	9,99	9,77
100	98,47	9,5
500	463,6	8,43

$$d\Phi \equiv g dz \Rightarrow \Phi(z) = \int_0^z g dz$$

Ανάλογα ορίζεται το γεωδυναμικό ύψος Z με βάση τη σχέση:

$$Z \equiv \frac{\Phi(z)}{g_0} = \frac{1}{g_0} \int_0^z g dz$$

όπου g_0 είναι η μέση τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης («**9.81ms⁻¹**). Το γεωδυναμικό ύψος χρησιμοποιείται ως κατακόρυφη συντεταγμένη στις περισσότερες ατμοσφαιρικές εφαρμογές (μετεωρολογικοί χάρτες), στις οποίες η ενέργεια διαδραματίζει σημαντικό ρόλο (π.χ. μεγάλης και συνοπτικής κλίμακας ατμοσφαιρικές κινήσεις).

Να διατυπωθεί η υψομετρική εξίσωση και να εξηγηθεί κάθε όρος της. Τι είναι η κλίμακα ύψους;

Σε ισόθερμη ατμόσφαιρα (T=σταθερή με το ύψος) η εξίσωση (1):

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R}{g_o} \int_{p_2}^{p_1} T \frac{dp}{p} = \frac{RT}{g_o} \int_{p_2}^{p_1} \frac{dp}{p} = H \int_{p_2}^{p_1} \frac{dp}{p}$$

μετά την ολοκλήρωση λαμβάνει τη μορφή:

$$Z_2 - Z_1 = H \ln \left(\frac{p_1}{p_2} \right)$$
$$\Rightarrow p_2 = p_1 \cdot \exp \left(\frac{Z_2 - Z_1}{H} \right)$$

Όπου H είναι η κλίμακα ύψους και εξαρτάται από τη θερμοκρασία του στρώματος. :

$$H \equiv \frac{RT}{g_o} = 29,3 \cdot T$$

Να ελεγχθεί η τιμή 29,3

Η εξίσωση (1) καλείται υψομετρική εξίσωση. Επειδή η πίεση ελαττώνεται μονοτονικά με το ύψος, οι ισοβαρικές επιφάνειες (επιφάνειες σταθερής πίεσης) δεν τέμνονται ποτέ. Από την υψομετρική εξίσωση (1) προκύπτει ότι το πάχος του στρώματος μεταξύ δύο ισοβαρικών επιφανειών p_1 και p_2 είναι ανάλογο με τη μέση θερμοκρασία T του ατμοσφαιρικού στρώματος.

Συνεπώς καθώς η μέση θερμοκρασία του στρώματος αυξάνει, ο αέρας μεταξύ των δύο επιπέδων πίεσης διαστέλλεται και το στρώμα γίνεται πιο παχύ.

Τι ονομάζεται ειδική θερμότητα ενός αερίου; Ποιες κατηγορίες ειδικής θερμότητας υπάρχουν;

Έστω στοιχειώδης ποσότητα θερμότητας dq η οποία προσφέρεται στη μονάδα μάζας ενός αερίου και, με βάση τον 1^ο θερμοδυναμικό νόμο, αυξάνει τη θερμοκρασία του από T σε $T+dT$ χωρίς αλλαγές στη φάση του. Η αναλογία dq/dT καλείται ειδική θερμότητα του αερίου. Εάν ο όγκος του αερίου διατηρείται σταθερός, η ειδική θερμότητα υπο σταθερό όγκο ορίζεται με τη σχέση:

$$c_v = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{v=const}$$

$$c_p = \left(\frac{dq}{dT} \right)_{p=const}$$

Ανάλογα ορίζεται η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση c_p :

όπου το αέριο με την προσφορά θερμότητας διαστέλλεται με ανάλογη αύξηση της θερμοκρασίας του, αλλά υπό σταθερή πίεση. Σε αυτή την περίπτωση ένα μέρος της προσφερόμενης στο σύστημα θερμότητας καταναλώνεται στην παραγωγή έργου w , καθώς το αέριο διαστέλλεται υπό συνθήκες σταθερής πίεσης, ενώ το υπόλοιπο χρησιμοποιείται από το αέριο για να αυξήσει τη θερμοκρασία του.

Ισχύει $c_p > c_v$ διότι στην ισόχωρη μεταβολή η προσφερόμενη θερμότητα χρησιμοποιείται στο σύνολό της για τη θέρμανση του αερίου, ενώ στην ισοβαρή, όπως προαναφέρθηκε, μέρος της προσφερόμενης θερμότητας μετατρέπεται σε έργο. Η σχέση που συνδέει τις δύο ειδικές θερμότητες δίνεται:

$$c_p = c_v + R$$

όπου R η σταθερά των αερίων. Για ξηρό αέρα ($287 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$). Οι τιμές που λαμβάνουν οι c_v και c_p είναι 717 και 1004 JK^{-1} αντίστοιχα.

Να διατυπωθεί η σχέση που περιγράφει την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα και να περιγραφούν τα χαρακτηριστικά της.

Επειδή μία στοιχειώδης μοναδιαία αέρια μάζα υπόκειται αποκλειστικά σε αδιαβατικές μεταβολές ($dq=0$) και η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε υδροστατική ισορροπία, τότε από τον 1ο θερμοδυναμικό νόμο προκύπτει η σχέση:

$$d(c_p T + \Phi) = 0$$

διαιρώντας με dz και με βάση τη σχέση: $d\Phi \equiv g dz \Rightarrow \Phi(z) = \int_0^z g dz$

προκύπτει: $-\left(\frac{dT}{dz}\right) = \frac{g}{c_p} \dots = \frac{9,81}{1004} = 0,009 \equiv \Gamma_d$

όπου g_0 είναι η μέση τιμή της επιτάχυνσης της βαρύτητας στην επιφάνεια της Γης ($\approx 9.81 \text{ ms}^{-2}$). Το γεωδυναμικό ύψος χρησιμοποιείται ως κατακόρυφη συντεταγμένη στις περισσότερες ατμοσφαιρικές εφαρμογές (μετεωρολογικοί χάρτες), στις οποίες η ενέργεια διαδραματίζει σημαντικό ρόλο (π.χ. μεγάλης και συνοπτικής κλίμακας ατμοσφαιρικές κινήσεις).

Να διατυπωθεί ο νόμος του Poisson και να εξηγηθούν οι όροι της σχέσης που τον διέπει.

Δυνητική θερμοκρασία θ μίας αέριας μάζας ορίζεται ως η θερμοκρασία που θα είχε κατά την αδιαβατική εκτόνωση ή συμπίεσή της από συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας σε πίεση $p_0=1000$ hPa.

Αποδεικνύεται ότι:

$$\theta = T \cdot \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R/c_p}$$

Η σχέση καλείται και εξίσωση του Poisson.

Επειδή $R \gg R_d = 287,05 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ και $c_p \gg c_{pd} = 1004 \text{ JK}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ τότε $R/c_p \gg 0,286$.

Παράμετροι οι οποίοι παραμένουν σταθερές κατά τη διάρκεια συγκεκριμένων μεταβολών καλούνται διατηρούμενες.

Η δυνητική θερμοκρασία θεωρείται διατηρούμενη ποσότητα για μία αέρια μάζα που μετακινείται στην ατμόσφαιρα κάτω από αδιαβατικές συνθήκες.

Συνεπώς, η δυνητική θερμοκρασία μπορεί να θεωρηθεί σταθερή υπό συνθήκες που θεωρούνται αδιαβατικές.

Τι είναι η αναλογία μίγματος, η ειδική υγρασία και η αναλογία μίγματος κορεσμού;

Η ποσότητα των υδρατμών σε συγκεκριμένο όγκο αέρα ορίζεται ως η αναλογία της μάζας m_v των υδρατμών (v) προς τη μάζα του ξηρού αέρα (d).

Ο λόγος αυτός καλείται αναλογία μίγματος w και δίνεται από τη σχέση: $w \equiv \frac{m_v}{m_d}$

Η μάζα των υδρατμών m_v στη μονάδα μάζας του αέρα (ξηρού και υδρατμών) καλείται ειδική υγρασία q :

$$q \equiv \frac{m_v}{m_d + m_v} = \frac{w}{1 + w}$$

Η αναλογία μίγματος κορεσμού w_s σε σχέση με το νερό ορίζεται ως η αναλογία μάζας m_{vs} των υδρατμών σε συγκεκριμένο όγκο κορεσμένου αέρα προς τη μάζα m_d του ξηρού αέρα.

Έχει δοθεί στη σχέση:

$$w_s \equiv \frac{m_{vs}}{m_d}$$

Πώς ορίζονται η σχετική υγρασία και το σημείο δρόσου;

Σχετική υγρασία RH (ή φ) ορίζεται ο λόγος της πραγματικής αναλογίας μίγματος του αέρα προς την αναλογία μίγματος κορεσμού του συγκεκριμένου δείγματος αέρα σε συγκεκριμένες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας.

$$RH(\text{ή } \varphi) \equiv 100 \cdot \frac{w}{w_s} \% \cong 100 \frac{e}{e_s} \%$$

Σημείο δρόσου T_d είναι η θερμοκρασία στην οποία πρέπει ο αέρας να ψυχθεί υπό σταθερή πίεση, ώστε να φτάσει σε κορεσμό.

Δηλαδή το σημείο δρόσου είναι η θερμοκρασία στην οποία η αναλογία μίγματος κορεσμού w_s γίνεται ίση με την πραγματική αναλογία μίγματος w .

Μετεωρολογικός σταθμός σε ύψος 500 m από την επιφάνεια της θάλασσας μετρά ατμοσφαιρική πίεση 945 hPa. Να υπολογιστεί η πίεση του σταθμού στη μέση στάθμη θάλασσας.

Δίνονται $\rho=1,25 \text{ kg m}^{-3}$, $g=9,81 \text{ ms}^{-2}$.

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -g\rho \Rightarrow \int_{p_0}^p dp = -g\rho \int_{z_0}^z dz \Rightarrow p_0 = p + g\rho z \Rightarrow$$

$$p_0 = 945 \text{ hPa} + 9,81 \frac{\text{m}}{\text{s}^2} 1,25 \frac{\text{kg}}{\text{m}^3} 500 \text{ m} \Rightarrow$$

$$p_0 = 945 \text{ hPa} + 6131,25 \text{ Pa} = 1006,25 \text{ hPa}$$

Έστω ότι στους 0°C η πυκνότητα του ξηρού αέρα είναι 1,275 kgm⁻³ και η πυκνότητα των υδρατμών είναι 4,77×10⁻³ kgm⁻³. Ποια η συνολική πίεση του μίγματος ξηρού αέρα και υδρατμών στους 0°C;

Εφαρμόζοντας το νόμο του Dalton για τον ξηρό αέρα και τους υδρατμούς προκύπτει:

$$p = \rho RT \Rightarrow \left\{ \begin{array}{l} p_{dry} = \rho_d R_d T \\ p_{wet} = e = \rho_w R_w T \end{array} \right\} \quad p = p_{dry} + e$$

$$\rho_d = 1,275 \frac{kg}{m^3}, \rho_w = 4,77 \cdot 10^{-3} \frac{kg}{m^3}, R_d = 287 \frac{J}{kgK}, R_w = 461,5 \frac{J}{kgK},$$

$$T = 0^\circ C + 273,15K$$

$$p_{dry} = \rho_d R_d T = 1,275 * 287 * 273,15 = 99952,41 \frac{N}{m^2}$$

$$p_{wet} = e = \rho_w R_w T = 4,77 * 461,5 * 273,15 = 601,3 Pa$$

$$p = 99952,41 + 601,3 \frac{N}{m^2} = 100553,3 Pa = 1005,533 hPa$$

Να υπολογιστεί το πάχος ισόθερμου ατμοσφαιρικού στρώματος (1000-500 hPa) για θερμοκρασία 273 K.

Από την εξίσωση του γεωδυναμικού ύψους για δύο ισοβαρικές επιφάνειες προκύπτει:

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R}{g_o} \int_{p_2}^{p_1} T \frac{dp}{p}$$

$$\Rightarrow \Delta z = \frac{R\bar{T}}{g_o} \int_{p_2}^{p_1} \frac{dp}{p} \Rightarrow \Delta z = \frac{R\bar{T}}{g_o} \ln p \Big|_{p_2}^{p_1}$$

$$\Rightarrow \Delta z = \frac{287 \text{ J/kgK} \cdot 273 \text{ K}}{9,81 \text{ m/s}^2} \ln \frac{1000 \text{ hPa}}{500 \text{ hPa}} \Rightarrow \Delta z = 5536,06 \text{ gpm}$$

Να υπολογιστεί το γεωδυναμικό ύψος της ισοβαρικής επιφάνειας 1000hPa, όταν η πίεση στη μέση στάθμη θάλασσας είναι 1014 hPa. Δίνεται η κλίμακα ύψους της ατμόσφαιρας 8 km.

Από την εξίσωση του γεωδυναμικού ύψους με δεδομένη την κλίμακα ύψους της ατμόσφαιρας 8 km προκύπτει:

$$Z_g = \bar{H} \ln \frac{p_0}{p_g}$$

$$\Rightarrow Z_{1000} = 8000 \ln \frac{1014}{1000} \Rightarrow Z_{1000} = 111,22m$$

Η τιμή της θερμοκρασίας του αέρα πάνω από τον Βόρειο Πόλο είναι $T_{\pi}=5^{\circ}\text{C}$ και πάνω από τον Ισημερινό $T_{\iota}=25^{\circ}\text{C}$. Να εξετασθεί, εάν η τροπόπαυση πάνω από τον Ισημερινό είναι ψυχρότερη από την αντίστοιχη πάνω από τον Βόρειο Πόλο. Η τιμή της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας και στις δύο περιοχές θεωρείται ίδια και ίση με $6,5^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

Δίνεται το ύψος της Τροπόπαυσης πάνω από

α) τον Βόρειο Πόλο $h_{\pi}=8\text{km}$ και β) τον Ισημερινό $h_{\iota}=12\text{km}$.

$$\alpha) T_{\tauροπ} = T_{\pi} - \gamma (h_{\pi} - z_{οπ}) \Rightarrow T_{\tauροπ} = 5^{\circ}\text{C} - 6,5^{\circ}\text{C}/\text{km} (8\text{km}) = -47^{\circ}\text{C}$$

$$\beta) T_{\iota\pi} = T_{\pi} - \gamma (h_{\pi} - z_{οι}) \Rightarrow T_{\tauροπ} = 25^{\circ}\text{C} - 6,5^{\circ}\text{C}/\text{km} (12\text{km}) = -53^{\circ}\text{C}$$

Πάνω σε ένα χάρτη καιρού σχεδιάζονται ισοϋψείς καμπύλες που παριστάνουν το πάχος στρώματος από τα 1000 στα 500 hPa με διακριτοποίηση μεταξύ των ισοϋψών 60 m.
 Να εκτιμηθεί η μέση θερμοκρασία του στρώματος.

$$Z_2 - Z_1 = \frac{R}{g_0} \int_{p_2}^{p_1} T \frac{dp}{p}$$

$$\Rightarrow \Delta z = \frac{R}{g} \ln 2 (\bar{T}_1 - \bar{T}_2) \Rightarrow \Delta \bar{T} = \bar{T}_1 - \bar{T}_2 = \frac{\Delta z}{\frac{R}{g} \ln 2} \Rightarrow$$

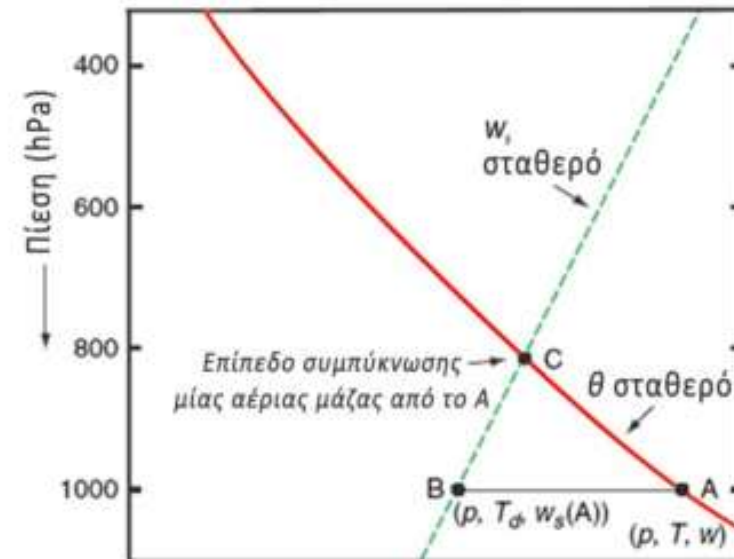
$$\Delta \bar{T} = \frac{60m}{\frac{287 \text{ J/kgK}}{9,8 \frac{m}{s^2}} \ln 2} = 3K$$

Επίπεδο Συμπύκνωσης λόγω Εξαναγκασμένης Ανόδου

Το επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου (Lifted Condensation Level-LCL) ορίζεται ως το επίπεδο όπου θα πρέπει να ανέλθει αδιαβατικά μία ακόρεστη αέρια μάζα, ώστε να θεωρηθεί κορεσμένη από υδρατμούς. Κατά τη διάρκεια της ανόδου η αναλογία μίγματος w και η δυνητική θερμοκρασία παραμένουν σταθερές, αλλά η αναλογία μίγματος κορεσμού w_s μειώνεται μέχρι να γίνει ίση με w στο LCL. Συνεπώς, το LCL εντοπίζεται στην τομή της καμπύλης της δυνητικής θερμοκρασίας, που περνά από θερμοκρασία T και πίεση p της αέριας μάζας, και της καμπύλης w_s η οποία διέρχεται από πίεση p και σημείο δρόσου T_d της αέριας μάζας.

Το επίπεδο συμπύκνωσης λόγω εξαναγκασμένης ανόδου μίας αέριας μάζας από το σημείο A, με πίεση p , θερμοκρασία T σημείο δρόσου T_d εντοπίζεται στο σημείο C.

(τροποποίηση από [Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey](#)).



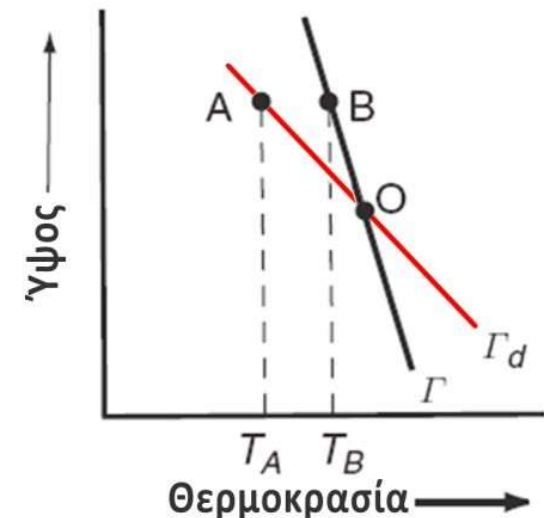
Επειδή το σημείο δρόσου και το LCL σχετίζονται, όπως φαίνεται στο [Σχήμα](#), η γνώση του ενός είναι αρκετή για τον καθορισμό του άλλου. Όμοια, η γνώση των T , p ή οποιασδήποτε παραμέτρου υγρασίας είναι ικανή για τον καθορισμό όλων των υπολοίπων παραμέτρων υγρασίας που έχουν οριστεί.

Στατική της Ατμόσφαιρας

Έστω ατμοσφαιρικό στρώμα στο οποίο η πραγματική θερμοβαθμίδα Γ (όπως δηλαδή μετράται από μία ραδιοβόλιση) είναι μικρότερη από την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα Γ_d .

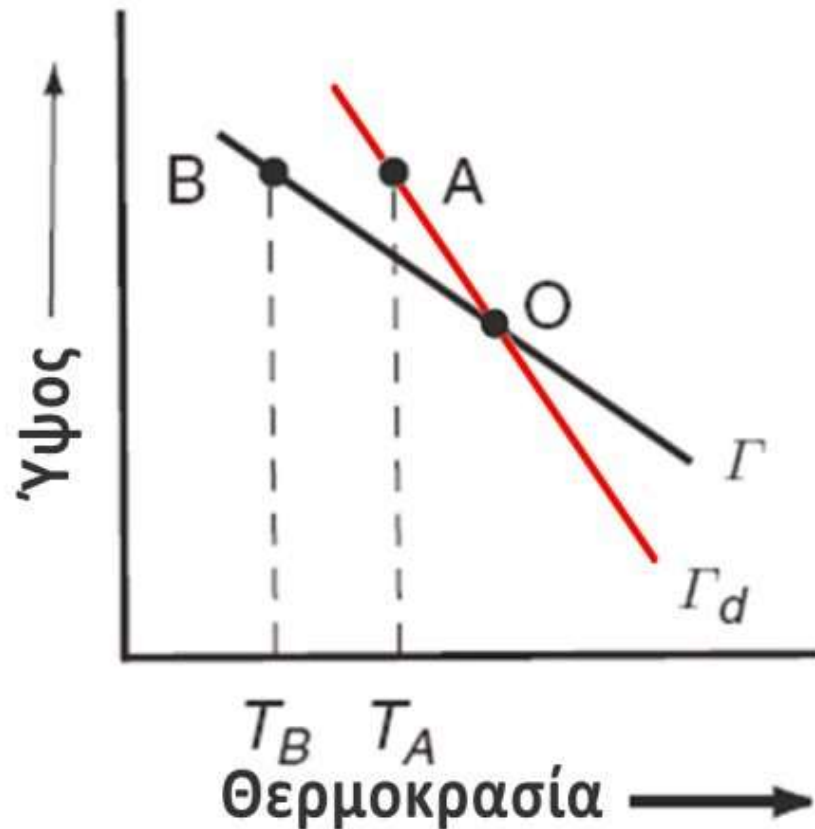
Εάν μία ακόρεστη από υδρατμούς στοιχειώδης μάζα αέρα που βρίσκεται αρχικά στο επίπεδο O ανέλθει στο ύψος που ορίζεται από τα σημεία A και B , η θερμοκρασία της θα πέσει στην T_A , η οποία είναι μικρότερη από την αντίστοιχη θερμοκρασία του περιβάλλοντος T_B στο ίδιο επίπεδο ([Σχήμα](#)).

Επειδή η αέρια μάζα άμεσα προσαρμόζεται στην πίεση του περιβάλλοντος αέρα, είναι προφανές από την εξίσωση των ιδανικών αερίων ότι η ψυχρότερη μάζα θα είναι πυκνότερη από τον θερμότερο περιβάλλοντα αέρα. Συνεπώς, χωρίς την επίδραση άλλης εξωτερικής δύναμης, η μάζα τείνει να επιστρέψει στο αρχικό της επίπεδο. Εάν η μάζα εκτοπιστεί προς τα κάτω από το επίπεδο O γίνεται θερμότερη από τον περιβάλλοντα αέρα και συνεπώς τείνει να ανέλθει στο αρχικό της επίπεδο. Και στις δύο περιπτώσεις η αέρια μάζα αντιμετωπίζει μία δύναμη επαναφοράς, η οποία αποτρέπει την κατακόρυφη ανάμιξη. Η συνθήκη $\Gamma < \Gamma_d$ αντιστοιχεί σε ευσταθή στρωμάτωση της ατμόσφαιρας (ή θετική στατική ευστάθεια) για μη κορεσμένες αέριες μάζες. Γενικά, όσο μεγαλύτερη η διαφορά $\Gamma - \Gamma_d$ τόσο ισχυρότερη η δύναμη επαναφοράς και μεγαλύτερη η στατική ευστάθεια.



Συνθήκες για θετική στατική ευστάθεια ($\Gamma < \Gamma_d$) για ακόρεστη αέρια μάζα

Στρώματα αέρα με αρνητική θερμοβαθμίδα (δηλαδή η θερμοκρασία να αυξάνει καθ' ύψος) ονομάζονται αναστροφές. Τα συγκεκριμένα στρώματα χαρακτηρίζονται από ισχυρή στατική ευστάθεια και δεν επιτρέπουν την έναρξη κατακόρυφων ανοδικών κινήσεων.



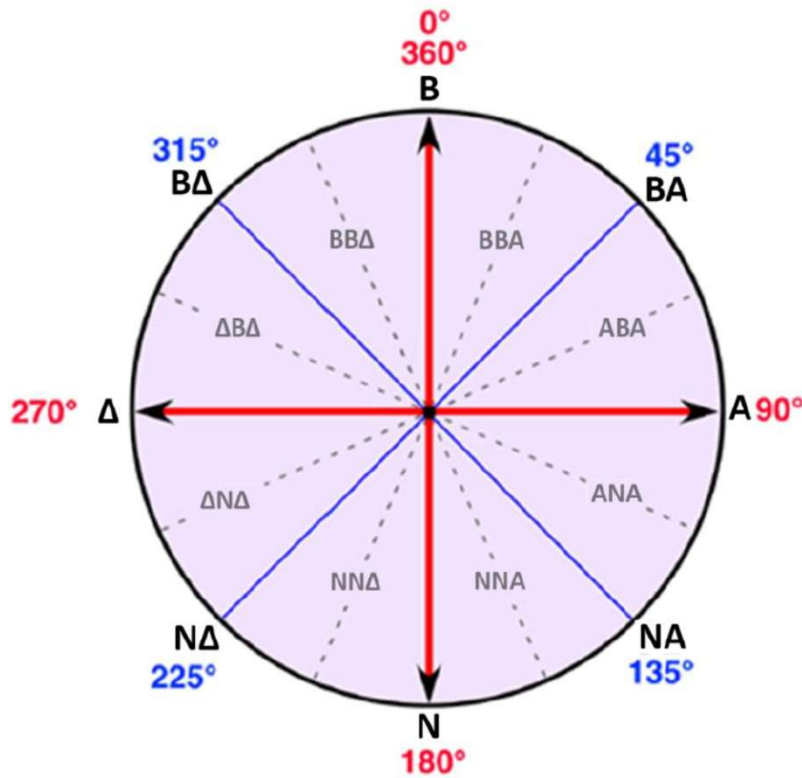
Οι αναστροφές κοντά στην επιφάνεια λειτουργούν ως “καπάκι” που παγιδεύει την αέρια ρύπανση μέσα σε αυτό και δεν διευκολύνει την κατακόρυφη ανάμιξη.

Συνθήκες για αρνητική στατική αστάθεια ($\Gamma > \Gamma_d$) για ακόρεστη αέρια μάζα

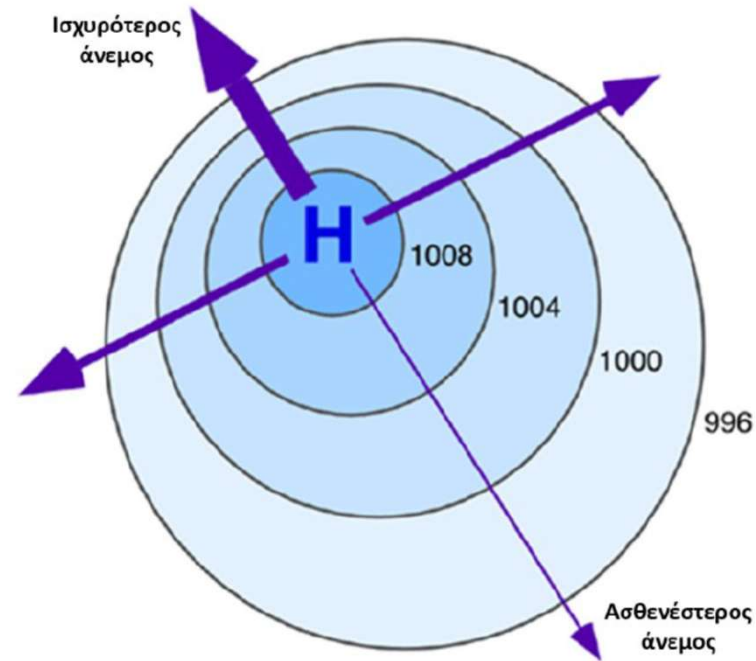
(τροποποίηση από Wallace J.M. and P.V. Hobbs, Atmospheric Science, An Introductory Survey).

Εργαστηριακή Εφαρμογή (Γεωστροφικός και Επιφανειακός άνεμος)

Γενικά η διεύθυνση του ανέμου χαρακτηρίζεται από την κατεύθυνση από την οποία πνέει (Σχήμα 1). **Ο άνεμος πνέει από περιοχές με υψηλές πιέσεις προς περιοχές με χαμηλότερες πιέσεις**, με τις μεγαλύτερες εντάσεις να εντοπίζονται σε περιοχές με μεγάλη πυκνότητα των ισοβαρών καμπύλων (Σχήμα 2).



(Σχήμα 1) Οι 8 βασικές διευθύνσεις του ανέμου ανά 45°. Με γκρι αποτυπώνονται οι υποδιαιρέσεις τους ανά 22,5°.

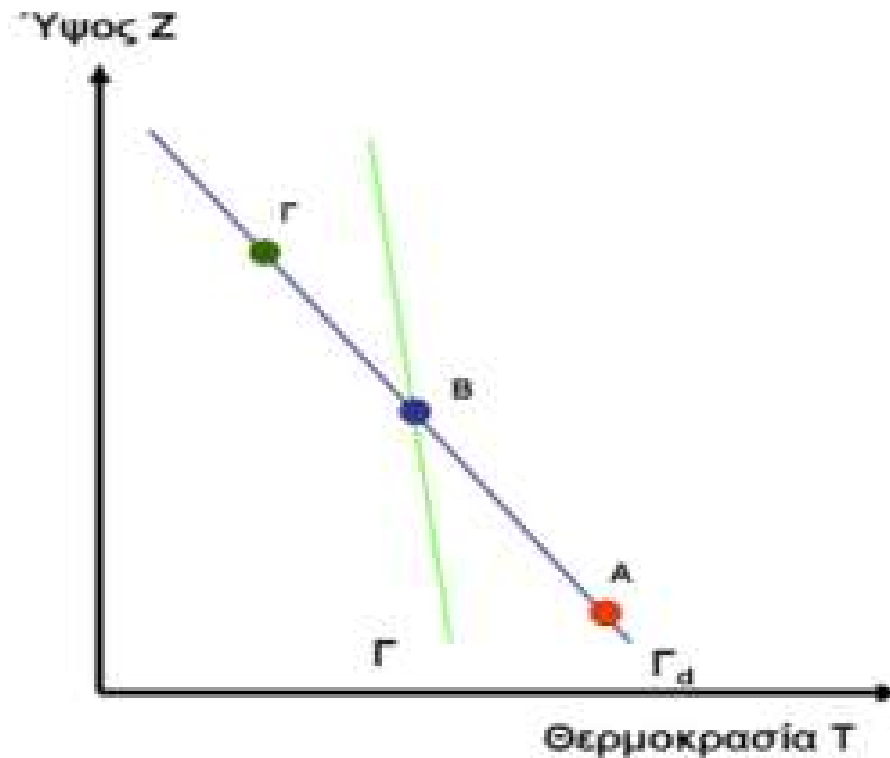


(Σχήμα 2). Δημιουργία ανέμου από περιοχή με υψηλές πιέσεις προς περιοχή με χαμηλές πιέσεις. Η έντασή του είναι ισχυρότερη εκεί όπου υπάρχει μεγαλύτερη πυκνότητα ισοβαρών καμπύλων

Στο **Σχήμα** δίνεται η ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα (Γ_d) και η θερμοβαθμίδα του περιβάλλοντος (Γ).

Τρεις (3) ξηρές αέριες μάζες βρίσκονται στα σημεία A, B και Γ.

Ποια είναι η κατάσταση ευστάθειας τους ανάλογα με τη θέση τους στην ατμόσφαιρα;



Διάγραμμα κατακόρυφης κατανομής θερμοκρασίας.

Τι ονομάζεται ενεργή βαρύτητα;

Η δύναμη ανά μονάδα μάζας που αναφέρεται ως βαρύτητα ή ενεργή βαρύτητα αντιπροσωπεύει το διανυσματικό άθροισμα της πραγματικής βαρυτικής έλξης g^* , που έλκει όλα τα σώματα συγκεκριμένης μάζας προς το κέντρο της μάζας της Γης, και μίας φαινόμενης δύναμης πολύ μικρότερου μεγέθους, που καλείται φυγόκεντρος δύναμη $\Omega^2 R_A$,

όπου

Ω είναι ο ρυθμός περιστροφής του συστήματος συντεταγμένων σε ακτίνια ανά δευτερόλεπτο (s^{-1}) και R_A είναι η απόσταση από τον άξονα περιστροφής.

Η φυγόκεντρος δύναμη τείνει να εκτρέψει όλα τα σώματα προς τα έξω από τον άξονα της πλανητικής περιστροφής.

Η μαθηματική έκφραση είναι:

$$g = g^* + \Omega^2 R_A$$

Να περιγράψει η δύναμη Coriolis. Τι είναι η παράμετρος Coriolis;

Ένα σώμα το οποίο κινείται με ταχύτητα V σε επίπεδο κάθετο στον άξονα περιστροφής της Γης δέχεται μία επιπλέον φαινόμενη δύναμη, που καλείται δύναμη Coriolis:

$$-2\Omega \times V$$

Η συγκεκριμένη δύναμη έχει διεύθυνση κάθετη της κίνησης και φορά ανάλογα με τη φορά περιστροφής του συστήματος. Δηλαδή, εάν το σύστημα περιστρέφεται αντίθετα με τους δείκτες του ρολογιού (αριστερόστροφα), όπως η Γη, η δύναμη θα έχει φορά προς τα δεξιά της κίνησης του σώματος με ταχύτητα V και αντίστροφα. Η δύναμη Coriolis επιδρά μόνο στη διεύθυνση της κίνησης και οφείλεται στην περιστροφή της Γης.

Όταν οι δυνάμεις και οι κινήσεις αναπαρίστανται σε σφαιρικό σύστημα συντεταγμένων, η οριζόντια συνιστώσα της δύναμης Coriolis προερχόμενη από οριζόντια κίνηση V δίνεται σε διανυσματική μορφή:

$$F_C = -f\mathbf{k} \times V$$

Όπου: $f = 2\Omega \sin(\phi)$

αποτελεί την παράμετρο Coriolis,

ενώ k είναι το μοναδιαίο διάνυσμα κάθετο στην οριζόντια επιφάνεια της κίνησης με θετικό πρόσημο προς τα πάνω. ενώ το μοναδιαίο διάνυσμα k είναι παράλληλο στον άξονα περιστροφής μόνο κοντά στους πόλους.

Το ϕ αντιστοιχεί στο γεωγραφικό πλάτος,

Η δύναμη Coriolis αυξάνει από τον Ισημερινό, όπου έχει τιμή μηδέν, προς τους πόλους, όπου και λαμβάνει τη μέγιστη τιμή $2\Omega V$.

Να δοθεί ο ορισμός της δύναμης βαροβαθμίδας στις 3 διαστάσεις.

Για τις τρεις διαστάσεις προκύπτει η γενική μορφή της δύναμης βαροβαθμίδας:

$$\vec{a}_{PGF} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} \hat{i} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} \hat{j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} \hat{k} \Rightarrow \vec{a}_{PGF} = -\frac{1}{\rho} \nabla p$$

Η δύναμη βαροβαθμίδας έχει φορά αντίθετη από το άνυσμα της βαθμίδας πίεσης (ανάδελτα), δηλαδή κατευθύνεται από τις υψηλότερες προς χαμηλότερες πιέσεις.

Επίσης η ισχυρότερη βαθμίδα πίεσης δίνει και ισχυρότερη δύναμη βαροβαθμίδας.

Πώς μπορεί να εκτιμηθεί η δύναμη βαροβαθμίδας από τους χάρτες ισοβαρών καμπυλών;

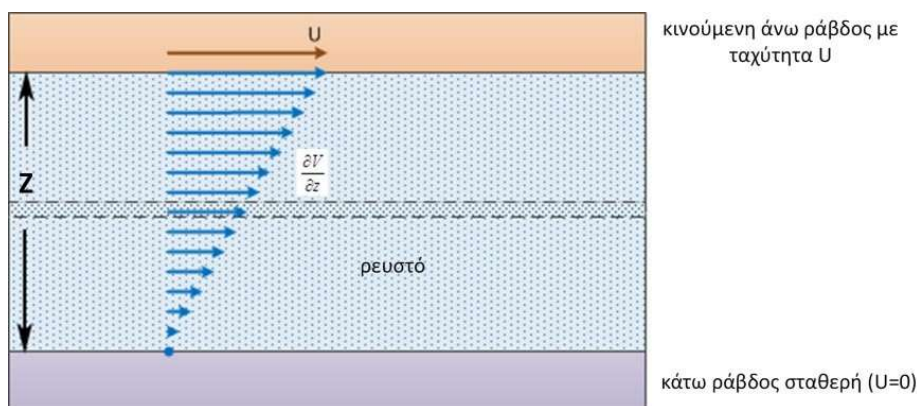
Η δύναμη βαροβαθμίδας μπορεί να εκτιμηθεί από τους χάρτες ισοβαρών καμπυλών όταν είναι γνωστές οι αποστάσεις μεταξύ των ισοβαρών με βάση την παρακάτω προσεγγιστική σχέση:

$$|\nabla p| \cong \frac{\Delta p}{\Delta n}$$

όπου Δp είναι η διαφορά μεταξύ δύο διαδοχικών ισοβαρών και Δn είναι η οριζόντια απόστασή τους.

Τι είναι η δύναμη τριβής; Μέχρι ποιο ύψος η δύναμη τριβής θεωρείται ανάλογου μεγέθους με τις άλλες δυνάμεις;

Ανάλογα με τη δύναμη βαροβαθμίδας αποδεικνύεται πως η δύναμη τριβής που ασκείται στη μονάδα μάζας έχει τη μορφή:



$$F_{\tau} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau}{\partial z}$$

όπου τ αντιπροσωπεύει την κατακόρυφη συνιστώσα της διατμητικής τάσης, δηλαδή της βαθμίδας της κατακόρυφης μεταφοράς ορμής σε μονάδες $N \cdot m^{-2}$.

Οι κατακόρυφες εναλλαγές ορμής δρουν για την εξομάλυνση της κατακόρυφης κατατομής της ταχύτητας V του ανέμου.

Η βαθμίδα της κατακόρυφης ανάμιξης σε συγκεκριμένο ύψος και χρόνο εξαρτάται από την ένταση της κατακόρυφης διάτμησης του ανέμου και από την ένταση της τυρβώδους ροής.

Πάνω από το οριακό στρώμα της ατμόσφαιρας η δύναμη τριβής είναι πολύ μικρότερη από τις δυνάμεις βαροβαθμίδας και Coriolis, ενώ μέσα στο οριακό στρώμα (περίπου στα πρώτα 1500 μέτρα από την επιφάνεια) η δύναμη τριβής είναι ανάλογου μεγέθους με τις άλλες δύο δυνάμεις.

Πώς ορίζεται η διατμητική τάση κοντά στην επιφάνεια της Γης;

Η διατμητική τάση τ_s κοντά στην επιφάνεια της Γης έχει φορά αντίθετη με τη φορά του διανύσματος της ταχύτητας του ανέμου V_s και δρα αντισταθμιστικά στον επιφανειακό άνεμο.

Προσεγγιστικά δίνεται από την εμπειρική σχέση:
$$\tau_s = -\rho C_D \vec{V}_s V_s$$

όπου ρ η πυκνότητα του αέρα, C_D ο αδιάστατος συντελεστής αντίστασης, ο οποίος εξαρτάται από την \vec{V}_s τραχύτητα του εδάφους και τη στατική ευστάθεια της ατμόσφαιρας, ανέμου και V_s η ταχύτητα του επιφανειακού ανέμου.

Να δοθεί η γενική μορφή της εξίσωσης της οριζόντιας κίνησης.

Η οριζόντια συνιστώσα της σχέσης:
$$\alpha = \frac{1}{m} \sum F$$

σε διανυσματική μορφή και για τη μονάδα μάζας είναι:
$$\frac{dV}{dt} = a_{PGF} + F_C + F_\tau$$

Όπου dV/dt είναι η ολική παράγωγος ως προς το χρόνο της οριζόντιας συνιστώσας της ταχύτητας μοναδιαίας αέριας μάζας καθώς κινείται μέσα στην ατμόσφαιρα.

Αντικαθιστώντας την a_{PGF} από την:

$$\vec{a}_{PGF} = -\frac{1}{\rho} \nabla p$$

και την F_C από την:

$$\vec{F}_C = -2\vec{\Omega} \times \vec{V} \quad \text{ή} \quad F_C = -fk \times V$$

προκύπτει η γενική μορφή της εξίσωσης της οριζόντιας κίνησης:

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \nabla p - fk \times V + F_\tau$$

Να δοθούν οι δύο οριζόντιες συνιστώσες του γεωστροφικού ανέμου. Ποια τα βασικά τους χαρακτηριστικά;

$$u_g = -\frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial y}$$

$$v_g = \frac{1}{f} \frac{\partial \Phi}{\partial x}$$

Για να υπάρξει ισορροπία μεταξύ της δύναμης βαροβαθμίδας και της δύναμης Coriolis ο γεωστροφικός άνεμος πρέπει να πνέει παράλληλα προς τις ισοβαρείς, έχοντας δεξιά του τις υψηλές πιέσεις στο Βόρειο Ημισφαίριο. Και στα δύο ημισφαίρια η κυκλοφορία του γεωστροφικού ανέμου είναι κυκλωνική (ροή αντίστροφη από την κίνηση των δεικτών του ρολογιού στο Βόρειο Ημισφαίριο) γύρω από το κέντρο χαμηλών πιέσεων και αντίστροφα, αποδεικνύοντας την ύπαρξη τοπικού ελαχίστου ατμοσφαιρικής πίεσης στο κέντρο των κυκλώνων και τοπικού μεγίστου στο κέντρο των αντικυκλώνων. Πυκνότερη κατανομή ισοβαρών ή ισοϋψών σημαίνει ανάπτυξη ισχυρότερης δύναμης Coriolis για την εξισορρόπηση της δύναμης βαροβαθμίδας και συνεπώς μεγαλύτερη ένταση του γεωστροφικού ανέμου.

Να εξηγηθεί η απόκλιση Ekman.

Η δύναμη βαροβαθμίδας (a_{PGF}) είναι κάθετη στις ισοβαρείς, η Coriolis (F_c) έχει φορά προς τα δεξιά του διανύσματος της ταχύτητας V_s της αέριας μάζας στο Βόρειο Ημισφαίριο, ενώ η τριβή (F_T) έχει φορά αντίθετη της κίνησης. Όταν ξεκινά η κίνηση της αέριας μάζας η δύναμη τριβής είναι αντίθετη της ταχύτητας του γεωστροφικού ανέμου (V_g). Η μείωση της ταχύτητας V_g οδηγεί σε ελάττωση της δύναμης Coriolis, η οποία δεν μπορεί να εξισορροπήσει τη δύναμη βαροβαθμίδας. Τότε ο άνεμος στρέφεται κατά γωνία ψ προς τις χαμηλότερες πιέσεις. Η γωνία ψ μεταξύ V_s και V_g καθορίζεται από το ότι η συνιστώσα της a_{PGF} στο επίπεδο της κίνησης V_s πρέπει να εξισορροπείται από την τριβή. Αντίστοιχα, η F_c πρέπει να είναι αρκετά μεγάλη, ώστε να βρίσκεται σε ισορροπία με τη συνιστώσα της a_{PGF} σε επίπεδο κάθετο της διεύθυνσης της ταχύτητας του ανέμου V_s , δηλαδή:

$$fV_s = |a_{PGF}| \cos \psi$$

Επειδή $\frac{1}{2}F_c < \frac{1}{2}a_{PGF}$ τότε θα πρέπει ο πραγματικός άνεμος $V_s = \frac{1}{2}F_c / af$ να είναι μικρότερος του γεωστροφικού $V_g = \frac{1}{2}a_{PGF} / af$. Όσο ισχυρότερη είναι η δύναμη τριβής τόσο μεγαλύτερη γωνία ψ δημιουργεί ανάμεσα στον πραγματικό V_s και τον γεωστροφικό V_g άνεμο. Η συγκεκριμένη ροή που τέμνει τις ισοβαρείς με φορά προς τις χαμηλότερες πιέσεις καλείται απόκλιση του Ekman και εντοπίζεται πάντα στους χάρτες επιφανείας σε περιοχές με έντονο ανάγλυφο.

Να δοθεί ο άνεμος βαθμίδας υπό μορφή δευτεροβάθμιας εξίσωσης.

Στην περίπτωση κυκλωνικής τροχιάς, η φυγόκεντρος δύναμη ενισχύει την Coriolis και συνεπώς, για την ισορροπία των τριών δυνάμεων, η ταχύτητα του ανέμου θα είναι μικρότερη σε σχέση με την ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου στην ισορροπία βαροβαθμίδας-Coriolis. Σε ροές έντονων σφηνών υφέσεων, όπου οι τροχιές των αερίων μαζών είναι κυκλωνικές, οι παρατηρούμενες τιμές έντασης ανέμου στο επίπεδο των αεροχειμμάτων είναι δύο ή και τρεις φορές μικρότερες από την αντίστοιχη ταχύτητα του γεωστροφικού ανέμου, που θα προέκυπτε από την κατανομή των ισοϋψών καμπυλών. Στην αντικυκλωνική κυκλοφορία η φυγόκεντρος δύναμη είναι αντίθετη της Coriolis, οδηγώντας στην ανάπτυξη υπερ-γεωστροφικής ταχύτητας ανέμου για την επίτευξη ισορροπίας. Η φυγόκεντρος δύναμη δρα πάντα κάθετα στο διάνυσμα του ανέμου και επηρεάζει τη διεύθυνσή του και όχι το μέτρο του.

Ο άνεμος που προκύπτει από την ισορροπία των τριών συγκεκριμένων δυνάμεων καλείται άνεμος βαθμίδας. Η σχέση μπορεί να γραφεί υπό μορφή δευτεροβάθμιας εξίσωσης ως προς V :

$$V^2 + fR_T V + \frac{R_T}{\rho} \frac{\partial p}{\partial n} = 0$$

η οποία αποτελεί δευτεροβάθμια εξίσωση ως προς V .

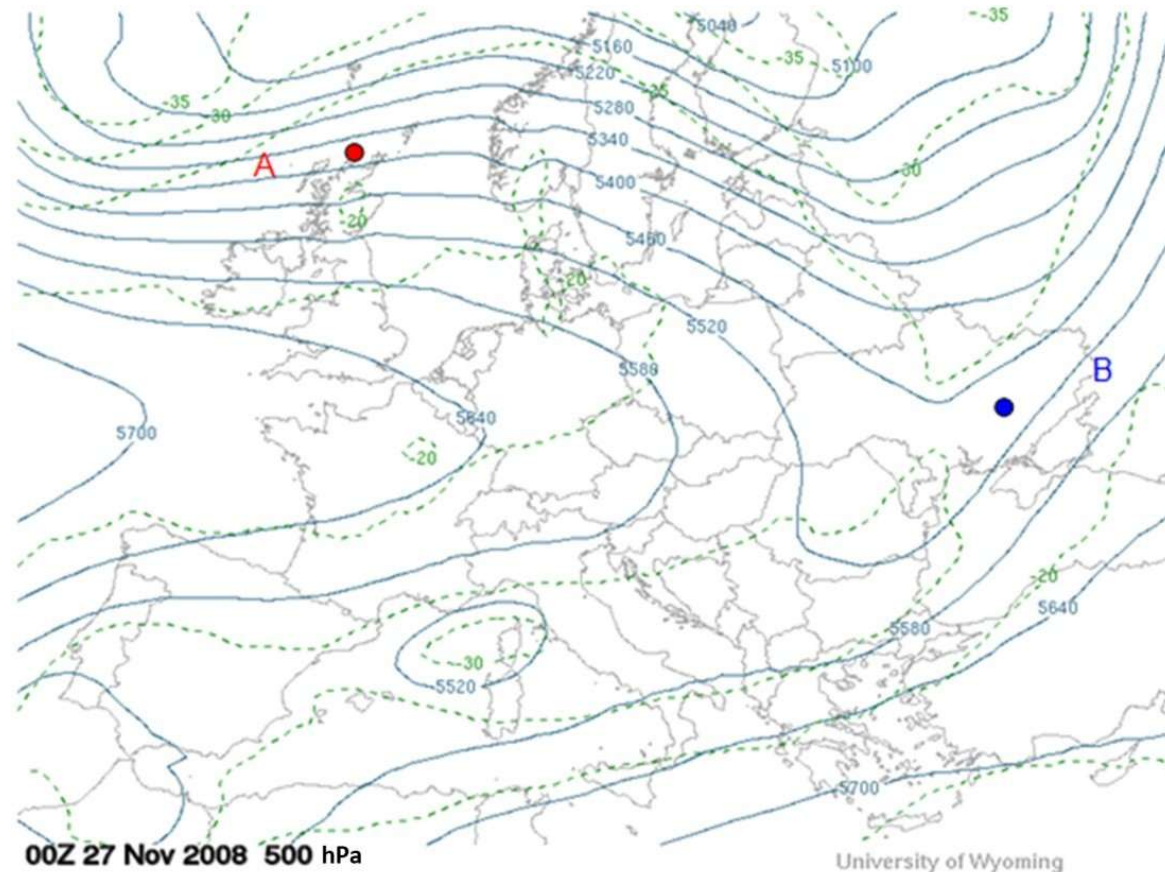
Να δοθούν οι συνιστώσες του θερμικού ανέμου και ο ρόλος του στην εκτίμηση της οριζόντιας μεταφοράς «θερμοκρασίας».

$$u_T = (u_g)_2 - (u_g)_1 = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial y} \right) \ln \left(\frac{P_1}{P_2} \right) \quad (1)$$
$$v_T = (v_g)_2 - (v_g)_1 = -\frac{R}{f} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial x} \right) \ln \left(\frac{P_1}{P_2} \right)$$

Ο θερμικός άνεμος έχει σημαντική σημασία στην εκτίμηση της οριζόντιας μεταφοράς θερμοκρασίας.

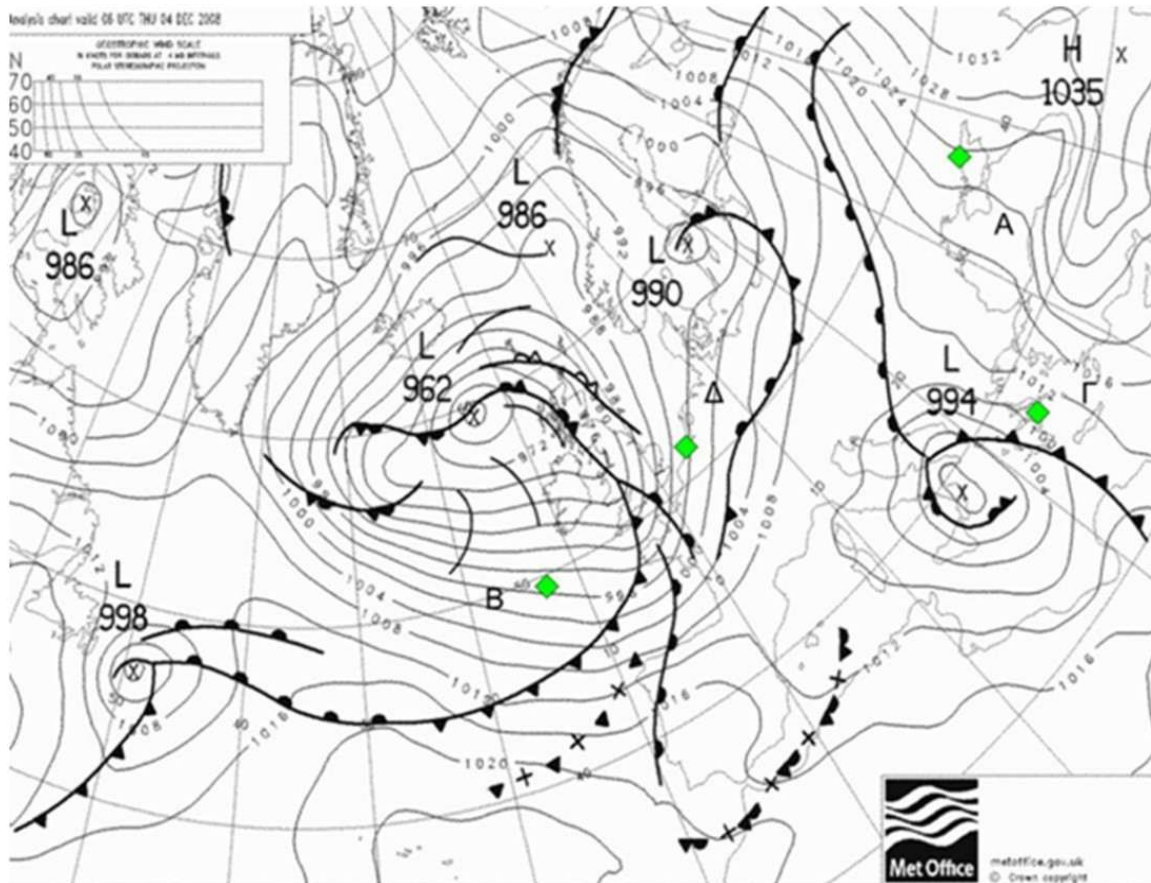
Με βάση τη σχέση (1) και σε αναλογία με τον γεωστροφικό άνεμο, ο θερμικός άνεμος πνέει παράλληλα στις ισόθερμες (καμπύλες σταθερής θερμοκρασίας και συνεπώς καμπύλες πάχους στρώματος) με τον θερμότερο αέρα να εντοπίζεται δεξιά της κίνησης στο Βόρειο Ημισφαίριο. Έτσι, η στροφή του γεωστροφικού ανέμου καθ' ύψος, αντίθετα με τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού, σημαίνει ψυχρή μεταφορά αερίων μαζών. Αντίθετα, η στροφή του γεωστροφικού ανέμου κατά τη φορά κίνησης των δεικτών του ρολογιού συνδυάζεται με θερμή μεταφορά.

Στο Σχήμα, α) να σημειωθούν οι δυνάμεις βαροβαθμίδας και Coriolis στα σημεία A και B του χάρτη, β) να χαραχθεί το διάνυσμα του γεωστροφικού ανέμου στα σημεία A και B και γ) σε ποιο από τα δύο σημεία ο γεωστροφικός άνεμος είναι ισχυρότερος και γιατί;



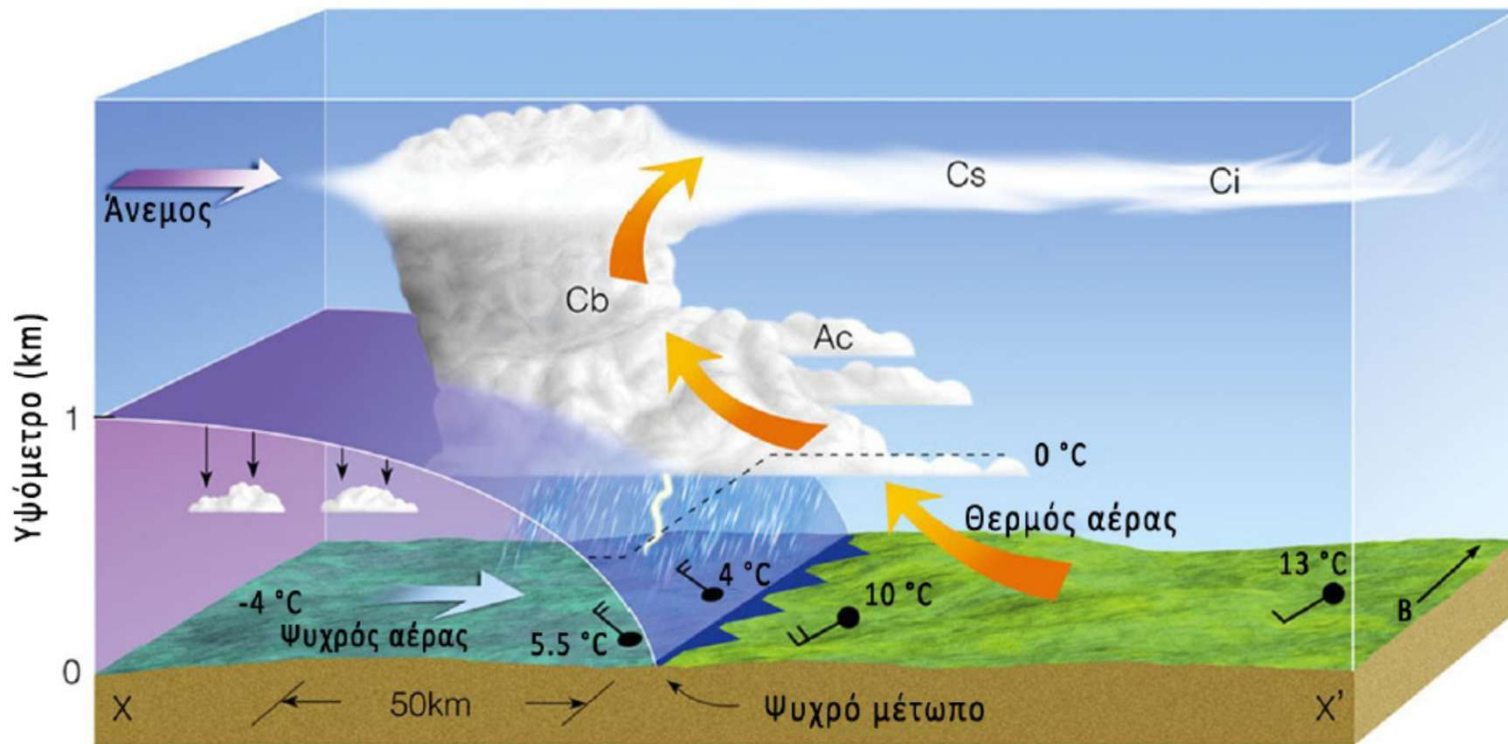
Χάρτης γεωδυναμικού ύψους και θερμοκρασίας στο ισοβαρικό επίπεδο των 500 hPa για την Ευρώπη (Πηγή χάρτη University of Wyoming).

Στο Σχήμα, α) Να σημειωθούν οι δυνάμεις βαροβαθμίδας, Coriolis και τριβής στα σημεία Α, Β, Γ και Δ του χάρτη, β) Να χαραχθούν τα διανύσματα του επιφανειακού ανέμου στα αντίστοιχα σημεία, γ) Να σημειωθούν οι διευθύνσεις του ανέμου σε κάθε σημείο.



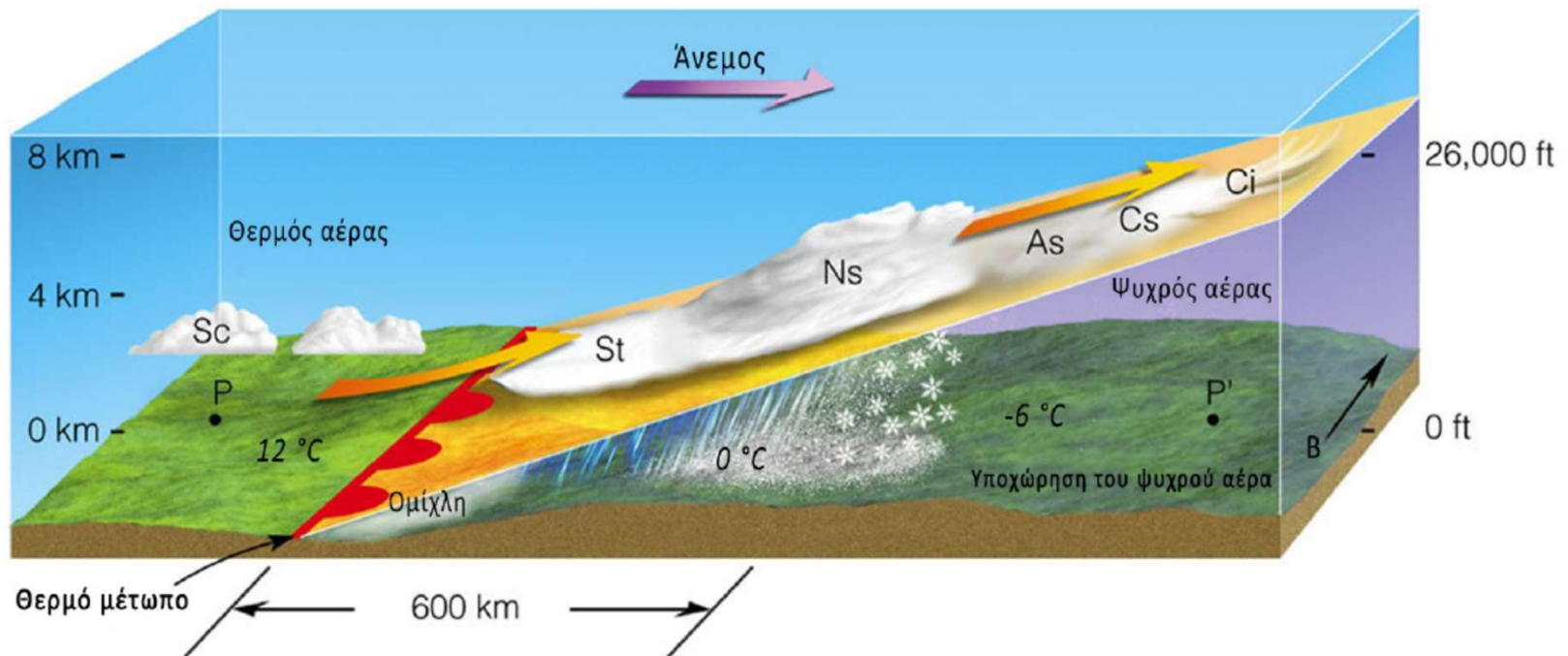
Συνοπτικός χάρτης επιφανείας που απεικονίζει την κατανομή της ατμοσφαιρικής πίεσης «ανηγμένης» στη μέση στάθμη θάλασσας, τα βαρομετρικά συστήματα και τις μετωπικές επιφάνειες (Πηγή χάρτη UK Met Office).

Τα καιρικά φαινόμενα (κυρίως η ανάπτυξη των νεφών και ο υετός) αποτυπώνονται καλύτερα σε τρισδιάστατη αναπαράσταση, όπως στο Σχήμα Α. Καθώς η ψυχρή αέρια μάζα κινείται ταχύτερα από τη θερμή που προηγείται, ο ψυχρός αέρας, που είναι πυκνότερος και βαρύτερος, εισχωρεί κάτω από τον θερμό και τον αναγκάζει να κινηθεί ανατολικότερα. Ταυτόχρονα τον εξαναγκάζει και σε κατακόρυφη ανοδική κίνηση με όλες τις συνέπειες της αδιαβατικής εκτόνωσης που συνοδεύει αυτήν την προς τα πάνω κίνηση.



Σχήμα Α Κατακόρυφη τομή μιας ψυχρής μετωπικής επιφάνειας και τα καιρικά φαινόμενα (νέφη, υετός, άνεμος) που τη συνοδεύουν. (τροποποίηση από Thomson Higher Education).

Το θερμό μέτωπο σπάνια είναι ευδιάκριτο από μεγάλη απόσταση. Στις περιπτώσεις όμως που είναι ευδιάκριτο, η παρουσία του γίνεται αισθητή αρκετές ώρες πριν φτάσει στην περιοχή από την παρατήρηση των χαρακτηριστικών ειδών νεφών που το συνοδεύουν. Παρατηρώντας το Σχήμα Β διαπιστώνεται ότι σε μεγάλη απόσταση από το θερμό μέτωπο (από 1000 έως 1500 km) η μόνη ένδειξη της ανάπτυξής του είναι η ύπαρξη νεφών σε μεγάλο ύψος, που ονομάζονται θύσανοι (νέφη θύσανοι-cirrus/Ci). Οι άνεμοι είναι ασθενείς μεταβλητοί και ο αέρας ψυχρός.

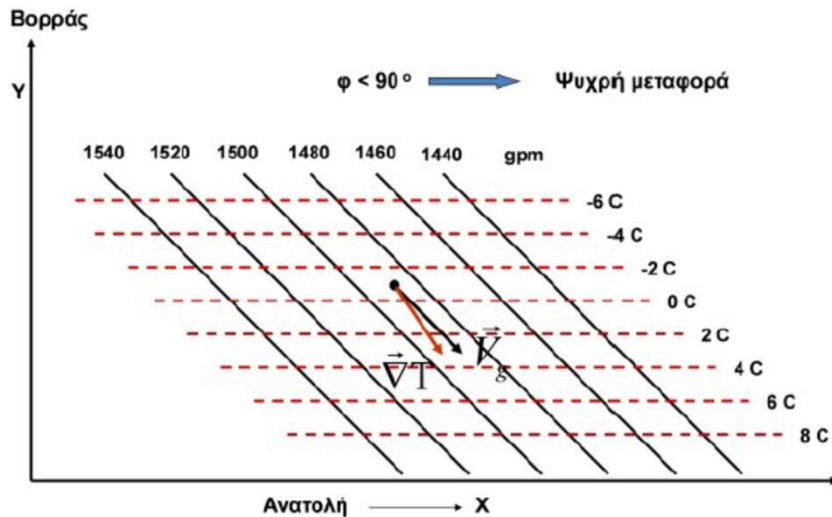


Σχήμα Β Κατακόρυφη τομή μιας θερμής μετωπικής επιφάνειας και τα καιρικά φαινόμενα (νέφη, βροχή, άνεμος) που τη συνοδεύουν.

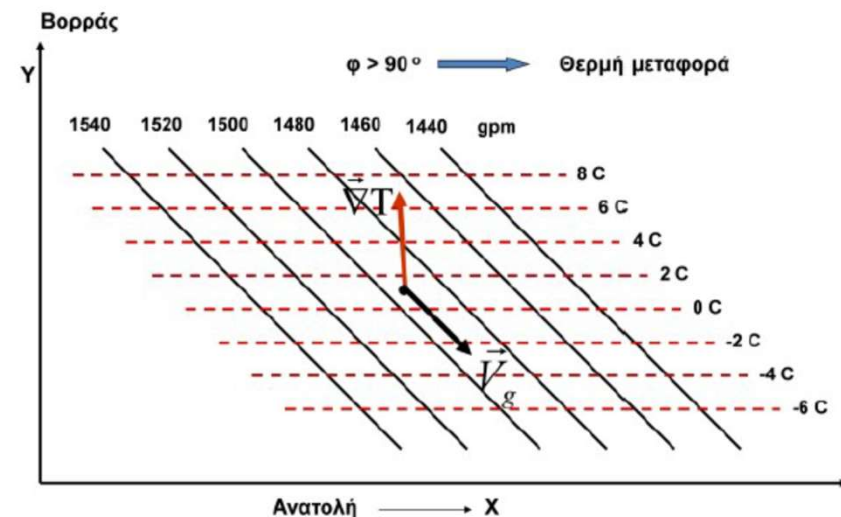
(τροποποίηση από Thomson Higher Education).

Η θερμική μεταφορά (M) αποτελεί ένδειξη για την επικείμενη μεταβολή της θερμοκρασίας σε μία περιοχή και ορίζεται από τη σχέση (1). Προκύπτει από τον γεωστροφικό άνεμο στα 850 hPa (V_g), το ανάδελτα της θερμοκρασίας (∇T) και το συνημίτονο της μεταξύ τους γωνίας (ϕ). Η μεταφορά εκφράζεται σε μονάδες Ks^{-1} .

$$M = -\vec{V}_g \cdot \nabla T = -|\vec{V}_g| |\nabla T| \cos(\hat{\phi})$$



- Όταν $\phi < 90^\circ$ τότε $M < 0$ και επικρατεί ψυχρή μεταφορά, δηλαδή η θερμοκρασία θα μειωθεί σε μία περιοχή το επόμενο χρονικό διάστημα (Σχήμα Α).
- Όταν $\phi > 90^\circ$ τότε $M > 0$ και επικρατεί θερμή μεταφορά, δηλαδή η θερμοκρασία θα αυξηθεί σε μία περιοχή το επόμενο χρονικό διάστημα (Σχήμα Β).
- Όταν $\phi = 90^\circ$ τότε $M = 0$.
- Η θερμική μεταφορά εξετάζεται στους χάρτες ισοϋψών που χαράζονται στην ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa, διότι (α) η ισοβαρική επιφάνεια των 850 hPa βρίσκεται περίπου σε ύψος 1500 μέτρων, όπου οι άνεμοι στα μέσα γεωγραφικά πλάτη είναι με πολύ καλή προσέγγιση γεωστροφικοί και (β) Είναι αρκετά κοντά στην επιφάνεια του εδάφους, έτσι ώστε η θερμοκρασία της σε συνοπτική κλίμακα ($500 \times 500 \text{ km}^2$ τουλάχιστον) επιδρά άμεσα στη θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια, ενώ δεν επηρεάζεται από τις μικροκλιματικές θερμοκρασιακές μεταβολές κοντά στο έδαφος, που εκτείνονται το πολύ σε ύψος λίγων εκατοντάδων μέτρων.



Τι ονομάζεται αέρια μάζα;

Αέρια μάζα θεωρείται ένα τμήμα του ατμοσφαιρικού αέρα που καλύπτει μεγάλη γεωγραφική έκταση. Η διάμετρος μιας αέριας μάζας μπορεί να ξεπεράσει και τα 1500 km, ενώ το πάχος της μπορεί να φθάσει μέχρι και την Τροπόπαυση. Οι αέριες μάζες παρουσιάζουν ομοιογενή χαρακτηριστικά σε ότι αφορά κυρίως την υγρασία και τη θερμοκρασία σε οποιαδήποτε οριζόντια διεύθυνση και σε οποιοδήποτε ύψος από την επιφάνεια του εδάφους. Καθώς, όμως, καλύπτουν εκτάσεις πολλών χιλιάδων τετραγωνικών χιλιομέτρων, μια τέτοια ομοιομορφία δεν μπορεί να είναι απόλυτη και επομένως αναμένονται μικρές τουλάχιστον διαφοροποιήσεις στη θερμοκρασία και στην ποσότητα των υδρατμών σε ίδια ύψη πάνω από την επιφάνεια του εδάφους.

Ποια πρέπει είναι τα χαρακτηριστικά μιας περιοχής για να θεωρείται «καλή πηγή» αερίων μαζών;

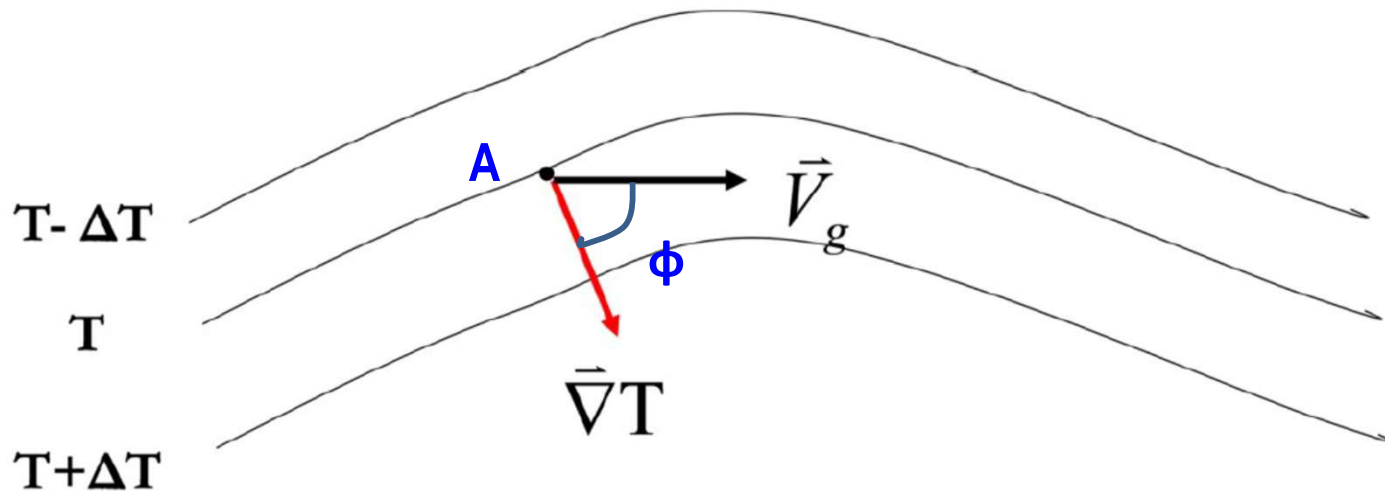
Καλές πηγές θεωρούνται οι εκτεταμένες και περίπου επίπεδες περιοχές με ασθενείς ανέμους επιφανείας, πάνω από τις οποίες διατηρούνται σταθερές η θερμοκρασία και η υγρασία για μεγάλο χρονικό διάστημα. Με αυτές τις συνθήκες μια υπερκείμενη μάζα αέρα μπορεί να αναπτύξει ομοιόμορφα χαρακτηριστικά. Όσο μεγαλύτερο είναι το χρονικό διάστημα που παραμένει ο αέρας πάνω από μία περιοχή τόσο οι ιδιότητές του πλησιάζουν στις ιδιότητες του υποκείμενου εδάφους. Με βάση τα παραπάνω, ιδανικές πηγές αερίων μαζών είναι κατά τον χειμώνα οι αρκτικές περιοχές και κατά τη διάρκεια του καλοκαιριού οι περιοχές των υποτροπικών αντικυκλώνων και οι μεγάλες έρημοι.

Ποια είναι τα κύρια χαρακτηριστικά των βασικών τύπων αερίων μαζών;

Οι αέριες μάζες ταξινομούνται σε κατηγορίες ανάλογα με την πηγή προέλευσης τους και τη διαδρομή τους. Έτσι, μια αέρια μάζα μπορεί να χαρακτηριστεί, σε σχέση με την περιοχή πάνω από την οποία σχηματίστηκε, ως: **Τροπική, Ισημερινή, Πολική ή Αρκτική**. Αέριες μάζες που δημιουργήθηκαν στους πόλους συμβολίζονται με το κεφαλαίο γράμμα P (Polar), ενώ εκείνες που σχηματίστηκαν στις θερμές τροπικές περιοχές συμβολίζονται με το γράμμα T (Tropical). Εάν η πηγή βρίσκεται σε μια ηπειρωτική περιοχή, τότε η αέρια μάζα είναι ξηρή και το μικρό γράμμα c (continental – ηπειρωτική) προηγείται του P ή του T. Αντίστοιχα, αν η πηγή της αέριας μάζας είναι μια θαλάσσια περιοχή, τότε η αέρια μάζα θα είναι υγρή – τουλάχιστον στα κατώτερα στρώματα – και το γράμμα m (maritime–θαλάσσια) προηγείται του P ή του T.

Στο Σχήμα δίνονται $T=4^{\circ}\text{C}$ και $\Delta T=2^{\circ}\text{C}$. Αν στο σημείο A επικρατεί γεωστροφικός άνεμος $V_g=40\text{ kmhr}^{-1}$, η απόσταση των ισόθερμων είναι 50 km και η γωνία $\phi=60^{\circ}$, να υπολογισθεί ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας στην προαναφερόμενη θέση.

$$M = -\vec{V}_g \cdot \vec{\nabla}T = -|\vec{V}_g| |\vec{\nabla}T| \cos(\hat{\phi}) = -40\text{ km} \cdot \text{h}^{-1} \frac{2^{\circ}\text{C}}{50\text{ km}} \cos(60^{\circ}) = -0,8^{\circ}\text{C} \cdot \text{h}^{-1}$$



Κατανομή ισόθερμων καμπυλών

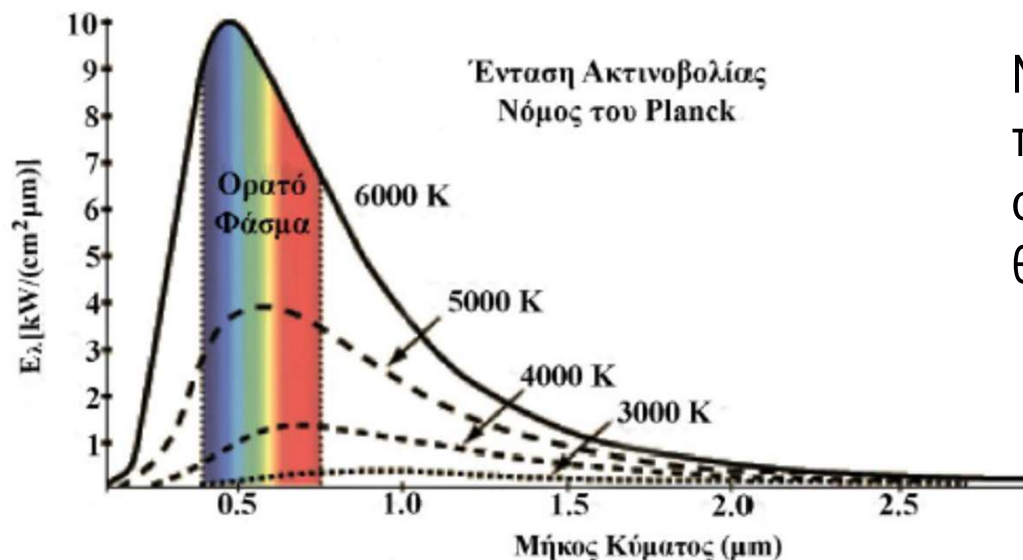
Νόμος Stefan-Boltzmann. Η ένταση ακτινοβολίας του μελανού σώματος (E^*) είναι ανάλογη της τέταρτης δύναμης της θερμοκρασίας του. Η σταθερά σ στην παρακάτω σχέση ονομάζεται σταθερά Stefan-Boltzmann και είναι ίση με $5,67 \times 10^{-8} \text{ (W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}\text{)}$.

$$E^* = \sigma T^4$$

Νόμος του Planck. Η μονοχρωματική ένταση ακτινοβολίας $(E_\lambda)^* = dE^*/d\lambda$ για μελανό σώμα θερμοκρασίας T δίνεται από το νόμο του Planck ($c_1 = 3,74 \times 10^{-16} \text{ W m}^2$ και $c_2 = 1,44 \times 10^{-2} \text{ m K}$). Ο νόμος του Planck δίνει την κατανομή της ενέργειας, που εκπέμπεται από ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T ως συνάρτηση του μήκους κύματος λ .

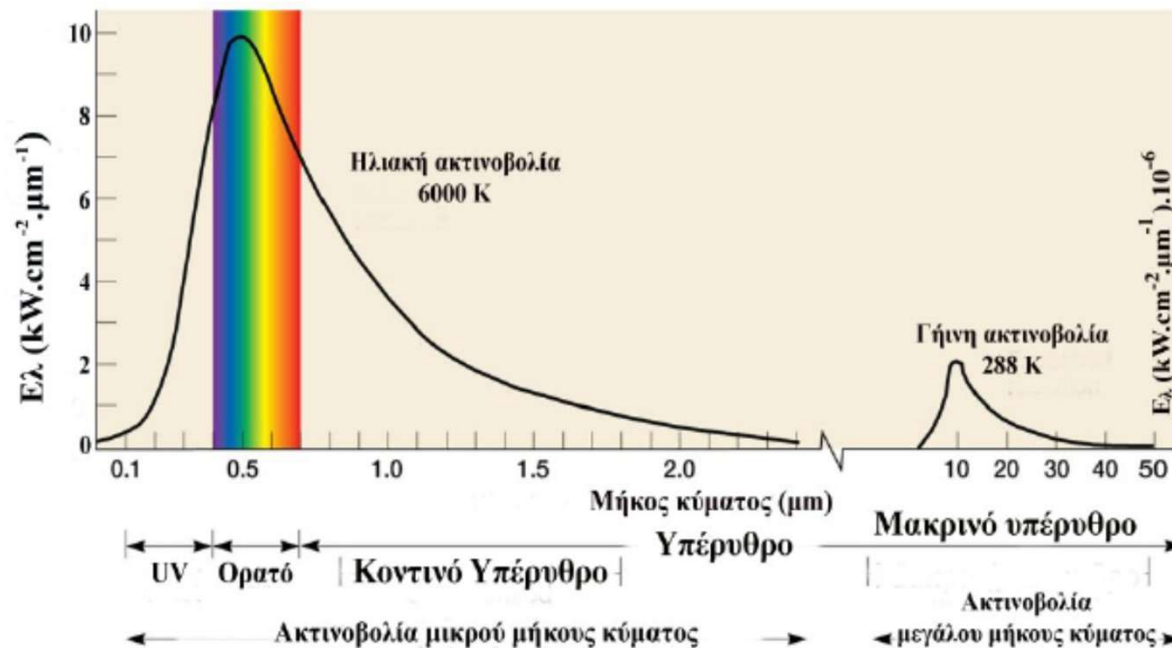
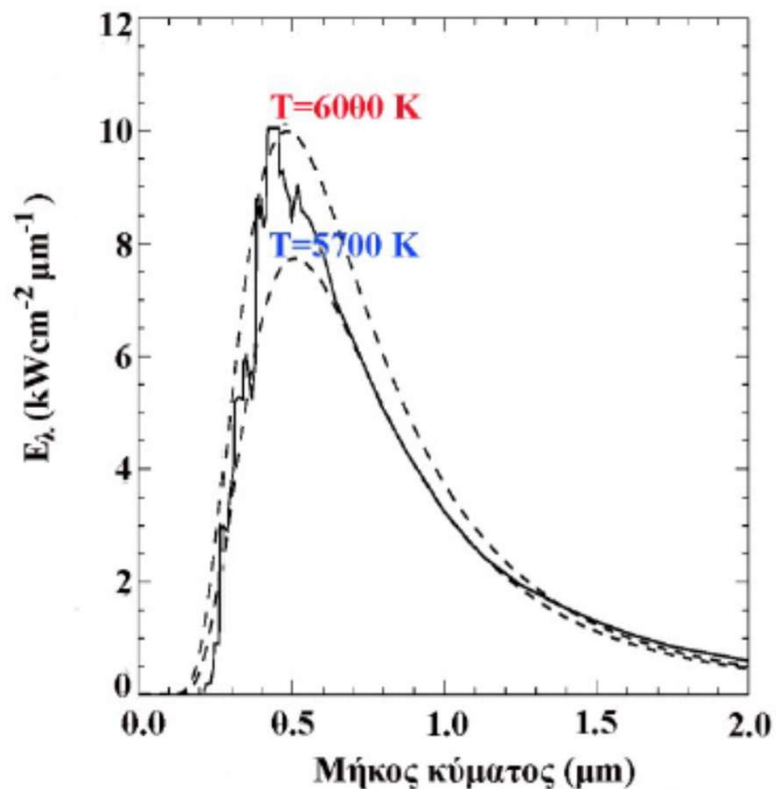
$$E_\lambda^* = \frac{c_1}{\lambda^5 [\exp(c_2 / \lambda T) - 1]}$$

$$E_\lambda^* = c_1 \lambda^{-5} \exp(-c_2 / \lambda T)$$



Νόμος μετατόπισης του Wien. Από τη σχέση (..) προκύπτει ότι οι τιμές του λ (μm), που αντιστοιχούν στο μέγιστο της εκπομπής για ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T (K), υπακούουν στη σχέση:

$$\lambda_{max} T = 2897,8$$



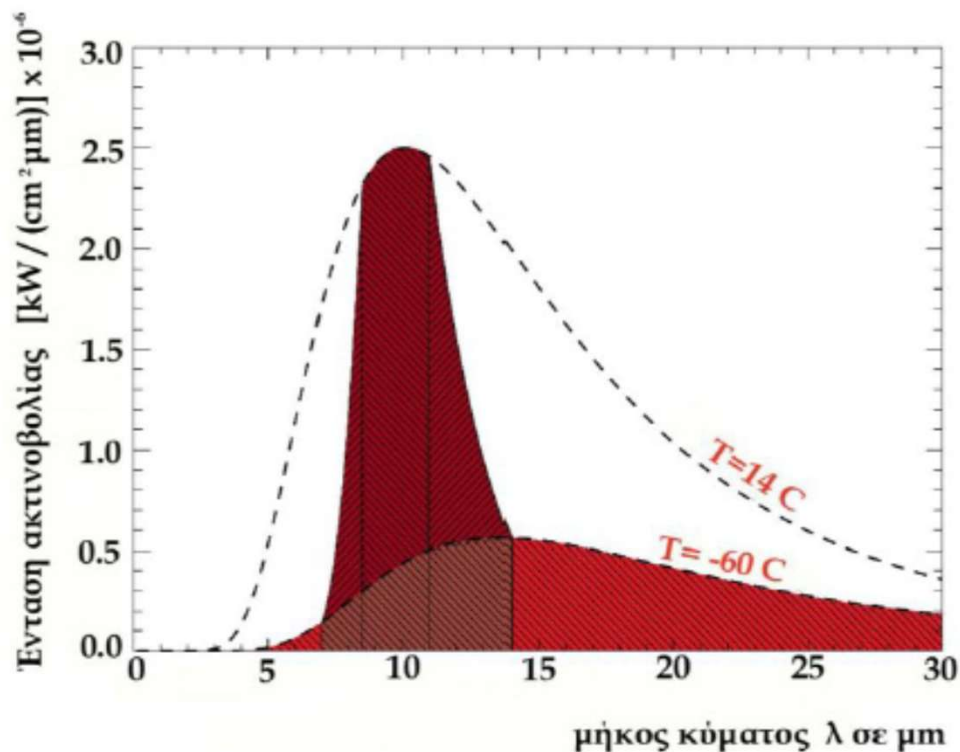
Καμπύλη του ηλιακού φάσματος όπως προκύπτει από μετρήσεις (συνεχής γραμμή). Οι διακεκομμένες καμπύλες δίνουν το φάσμα μελανού σώματος σε θερμοκρασία 5700 K και 6000 K

(τροποποίηση από Χαλδούπης Χ., Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής).

Φασματικές κατανομές της θεωρητικής ηλιακής ακτινοβολίας (αριστερά) και της θεωρητικής γήινης ακτινοβολίας (δεξιά). Για τη γήινη ακτινοβολία οι τιμές στον δεξιό κατακόρυφο άξονα είναι πολλαπλασιασμένος επί 10^{-6} .

Παρατηρείται ότι η εισερχόμενη ηλιακή και η εξερχόμενη γήινη ακτινοβολία εμπίπτουν σε διαφορετικά μήκη κύματος

(τροποποίηση από Mc Knight T. L., Physical Geography).



Εκπομπή ακτινοβολίας μεγάλου μήκους κύματος από τη Γη. Η γραμμοσκιασμένη περιοχή δίνει μια εκτίμηση της ενέργειας που χάνεται από τη Γη στο διάστημα, υποθέτοντας ότι το έδαφος έχει θερμοκρασία 14 °C και το τελευταίο “λεπτό στρώμα” –60 °C.

(τροποποίηση από Χαλδούπης Χ., Εισαγωγικά Στοιχεία Ατμοσφαιρικής Φυσικής).

Όταν εξετάσει τη Γη ένας παρατηρητής από το διάστημα, αυτή εμφανίζεται τελείως διαφορετική σε σχέση με ένα μελανό σώμα. Το φάσμα της ακτινοβολίας της έχει τη μορφή της καμπύλης, που αντιστοιχεί στη γραμμοσκιασμένη επιφάνεια του Σχήματος. Αν δεν υπήρχε η ατμόσφαιρα, η Γη θα εξέπεμπε ως μελανό σώμα και η προσπίπτουσα ηλιακή ακτινοβολία θα μπορούσε να εξισορροπηθεί από πολύ μικρότερη θερμοκρασία εδάφους. Η ύπαρξη ατμόσφαιρας που είναι διαπερατή από την μικρού μήκους κύματος ακτινοβολία (ηλιακή ακτινοβολία), αλλά έχει την ιδιότητα να παγιδεύει μερικά και την εξερχόμενη ακτινοβολία μεγάλου μήκους κύματος (Γήινη), οδηγεί στην ανάπτυξη μεγαλύτερης θερμοκρασίας στο έδαφος, συνεισφέροντας στη διατήρηση του ισοζυγίου ακτινοβολιών.

Είναι γνωστό ότι η μέση ηλιακή ισχύς (ολική ένταση), που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας (ηλιακή σταθερά), είναι $S=1366,18 \text{ W m}^{-2}$ και ότι με απουσία ατμόσφαιρας, αν η ενέργεια αυτή μοιραζόταν σε όλη την επιφάνειά της Γης, η μέση εισερχόμενη ισχύς ανά μονάδα επιφάνειας θα ήταν ίση με $S\pi(R_T)^2/4\pi(R_T)^2= S/4 \approx 341,5 \text{ W m}^{-2}$.

Λόγω, όμως, της ανακλαστικότητας (A) της ατμόσφαιρας η ενέργεια που απορροφάται είναι τελικά (αν θεωρηθεί ότι $A = 0,31$):

$$E_1 = (1-A) \cdot 341,5 \text{ W m}^{-2} = 235,6 \text{ W m}^{-2}$$

και η θερμοκρασία στην

$$\sigma T_0^4 = 235,6 \text{ Wm}^{-2} \Rightarrow T_0 = 253,9 \text{ K} (\approx -19^\circ \text{C})$$

και, σε αντιστοιχία με το παράδειγμα της γυάλινης οροφής, για την επιφάνεια της Γης ισχύει:

$$\sigma T_1^4 = 2\sigma T_0^4 \Rightarrow T_1 = 1,19 \cdot 253,9 \text{ K} = 302,14 \text{ K} (\approx 29^\circ \text{C})$$

Στην πραγματικότητα η μέση θερμοκρασία του πλανήτη, λόγω του ατμοσφαιρικού παράθυρου μεταξύ $7 - 14 \mu\text{m}$, είναι περίπου 15°C .

Συνοψίζοντας, αν δεν υπήρχε η ατμόσφαιρα η μέση θερμοκρασία κοντά στην επιφάνεια της Γης θα ήταν περίπου -19°C , ενώ λόγω των ιδιοτήτων της ατμόσφαιρας υπερβαίνει τους 15°C

Το μήκος κύματος του μέγιστου του ηλιακού φάσματος είναι 0,475 μm και αντιστοιχεί στο μπλέ χρώμα. Βρείτε την αντίστοιχη «θερμοκρασία χρώματος». Γιατί ο Ήλιος εμφανίζεται κιτρινωπός;

Από το Νόμο μετατόπισης του Wien η θερμοκρασία είναι περίπου 6100 K (6100,63 K). Το χρώμα του Ηλίου είναι πολύ κοντά στο κίτρινο και όχι στο μπλε, διότι το μεγαλύτερο ποσοστό ακτινοβολίας εκπέμπεται από τον Ήλιο σε μήκη κύματος μεγαλύτερα του λ_{max} , στο οποίο αντιστοιχεί η κορυφή της κατανομής (0,475 μm και μπλε χρώμα).

Με ποιο τρόπο η θερμοκρασία ενός αντικειμένου επηρεάζει την ακτινοβολία, την οποία αυτό εκπέμπει;

Χρησιμοποιώντας τον νόμο μετατόπισης του Wien οι τιμές του λ (σε μm), που αντιστοιχούν στο μέγιστο της εκπομπής για ένα μελανό σώμα σε θερμοκρασία T (σε Kelvin), υπακούουν στη σχέση:

$$\lambda_{max} T = 2897,8$$

Χρησιμοποιώντας τα τυπικά μήκη κύματος από τον Πίνακα, ποια ακτινοβολία πιστεύετε ότι είναι ισχυρότερη ενεργειακά: η ιώδης, η κίτρινη ή η κόκκινη;

Χρώμα	Περιοχή μηκών κύματος (μm)	Τυπικό (μέσο) μήκος κύματος (μm)
Ιώδες	0,390 - 0,455	0,430
Βαθύ μπλε	0,455 – 0,405	0,470
Ανοικτό μπλε	0,485 – 0,505	0,495
Πράσινο	0,505 – 0,550	0,530
Κιτρινοπράσινο	0,550 – 0,575	0,560
Κίτρινο	0,575 – 0,585	0,580
Πορτοκαλί	0,585 – 0,620	0,600
Κόκκινο	0,620 – 0,760	0,640

Μήκη κύματος του ηλεκτρομαγνητικού φάσματος και τα αντίστοιχα χρώματά τους (Kondratiev, 1969).

Ισχυρότερη ενεργειακά είναι αυτή με το μικρότερο μήκος κύματος, δηλαδή η ιώδης.

Θεωρώντας ότι η ροή ακτινοβολίας από τον Ήλιο είναι $3,91 \times 10^{26} \text{ W}$, ποια είναι η μέση ολική ένταση (E) της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από το εξωτερικό τμήμα του ηλιακού δίσκου; (ακτίνα του Ηλίου $= 6,95 \times 10^8 \text{ m}$).

Θεωρώντας τον Ήλιο ως σφαίρα υπολογίζουμε το εμβαδό της σφαιρικής επιφάνειάς του ηλιακού δίσκου και διαιρούμε την ροή ακτινοβολίας προς το εμβαδό που υπολογίσαμε.

Να υπολογίσετε την ισοδύναμη θερμοκρασία μελανού σώματος T_E της φωτόσφαιρας του Ηλίου (το εξώτερο ορατό τμήμα του Ηλίου) με βάση τις παρακάτω πληροφορίες: Η ηλιακή σταθερά είναι $S = 1366,18 \text{ Wm}^{-2}$, η απόσταση Γης – Ηλίου είναι $d_r = 1,496 \times 10^{11} \text{ m}$ και η ακτίνα της φωτόσφαιρας του Ηλίου $R_H = 6,95 \times 10^8 \text{ m}$.

Από τη σχέση

$$E = \int_0^{\infty} E_{\lambda} d\lambda$$

ισχύει $S = E(R_H)^2 / (d_r)^2$ υπολογίζεται $E = 6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$.

Στη συνέχεια με τη χρήση του νόμου Stefan-Boltzman υπολογίζεται η:

$$E: \sigma(T_E)^4 = 6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$$

Θεωρώντας ότι η Γη συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα, να υπολογίσετε την ισοδύναμη θερμοκρασία της επιφάνειάς της (T_0) με την παραδοχή ότι απορροφά το 70% της ηλιακής ενέργειας που δέχεται. Δίδονται: η ηλιακή σταθερά $S = 1366,18 \text{ Wm}^{-2}$, η ακτίνα της Γης $= 6,37 \times 10^6 \text{ m}$ και η σταθερά Stefan-Boltzmann $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$).

Αν υποθεθεί ότι η μέση ηλιακή ισχύς που προσπίπτει κάθετα ανά μονάδα επιφάνειας στο εξωτερικό όριο της ατμόσφαιρας (ηλιακή σταθερά) μοιράζεται σε όλη την επιφάνειά της Γης, τότε η μέση εισερχόμενη ισχύς (σε απουσία ατμόσφαιρας) ανά μονάδα επιφάνειας είναι ίση με:

$$S \pi (R_T)^2 / 4 \pi (R_T)^2 = S/4 \approx 341,5 \text{ Wm}^{-2}$$

Λόγω, όμως, της ανακλαστικότητας ($A = \text{albedo}$) της ατμόσφαιρας, η ενέργεια που απορροφάται, είναι τελικά (αν θεωρηθεί ότι $A = 0,30$):

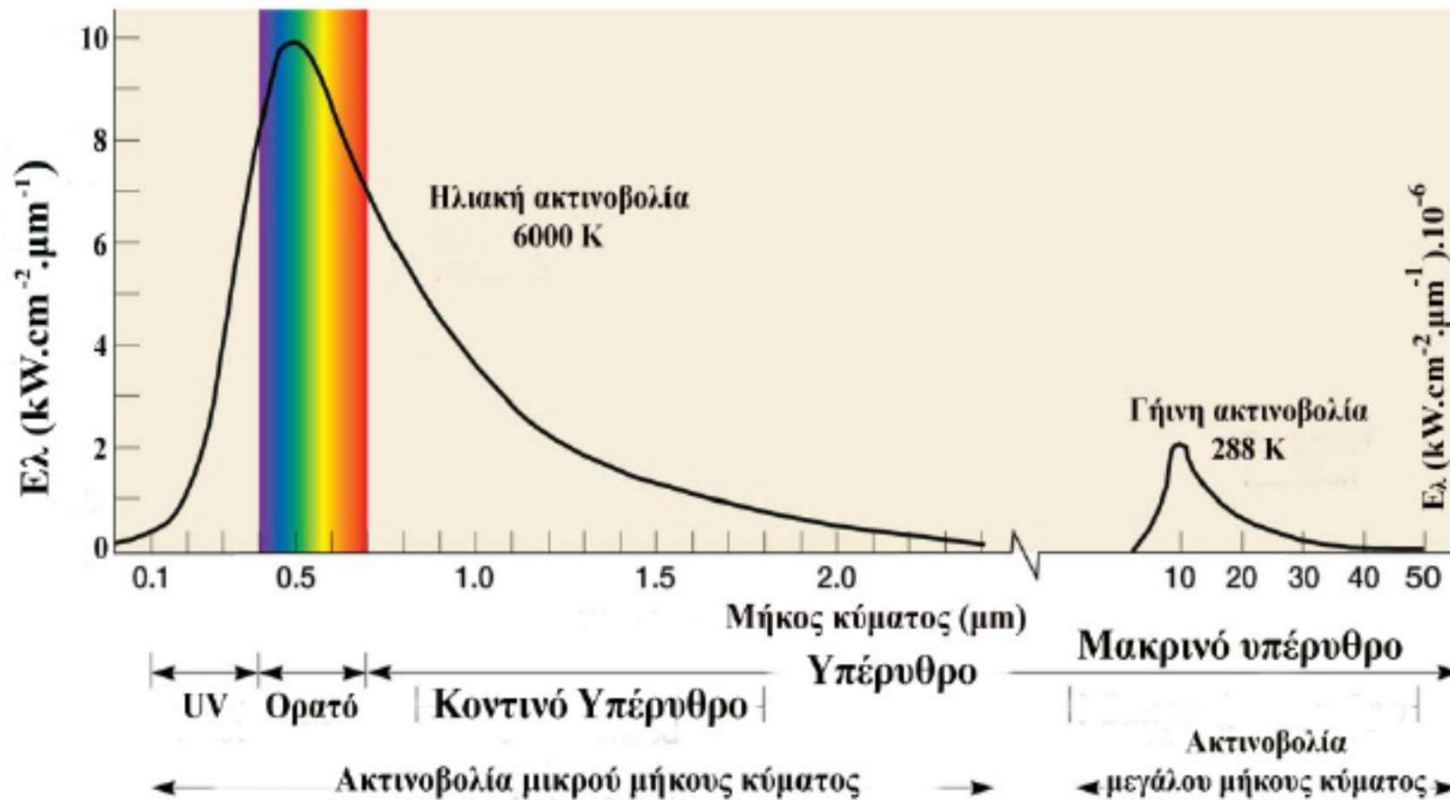
$$E_1 = (1-A) 341,5 \text{ Wm}^{-2} = 0,70 \times 341,5 \text{ Wm}^{-2} = 239,05 \text{ Wm}^{-2}$$

και η θερμοκρασία στην επιφάνεια προκύπτει από τη σχέση:

$$\sigma (T_0)^4 = 239,05 \text{ Wm}^{-2}.$$

Κατά πόσον διαφέρει η φασματική κατανομή της ηλιακής ακτινοβολίας από την ανάλογη κατανομή της ακτινοβολίας που εκπέμπεται από τη Γη; Ποια είναι η αιτιολογία αυτού του γεγονότος;

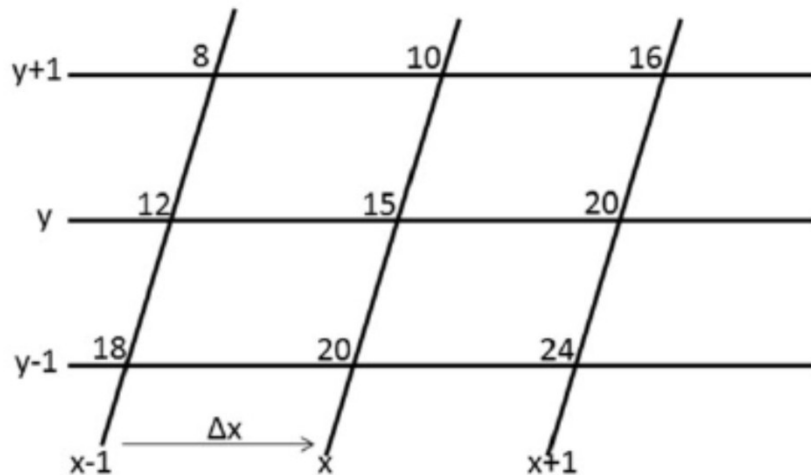
Δείτε τον νόμο μετατόπισης του Wien και το Σχήμα



Αν η μέση ολική ένταση ακτινοβολίας του Ηλίου είναι $6,33 \times 10^7 \text{ Wm}^{-2}$, η ακτίνα του Ηλίου $6,95 \times 10^8 \text{ m}$, η μέση απόσταση Γης-Ηλίου $1,496 \times 10^{11} \text{ m}$ και η ακτίνα της Γης $6,37 \times 10^6 \text{ m}$, πόσο είναι το συνολικό ποσό ενέργειας που προσπίπτει στη μονάδα επιφανείας της Γης σε χρόνο 1 s ;

Εάν η κατανομή της θερμοκρασίας για τη χρονική στιγμή t δίνεται από τις τιμές στους κόμβους του πλέγματος, το χρονικό βήμα ολοκλήρωσης είναι 24'' και η οριζόντια απόσταση $\Delta x = 10$ km, να εκτιμηθεί η τιμή της θερμοκρασίας στο σημείο x, y , ως προς τη διάσταση x , τη χρονική στιγμή $t+1$.
 Δίνεται η μέση τιμή του ανέμου 10 ms^{-1} .

$$T_{x,y}^{t+1} = T_{x,y}^t - U \frac{T_{x+1,y}^t - T_{x-1,y}^t}{2\Delta x} \cdot \Delta t = 15^\circ\text{C} - 10 \text{ ms}^{-1} \frac{20^\circ\text{C} - 12^\circ\text{C}}{2 \cdot 10000 \text{ m}} \cdot 24 \text{ sec} =$$



$$= 15^\circ\text{C} - 0,096^\circ\text{C} = 14,904^\circ\text{C}$$

Η τιμή $0,096^\circ\text{C}$ αντιστοιχεί στη μεταφορά της θερμοκρασίας από τα γειτονικά σημεία $(x-1, y)$ και $(x+1, y)$.

Τι καλείται «τρύπα του όζοντος»;

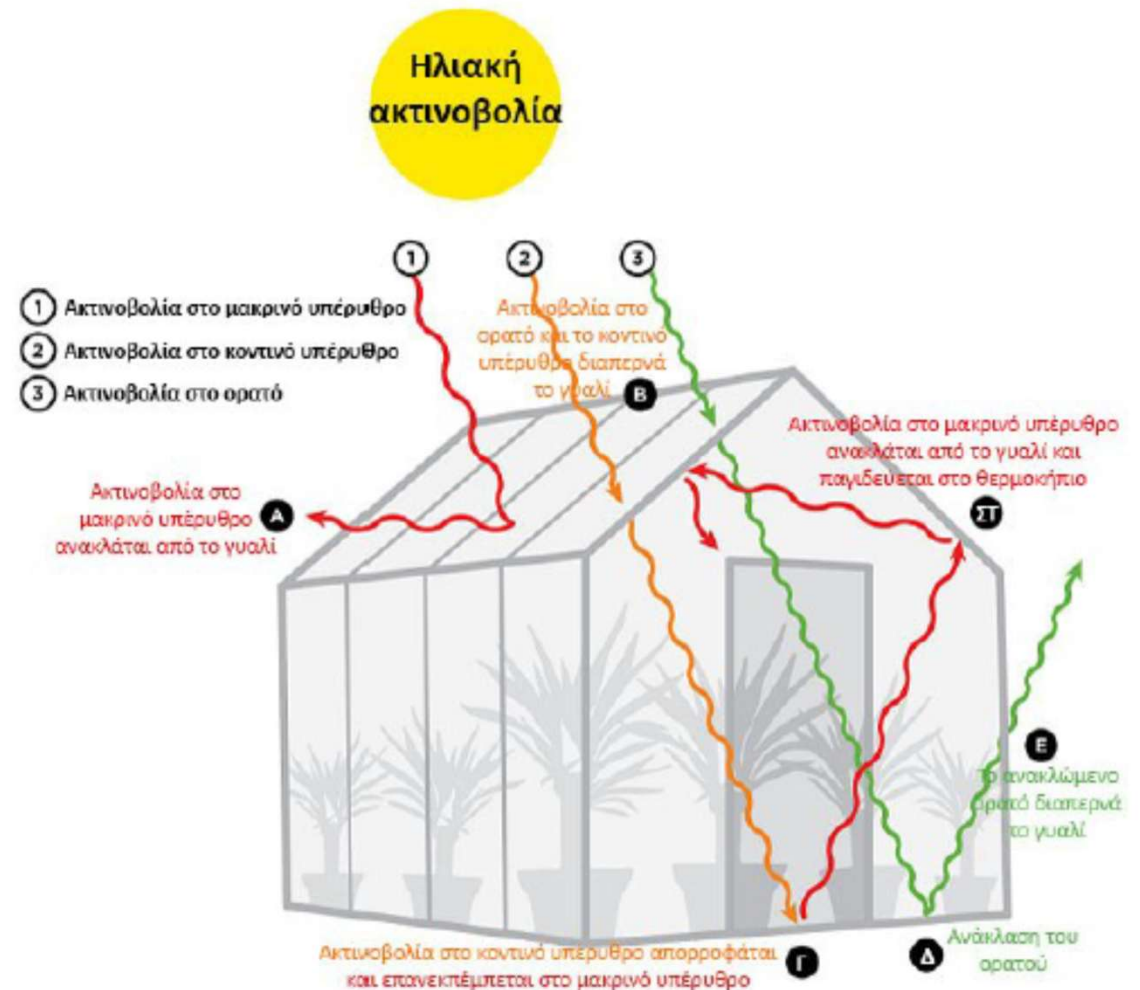
Η «τρύπα» του όζοντος είναι μια εποχιακή εξασθένηση της στοιβάδας του όζοντος στη στρατόσφαιρα που οφείλεται σε ένα ανθρωπογενές αέριο, το χλώριο. Το χλώριο συμμετέχει σε μια οικογένεια χημικών ενώσεων γνωστή ως χλωροφθοράνθρακες (CFCs). Εξαιτίας της χημικής τους σταθερότητας, της χαμηλής τοξικότητας και των φυσικών ιδιοτήτων τους, αυτές οι πτητικές ουσίες στην κατώτερη ατμόσφαιρα είχαν ευρύτατα χρησιμοποιηθεί μέχρι τη δεκαετία του 1960 ως ψυκτικά, ως βιομηχανικοί διαλύτες καθαρισμού, ως προωθητικά με ψεκασμό αερολυμάτων σε μεταλλικά δοχεία και στην παραγωγή φελιζόλ. Η ευρεία χρήση των CFCs έχει αυξήσει τη συγκέντρωσή τους στην ατμόσφαιρα. Οι επιστήμονες μπορούσαν να ανιχνεύσουν 100 μέρη ανά τρισεκατομμύριο (ppt) CFC-12 στην ατμόσφαιρα τη δεκαετία του 1960, 200 ppt το 1975 και περισσότερα από 400 ppt το 1987. Μέχρι το 1990 η συγκέντρωση CFC-11 και CFC-12, των δυο πιο καταστροφικών και σταθερών CFCs, ήταν πάνω από 750 ppt. Η υπόθεση του στρατοσφαιρικού όζοντος ξεκίνησε στον Κόλπο Halley στην Ανταρκτική, όπου Βρετανοί επιστήμονες ελάμβαναν μετρήσεις του όζοντος στην ατμόσφαιρα μέχρι το 1957. Το 1976 εντόπισαν μια εξασθένηση της τάξης του 10% στα επίπεδα του όζοντος κατά την διάρκεια του Σεπτεμβρίου, του Οκτωβρίου και του Νοεμβρίου, την άνοιξη της Ανταρκτικής. Αφού οι συγκεντρώσεις του όζοντος σε αυτή την περιοχή παρουσίαζαν εποχιακή κύμανση οι ερευνητές δεν ανησύχησαν όταν η ανοιξιάτικη μείωση συνέβαινε επαναλαμβανόμενα. Όμως το 1983 καταγράφηκαν ιστορικά χαμηλά στη συγκέντρωση όζοντος. Είναι συνεπώς προφανές ότι η εξασθένηση της στοιβάδας του όζοντος πάνω από την Ανταρκτική προερχόταν από τα υψηλά επίπεδα χλωρίου που καταστρέφουν καταλυτικά το όζον.

Περιγράψτε τον καταστροφικό κύκλο ενός μορίου χλωρίου.

- Η ακτινοβολία UV διασπά ένα άτομο χλωρίου από ένα μόριο (CFC).
- Το άτομο χλωρίου διασπά ένα μόριο όζοντος (O_3) αποσυνθέτοντάς το στα μέρη του και καταστρέφοντας το όζον.
- Το αποτέλεσμα είναι η παραγωγή μοριακού οξυγόνου (O_2) και μορίου μονοξειδίου του χλωρίου (ClO).
- Το μόριο του μονοξειδίου του χλωρίου (ClO) διασπάται από ένα ελεύθερο άτομο οξυγόνου απελευθερώνοντας το άτομο χλωρίου και σχηματίζοντας ένα κανονικό μόριο οξυγόνου (O_2).

Το άτομο χλωρίου διασπά παρόμοια και άλλα μόρια όζοντος (O_3). Ένα άτομο χλωρίου μπορεί να επαναλάβει αυτόν τον καταστροφικό κύκλο χιλιάδες φορές.

Φυσικό Φαινόμενο του Θερμοκηπίου



Διαχείριση της εισερχόμενης και εκπεμπόμενης θερμικής ακτινοβολίας σε ένα θερμοκήπιο.

Η ακτινοβολία στο μακρινό υπέρυθρο ανακλάται από το γυαλί (Α). Η ακτινοβολία στο ορατό φάσμα και το κοντινό υπέρυθρο διαπερνά το γυαλί (Β). Η ακτινοβολία στο κοντινό υπέρυθρο απορροφάται και επανεκπέμπεται στο μακρινό υπέρυθρο (Γ). Ανάκλαση της ακτινοβολίας στο φάσμα του ορατού (Δ). Η ανακλώμενη ακτινοβολία στο ορατό διαπερνά το γυαλί (Ε). Η ακτινοβολία στο μακρινό υπέρυθρο ανακλάται από το γυαλί και παγιδεύεται μέσα στο θερμοκήπιο (ΣΤ).

Να περιγράψει το φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου.

Στο φυσικό φαινόμενο του θερμοκηπίου οι υδρατμοί, το διοξείδιο του άνθρακα και κάποια αέρια με μικρότερη περιεκτικότητα απορροφούν μέρος της θερμικής ακτινοβολίας που εκπέμπεται από την επιφάνεια της Γης, επιφέροντας μεταβολή 34 °C μεταξύ της πραγματικής επιφανειακής θερμοκρασίας (15 °C) και της θεωρητικής θερμοκρασίας (-19 °C) που εκτιμάται από το απλοποιημένο μοντέλο ισοζυγίου της ενέργειας στην ατμόσφαιρα. Τα αέρια που λαμβάνουν μέρος είναι γνωστά ως αέρια του θερμοκηπίου.

Τι είναι το ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου;

Ενισχυμένο φαινόμενο του θερμοκηπίου καλείται το φαινόμενο κατά το οποίο η αύξηση στη συγκέντρωση ενός ή περισσότερων θερμοκηπιακών αερίων επιφέρει ανισορροπία στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας.

Με την αύξηση των θερμοκηπιακών αερίων, η εξερχόμενη ενέργεια γίνεται προσωρινά μεγαλύτερη από την εισερχόμενη στην κορυφή της ατμόσφαιρας.

Για να επέλθει εκ νέου ισορροπία, η επιφάνεια και τα κατώτερα ατμοσφαιρικά στρώματα θα πρέπει να θερμανθούν.

Εάν δεν αλλάξει κάτι εκτός από τη θερμοκρασία, π.χ. τα νέφη, οι υδρατμοί, ο πάγος και η χιονοκάλυψη, η θερμοκρασία αυξάνει αρχικά κατά 1,2 °C.

Ποια είναι η έννοια της τροποποίησης του ισοζυγίου της ακτινοβολίας;

Οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν μεταβάλει και εξακολουθούν να μεταβάλουν τη σύσταση της ατμόσφαιρας, αλλά και τα φυσιογραφικά χαρακτηριστικά της επιφάνειας της Γης.

Μερικές από αυτές τις αλλαγές έχουν άμεση επίδραση στο ενεργειακό ισοζύγιο του πλανήτη και δρουν ως αίτια αλλαγής του κλίματος.

Η τροποποίηση στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας αποτελεί ένα μέτρο της μεταβολής της ενέργειας του συστήματος της Γης-ατμόσφαιρας εξαιτίας κάποιας εξωτερικής διαταραχής.

Η θετική μεταβολή στο ισοζύγιο ακτινοβολίας επιφέρει θέρμανση, ενώ η αρνητική προκαλεί ψύξη και συμβάλλει στη σύγκριση της επίδρασης στη μέση παγκόσμια επιφανειακή θερμοκρασία που μπορεί να προκαλέσουν διάφοροι παράγοντες του κλιματικού συστήματος.

Η μεταβολή στο ισοζύγιο της ακτινοβολίας είναι ένας από τους πιο βασικούς τρόπους μελέτης και ποσοτικής εκτίμησης της κλιματικής αλλαγής.

Πως επιδρούν τα θερμοκηπιακά αέρια και τα αερολύματα στην τροποποίηση του ισοζυγίου της ακτινοβολίας;

Οι ανθρωπογενείς εκπομπές έχουν προκαλέσει αλλαγές στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων από τη βιομηχανική επανάσταση μέχρι και σήμερα.

Η αύξηση του διοξειδίου του άνθρακα ενέτεινε την τροποποίηση του ισοζυγίου της ακτινοβολίας από το 2005 έως το 2011, ενώ τα τελευταία 15 χρόνια το διοξείδιο του άνθρακα κυριαρχεί στη συνεισφορά της τροποποίησης του ισοζυγίου ακτινοβολίας και έχει προκαλέσει ρυθμό αύξησης $0,3 \text{ Wm}^{-2}$ ανά δεκαετία.

Η πρόσφατη αύξηση της συγκέντρωσης του μεθανίου τροποποίησε το ισοζύγιο της ακτινοβολίας κατά 2% (δηλαδή $0,48 \text{ Wm}^{-2}$).

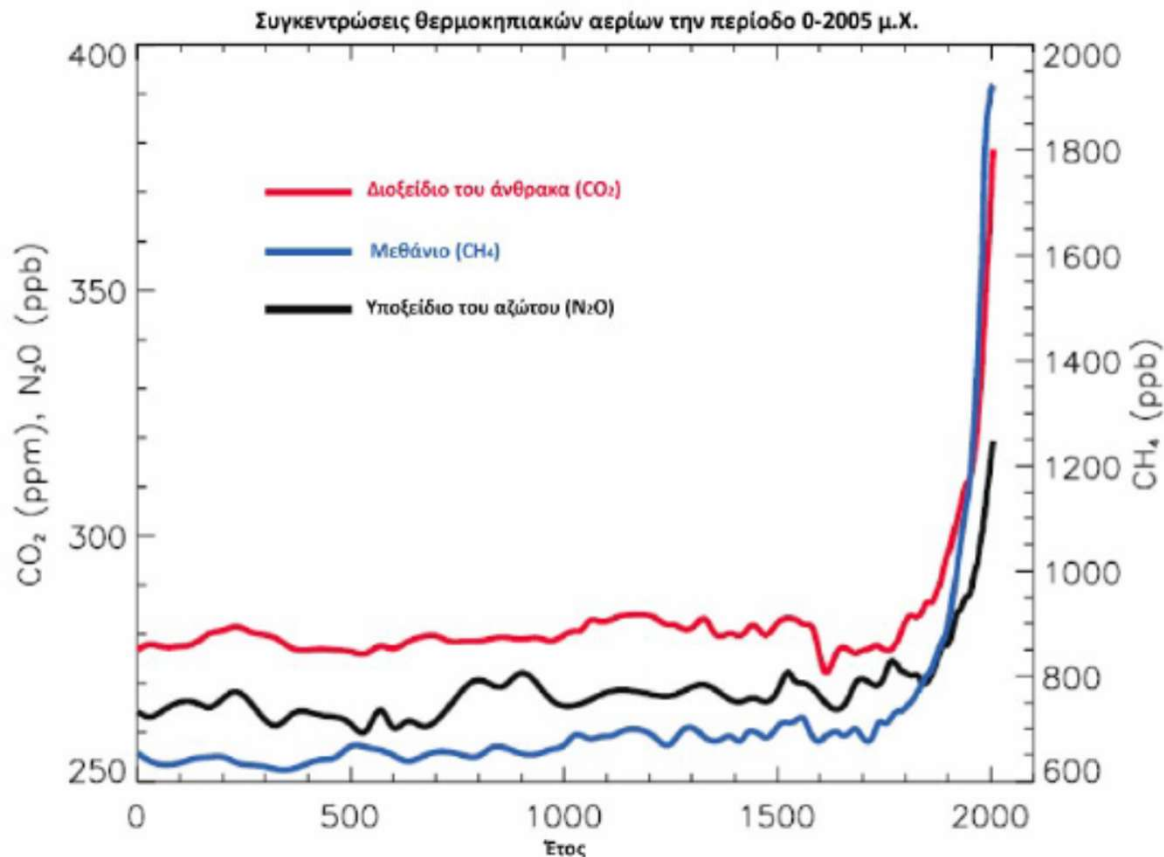
Το οξείδιο του αζώτου αποτελεί τον τρίτο παράγοντα συνεισφοράς στη μεταβολή του ισοζυγίου ακτινοβολιών και η αύξησή της συγκέντρωσής του κατά 6% από το 2005 έως το 2011 έχει μεταβάλλει το ισοζύγιο κατά $0,17 \text{ Wm}^{-2}$.

Αντίθετα με τα προηγούμενα αέρια, η επίδραση των αλογονανθράκων στο ισοζύγιο παραμένει σχετικά σταθερή. Η επίδραση του όζοντος στο ισοζύγιο εκτιμάται σε $0,35 \text{ Wm}^{-2}$.

Η ανθρωπογενής επίδραση των αερολυμάτων στο ισοζύγιο ακτινοβολιών, όπως εκτιμάται από παρατηρήσεις και μοντέλα, είναι $-0,35 \text{ Wm}^{-2}$, ενώ η αλληλεπίδραση των αερολυμάτων με τον άνθρακα επιφέρει περαιτέρω αρνητική μεταβολή στο ισοζύγιο ακτινοβολίας έως $-0,45 \text{ Wm}^{-2}$.

Ποια είναι τα θερμοκηπιακά αέρια;

Το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2), οι υδρατμοί (H_2O), το μεθάνιο (CH_4), τα οξείδια του αζώτου (N_2O), το όζον (O_3), οι αέριοι αλογονάνθρακες και τα αερολύματα θεωρούνται αέρια του θερμοκηπίου. Το πιο σημαντικό αέριο του θερμοκηπίου είναι το διοξείδιο του άνθρακα (CO_2). Αυτό αποτελείται από ένα άτομο άνθρακα συνδεδεμένο με ένα άτομο οξυγόνου σε κάθε του πλευρά (Σχήμα). Έχει την δυνατότητα να απορροφά υπέρυθη ακτινοβολία και να θερμαίνει το ατμοσφαιρικό στρώμα στο οποίο βρίσκεται.



Συγκεντρώσεις των σημαντικότερων και μακροβιότερων αερίων του θερμοκηπίου κατά τη διάρκεια των τελευταίων 2000 ετών. Οι μονάδες είναι μέρη ανά εκατομμύριο (ppm) ή μέρη ανά δισεκατομμύριο (ppb) (τροποποίηση από IPCC, 2007).

Με ποιο τρόπο έχει επιδράσει η ανθρώπινη δραστηριότητα στις συγκεντρώσεις των θερμοκηπιακών αερίων;

Η ανθρώπινη δραστηριότητα επιδρά στην αύξηση της συγκέντρωσης όλων των θερμοκηπιακών αερίων στην ατμόσφαιρα.

- Οι κύριοι λόγοι αύξησης της συγκέντρωσης του διοξειδίου του άνθρακα είναι η χρήση των ορυκτών καυσίμων και η αποψίλωση των δασών.
- Το μεθάνιο έχει αυξηθεί ως αποτέλεσμα των ανθρώπινων δραστηριοτήτων που σχετίζονται με τη γεωργία, την κτηνοτροφία, την εξόρυξη και διανομή του φυσικού αερίου.
- Τα οξείδια και υποοξείδια του αζώτου προέρχονται από ανθρώπινη δραστηριότητα όπως είναι η χρήση λιπασμάτων και η καύση ορυκτών καυσίμων.
- Οι αέριοι αλογονάνθρακες έχουν αποκλειστικά ανθρωπογενή προέλευση. Οι κυριότεροι αλογονάνθρακες περιλαμβάνουν τους χλωροφθοράνθρακες (π.χ. CFC-11 και CFC-12), που χρησιμοποιούνταν εκτεταμένα ως ψυκτικές ουσίες στα ψυγεία και τα κλιματιστικά, καθώς και σε άλλες βιομηχανικές χρήσεις, πριν αποδειχθεί ότι η παρουσία τους στην ατμόσφαιρα προκαλεί μείωση του στρατοσφαιρικού όζοντος.
-

-
- Το όζον (O_3) είναι ένα θερμοκηπιακό αέριο που συνεχώς παράγεται και καταναλώνεται στην ατμόσφαιρα μέσω χημικών αντιδράσεων. Εντός της τροπόσφαιρας, οι ανθρώπινες δραστηριότητες έχουν αυξήσει το όζον μέσω της απελευθέρωσης αερίων όπως το μονοξείδιο του άνθρακα (CO), οι υδρογονάνθρακες (HC) και τα οξειδία του αζώτου (N_xO_y), τα οποία αντιδρούν χημικά προς παραγωγή όζοντος (φωτοχημική παραγωγή).
- Οι υδρατμοί (αέρια φάση του νερού) είναι το πιο άφθονο και πιο σημαντικό αέριο του θερμοκηπίου εντός της ατμόσφαιρας. Η ανθρώπινη δραστηριότητα επιδρά στη μεταβολή της συγκέντρωσης των υδρατμών μέσω της κλιματικής αλλαγής. Για παράδειγμα, μια θερμότερη ατμόσφαιρα μπορεί να συγκρατήσει περισσότερους υδρατμούς.
- Τα αερολύματα (aerosols) αποτελούν μικρά σωματίδια στην ατμόσφαιρα με ευρύτατα όρια μεταβλητότητας μεγέθους, συγκέντρωσης και χημικής σύστασης. Τα αερολύματα μπορεί να έχουν φυσική ή ανθρωπογενή προέλευση. Οι καύσεις ορυκτών καυσίμων και βιομάζας έχουν αυξήσει τη συγκέντρωση των αερολυμάτων που περιέχουν θειούχες και οργανικές ενώσεις καθώς και αιθάλη. Οι ανθρώπινες δραστηριότητες, όπως η επιφανειακή εξόρυξη και οι κατασκευές, έχουν αυξήσει την παρουσία της σκόνης στην ατμόσφαιρα.

Από τι εξαρτάται η μείωση της συγκέντρωσης των θερμοκηπιακών αερίων στην ατμόσφαιρα;

Η μεταβολή της συγκέντρωσης ενός αερίου εξαρτάται από τον ρυθμό μεταβολής της συγκέντρωσης με τον χρόνο.

Εάν μειωθούν οι εκπομπές ενός αερίου, η συγκέντρωσή του θα εξαρτηθεί από τις σχετικές μεταβολές, όχι μόνο των εκπομπών αλλά επίσης και των διεργασιών απομάκρυνσης του.

Όταν οι εκπομπές μειώνονται οι παράγοντες που καθορίζουν την εξέλιξη των συγκεντρώσεων των θερμοκηπιακών αερίων είναι ο χρόνος ζωής τους και οι διεργασίες απομάκρυνσής τους.

Ποιες είναι οι πηγές αβεβαιότητας στα σενάρια εκπομπών των θερμοκηπιακών αερίων;

Υπάρχουν τρεις πηγές αβεβαιότητας στα σενάρια εκπομπών των θερμοκηπιακών αερίων: Οι αβεβαιότητες δεδομένων, αβεβαιότητες μοντέλων και αβεβαιότητες πληρότητας.

Οι αβεβαιότητες δεδομένων προκύπτουν από την ποιότητα ή την καταλληλότητα των δεδομένων που χρησιμοποιούνται ως δεδομένα εισόδου στα αριθμητικά μοντέλα. Έτσι, παρουσιάζονται αβεβαιότητες στις μελλοντικές συγκεντρώσεις των αερίων του θερμοκηπίου.

Οι αβεβαιότητες των μοντέλων προκύπτουν από ελλιπή κατανόηση των φαινομένων που προσομοιώνονται, όπως των νεφών, από τη φυσική μεταβλητότητα του κλίματος ή από τις παραδοχές και τις παραμετροποιήσεις που εφαρμόζονται.

Οι αβεβαιότητες πληρότητας προέρχονται από την έλλειψη επιστημονικής γνώσης και είναι, σε γενικές γραμμές, μη προσδιορίσιμες.

Ποια στοιχεία καταδεικνύουν την υπερθέρμανση του πλανήτη;

Η υπερθέρμανση του πλανήτη είναι εμφανής στα διάφορα στρώματα της ατμόσφαιρας και των ωκεανών και σε ένα μεγάλο εύρος ανεξάρτητων φυσικών μεταβλητών. Η άνοδος της μέσης παγκόσμιας θερμοκρασίας είναι η πιο χαρακτηριστική ένδειξη της κλιματικής αλλαγής. Η άνοδος της θερμοκρασίας είναι εμφανής από μετρήσεις στην ατμόσφαιρα, σε διάφορα βάθη των ωκεανών και στο έδαφος. Επιπλέον γίνεται αντιληπτή και από μεταβολές στη χιονοκάλυψη και στην κάλυψη από πάγο, από την άνοδο της στάθμης της θάλασσας, τις αλλαγές στη χρήση γης και την αύξηση των υδρατμών στην ατμόσφαιρα.

Σε ποιες κλιματικές μεταβλητές έχουν παρατηρηθεί μεταβολές στις ακραίες τιμές τους;

Η υπερθέρμανση του πλανήτη έχει επιπτώσεις σε διάφορες κλιματικές μεταβλητές. Σε περιορισμένες περιοχές έχει παρατηρηθεί αύξηση της συχνότητας των τροπικών κυκλώνων. Ταυτόχρονα έχουν παρατηρηθεί ακραία κλιματικά φαινόμενα, όπως είναι τα κύματα καύσωνα ή κρύου και ξηρασίας ή έντονες βροχοπτώσεις. Οι ζεστές μέρες και νύχτες έχουν αυξηθεί, σε αντίθεση με τις κρύες νύχτες και μέρες οι οποίες έχουν ελαττωθεί για τις περισσότερες περιοχές του πλανήτη. Η αύξηση της συχνότητας και της έντασης των βροχοπτώσεων συμβαδίζει με την ύπαρξη θερμότερου κλίματος. Οι τροπικοί κυκλώνες έχουν αυξηθεί στο Βόρειο Ατλαντικό από το 1970. Όμως σε χρονική διάρκεια ενός αιώνα περίπου υπάρχουν ενδείξεις μείωσης της συχνότητας των κυκλώνων στον Βόρειο Ατλαντικό και στο Νότιο Ειρηνικό Ωκεανό. Όσον αφορά τους κυκλώνες μέσω γεωγραφικών πλατών, τα τελευταία 50 χρόνια, έχει παρατηρηθεί μία μετατόπιση προς τους πόλους και στα δύο ημισφαίρια, ενώ η συχνότητα των ανεμοθύελλων έχει μειωθεί στα μέσα γεωγραφικά πλάτη.

Πως μπορεί να προβλεφθεί το κλίμα της επόμενης δεκαετίας χωρίς να χρειάζεται να προβλεφθεί ο καιρός;

Μπορεί να προβλεφθεί το κλίμα χωρίς να χρειάζεται να προβλεφθεί ο καιρός με τη βοήθεια κλιματικών μοντέλων που χρησιμοποιούν τις μέσες καιρικές συνθήκες.

Οι μέσες καιρικές συνθήκες περιλαμβάνουν τις μέσες τιμές θερμοκρασίας αέρα και βροχόπτωσης μεγάλου χρονικού εύρους, καθώς και στατιστικά δεδομένα της μεταβλητότητάς τους, όπως είναι η τυπική απόκλιση της ετήσιας μεταβλητότητας της βροχόπτωσης από τη μέση τιμή μεγάλου χρονικού εύρους ή τη συχνότητα των ημερών με θερμοκρασία κάτω των 5 °C.

Οι μέσες τιμές μεγάλων χρονικών περιόδων των κλιματικών μεταβλητών ονομάζονται κλιματικοί μέσοι.

Οι κλιματικοί μέσοι μπορούν να εφαρμοστούν σε περιόδους ενός μήνα ή μιας εποχής ή ενός έτους.

Οι κλιματικές προβλέψεις δεν παρέχουν ημερήσια πρόγνωση του καιρού, αλλά πιθανότητες των μεταβολών στη στατιστική των κλιματικών μεταβλητών σε βάθος χρόνου.

ομάδα Ασκήσεων Β

(α). Από την ενεργειακή κατανομή στο ηλιακό φάσμα το μέγιστο της ενέργειας συναντάται σε μήκος κύματος $\lambda_{\max} = 4740 \text{ \AA}$, να υπολογιστεί η θερμοκρασία του Ήλιου.

Δίνεται:

$$1 \text{ \AA} = 1,0 \cdot 10^{-10} \text{ m} = 0,1 \text{ nm} (\nu\mu) = 100 \text{ pm}$$

(β). Θεωρώντας τη φασματική κατανομή της εκπεμπόμενης γήινης ακτινοβολίας μελανού σώματος θερμοκρασίας $T=288\text{K}$, να υπολογισθεί το λ_{\max} της ακτινοβολίας αυτής και να αναφερθούν τα κυριότερα αέρια που απορροφούν την ακτινοβολία αυτή.

(γ). Πόσα μόρια υπάρχουν σε $2,00 \text{ m}^3$ αέριο, θερμοκρασίας 15°C και πίεσης $P=1 \text{ atm}$
Δίνονται : $k = 1,380649 \times 10^{-23} \text{ J} \cdot \text{K}^{-1}$, $1 \text{ atm} = 1,01 \times 10^5 \text{ Pa}$, $\text{Kelvin} = \text{Celsius} + 273,15$.

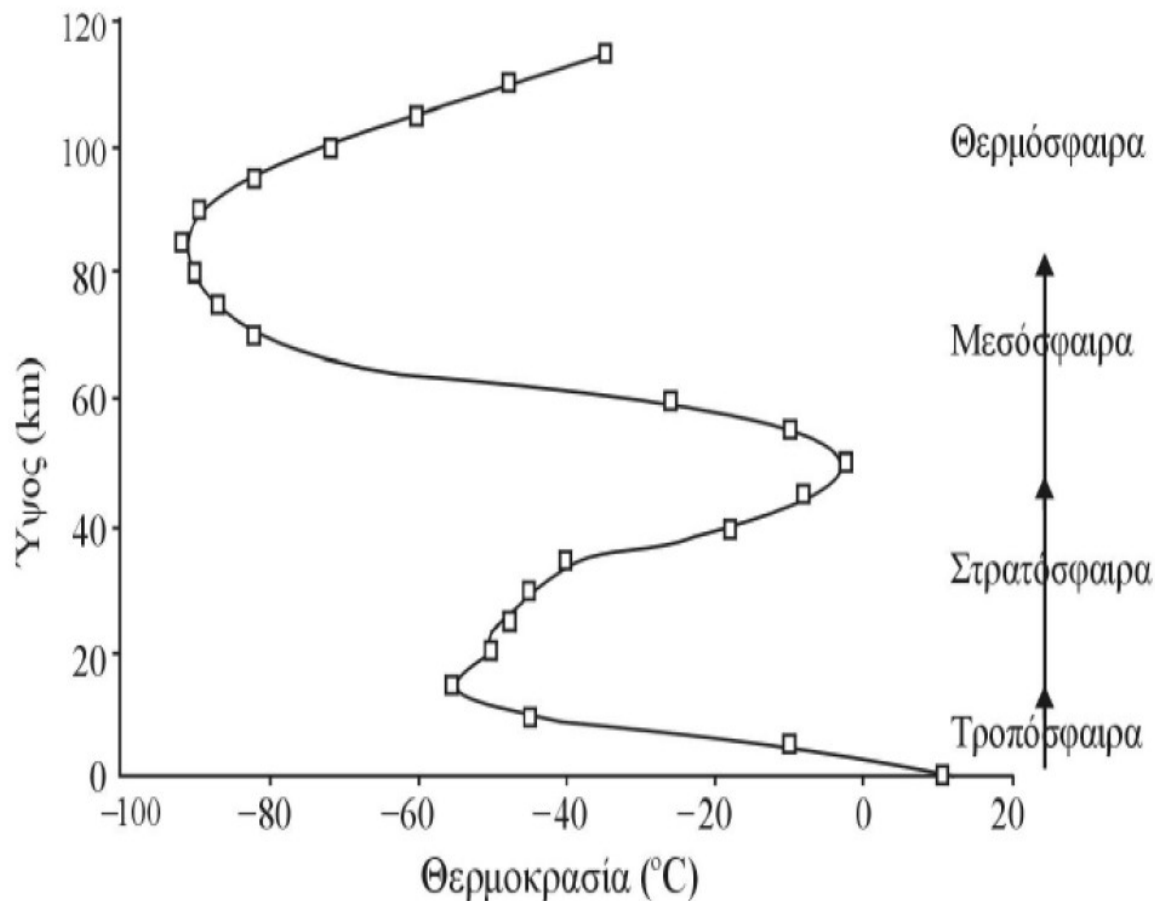
(δ). Η ενέργεια της ηλεκτρομαγνητικής ακτινοβολίας συχνά μετριέται σε eV και το αντίστροφο μήκος κύματος σε cm^{-1} .

Δείξτε ότι το 1 cm^{-1} είναι ισοδύναμο με $1,24 \cdot 10^{-4} \text{ eV}$. Δίνεται: $1 \text{ eV} = 1.60 \cdot 10^{-19} \text{ J}$.

Αέρια μάζα κινείται με βάση το γεωστροφικό άνεμο (στη τροπόσφαιρα)

(ε) Ποιες δυνάμεις ενεργούν στην αέρια μάζα και πως κινείται σε σχέση με τις ισοβαρείς τόσο στο Βόρειο όσο στο Νότιο ημισφαίριο, σε χαμηλά ή υψηλότερα ύψη (επιπλέον ζητούνται σχήματα για τις 4 αυτές περιπτώσεις). Περιγράψτε όλες τις δυνάμεις που συναντώνται .

(στ) Εξηγήστε την μεταβολή θερμοκρασίας του αέρα με το ύψος. Δικαιολογήστε την μείωση στην τροπόσφαιρα και την αύξηση στην στρατόσφαιρα.



(ζ). Πόσα μόρια υπάρχουν σε 1.00 m^3 αέριο, θερμοκρασίας 10°C και πίεσης $P = 2 \text{ atm}$. Δίνονται : $k = 1,380649 \times 10^{-23} \text{ J}\cdot\text{K}^{-1}$, $1 \text{ atm} = 1,01 \times 10^5 \text{ Pa}$, Kelvin = Celsius + 273,15.

(η). Θεωρώντας ένα απλό μοντέλο ενεργειακού ισοζυγίου για τους πλανήτες Αφροδίτη και Άρη και την αντίστοιχη ηλιακή σταθερά S ($S_{\text{ven}} = 2620 \text{ Wm}^{-2}$, $S_{\text{mar}} = 589 \text{ Wm}^{-2}$) και λευκότητα ($R_v = 76\%$ και $R_m = 25\%$),

1) να υπολογίσετε την αντίστοιχη αναμενόμενη ενεργό θερμοκρασία $T_e(\text{K})$ των δύο αυτών πλανητών,

2) ποια θα ήταν η αντίστοιχη ενεργός θερμοκρασία αν η λευκότητα αυξανόταν κατά 10%,

3) να συγκρίνετε την ενεργό θερμοκρασία που υπολογίσατε με την πραγματική θερμοκρασία στην επιφάνεια της Αφροδίτης ($T_v = 750\text{K}$) και του Άρη ($T_m = 218\text{K}$).

Που οφείλεται η παρατηρούμενή διαφορά θερμοκρασίας;

Δίνεται $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$

(θ) Θεωρήστε τη γη επίπεδη σε σχήμα νομίσματος που έχει την ίδια θερμοκρασία σε όλη της την επιφάνεια και ότι συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα. Αγνοήστε απώλειες από ακτινοβολία και υποθέστε ότι δεν υπάρχουν αέρια του θερμοκηπίου, ούτε λευκότητα. Υπολογίστε τότε την ενεργό θερμοκρασία της γης (T_e). Δίνεται $\sigma=5.67 \times 10^{-8} \text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ και ότι η προσπίπτουσα ροή ακτινοβολίας $S=1370 \text{Wm}^{-2}$

(ι) Να υπολογίσετε τη ροή ηλιακής ακτινοβολίας σε απόσταση $R=1,5 \times 10^{11} \text{m}$ από τον ήλιο (απόσταση ηλίου-γης). Δίνεται η ροή της εκπεμπόμενης ακτινοβολίας από τον ήλιο ίση με $F_s=6,42 \times 10^7 \text{Wm}^{-2}$. Τι θα άλλαζε εάν η ενεργός θερμοκρασία του ήλιου ήταν 6000K ; Δίνεται η μέση ακτίνα του ήλιου $R_s=696 \times 10^3 \text{km}$ και ότι ο ήλιος συμπεριφέρεται σαν μελανό σώμα και ότι δεν υπάρχει απορρόφηση ακτινοβολίας στο μεσοαστρικό διάστημα.

(κ) Θεωρώντας τη φασματική κατανομή της εκπεμπόμενης γήινης ακτινοβολίας μελανού σώματος θερμοκρασίας $T=288\text{K}$,

1) να υπολογισθεί το λ_{\max} της ακτινοβολίας αυτής,

2) να αναφερθούν τα κυριότερα αέρια που απορροφούν την ακτινοβολία αυτή, και

3) να εξηγηθεί γιατί η ατμόσφαιρα ψύχεται γρηγορότερα σε ανέφελες νύχτες, παρά όταν υπάρχουν σύννεφα.

(λ) Με χρήση της υδροστατικής εξίσωσης αποδείξτε ότι η μάζα ενός κατακόρυφου κυλίνδρου αέρα διατομής $A=1\text{m}^2$, από το έδαφος έως ένα μεγάλο ύψος είναι p_0/g , όπου p_0 είναι η πίεση στο έδαφος. Υπολογίστε τότε την ολική μάζα της ατμόσφαιρας.

(μ) Η ροή ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην κορυφή της ανώτερης ατμόσφαιρας μεταβάλλεται κατά $\pm 3\%$ από τη μέση τιμή της $S=1370\text{ Wm}^{-2}$, καθόσον η γη εκτελεί μια ετήσια περιστροφή γύρω από τον ήλιο. Υπολογίστε κατά πόσους βαθμούς μεταβάλλεται η ενεργός θερμοκρασία της γης αν η λευκότητά της είναι $R=30\%$.

(v) Να δείξετε ότι αν μεταξύ των υψών z_1 και z_2 ($z_2 > z_1$) στην ομοιόσφαιρα υπάρχει σταθερή βαθμίδα της υψομετρικής κλίμακας ($\beta = dH/dz = \text{σταθ.}$) και $g = \text{σταθ.}$, τότε ισχύουν οι σχέσεις:

$$\frac{p(z_2)}{p(z_1)} = \left[\frac{H(z_2)}{H(z_1)} \right]^{\frac{1}{\beta}} \quad \text{και} \quad \frac{\rho(z_2)}{\rho(z_1)} = \left[\frac{H(z_2)}{H(z_1)} \right]^{\frac{1+\beta}{\beta}}$$

(ξ) Εάν η θερμοκρασία μειώνεται ομοιόμορφα με το υψόμετρο z με σταθερό ρυθμό Γ ($\Gamma = \text{θερμοβαθμίδα}$) να υπολογισθεί η μεταβολή της πίεσης με το υψόμετρο. Θεωρούνται γνωστά η πίεση και η θερμοκρασία στο έδαφος p_0 και T_0 , αντίστοιχα. Να υπολογισθεί ακολούθως το ύψος z στο οποίο η πίεση είναι το $1/10$ της πίεσης p_0 (δίνεται: $\Gamma = 10\text{K/km}$, $T_0 = 273\text{K}$).

(ο) Να υπολογισθεί η μεταβολή της πίεσης με το υψόμετρο z στη γήινη τροπόσφαιρα υποθέτοντας μια ισόθερμή ατμόσφαιρα ($T = T_0 = 0^\circ\text{C}$). Ακολούθως, να υπολογισθεί η πίεση του αέρα σε υψόμετρο 12 km (τροπόπαυση).

(π). Να αποδειχθεί ότι για τη μεταβολή της ατμοσφαιρικής πίεσης με το ύψος, ισχύει ο κανόνας ότι αυτή ελαττώνεται στο $1/e$ κάθε 8 χιλιόμετρα ανόδου.

(ρ). Να βρείτε πόσο θα αυξηθεί η ατμοσφαιρική πίεση στο έδαφος αν εξατμισθεί το 1% το υδρόσφαιρας. Δίνονται: μάζα υδρόσφαιρας= 10^{21} kg, μάζα ατμόσφαιρας= 10^{18} kg.

(σ). Να υπολογιστούν οι τυπικές τιμές ολικής ατμοσφαιρικής μάζας ανά μονάδα επιφάνειας της τροπόσφαιρας και της στρατόσφαιρας. Τι ποσοστό της ολικής ατμοσφαιρικής μάζας περιέχεται σε κάθε περιοχή; Δίνεται η πίεση στην επιφάνεια= $1023,25$ mb, η πίεση στην τροπόπαυση= 200 mb και η πίεση στην στρατόπαυση= 1 mb.

(τ). Στο υπόδειγμα της ισόθερμης ατμόσφαιρας πόσο είναι το πάχος της τροπόσφαιρας και πόσο της στρατόσφαιρας; Δίνεται $H=8$ km. Ισχύουν τα δεδομένα της άσκησης (σ).

(υ). Να βρεθεί η σχέση που συνδέει την υψομετρική κλίμακα της πίεσης σε κάποιο ύψος z_2 σε σχέση με την τιμή σε κάποιο ύψος z_1 , όταν είναι γνωστές οι αντίστοιχες τιμές της αριθμητικής πυκνότητας, της μέσης μοριακής μάζας και της θερμοκρασίας. Ισχύει $\beta=dH/dz$.

(φ). Αν η θερμοβαθμίδα στην τροπόσφαιρα είναι σταθερή και ίση με $6.5 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$, η θερμοβαθμίδα στην στρατόσφαιρα πάνω από το ύψος όπου η πίεση είναι 50mb είναι επίσης σταθερή και ίση με $1.7^\circ\text{C}/\text{km}$ και το ατμοσφαιρικό στρώμα μεταξύ της τροπόπαυσης και των 50mb είναι ισόθερμο, να βρείτε τα γεωμετρικά ύψη της τροπόπαυσης και της στρατόπαυσης. Δίνεται η πίεση στην επιφάνεια= $1023,25\text{mb}$, η πίεση στην τροπόπαυση= 200mb και η πίεση στην στρατόπαυση= 1mb , θερμοκρασία του αέρα στη ΜΣΘ= 288K , $R=287\text{J}/\text{kgK}$, $g=9.81\text{m}/\text{s}^2$, $H=8\text{km}$.

(χ) Να υπολογιστεί το μέτρο της δύναμης Coriolis (ανά μονάδα μάζας) στην πόλη της Πάτρας (γεωγραφικό πλάτος 39°B) σε άνεμο $u=25\text{m}/\text{s}$.
Δίνεται γωνιακή ταχύτητα $\Omega=7,29 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$.

(ψ) Πόσο είναι η βαθμίδα της πίεσης που απαιτείται στην επιφάνεια της Γης για γεωγραφικό πλάτος $\varphi=45^\circ \text{B}$, ώστε ο γεωστροφικός άνεμος να είναι $30\text{m}/\text{s}$ και η γωνιακή ταχύτητα $\Omega=7,29 \times 10^{-5}\text{s}^{-1}$.

(ω) Αν σε ύψος 1km πάνω από την Αθήνα μετρήθηκε οριζόντιος άνεμος που κινούνταν από δυτικά προς ανατολικά με ταχύτητα 100km/hr. Να υπολογιστεί η δύναμη της βαροβαθμίδας στο ύψος αυτό.

Δίνεται: Γεωγραφικό πλάτος Αθηνών 38° B και γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης $\Omega=7,29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

(ω1) Με την υπόθεση ότι η θερμοκρασία στο έδαφος είναι 38°C και αντίστοιχα η θερμοκρασία δρόσου 30°C . Έστω ότι επικρατούν ασταθείς συνθήκες και ότι η μεταβολή της θερμοκρασίας ακολουθεί την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμιδα 10 K/km . Υπολογίστε το ύψος z στο οποίο θα αρχίσουν να δημιουργούνται τα νέφη εάν το σημείο κορεσμού (κόρου) μειώνεται με ρυθμό 2 K/km .

(ω2) Στο υπόδειγμα της ισόθερμης ατμόσφαιρας πόσο είναι το πάχος της τροπόσφαιρας και πόσο της στρατόσφαιρας; Δίνεται $H=8\text{km}$.
Δίνεται η πίεση στην επιφάνεια = $1023,25\text{mb}$ (hPa), η πίεση στην τροπόπαυση = 200mb και η πίεση στην στρατόπαυση = 1mb .

(ω3) Να υπολογιστούν οι τυπικές τιμές ολικής ατμοσφαιρικής μάζας ανά μονάδα επιφάνειας της τροπόσφαιρας και της στρατόσφαιρας.
Δίνονται: μάζα υδρόσφαιρας = 1021kg , μάζα ατμόσφαιρας = 1018 kg .
Τι ποσοστό της ολικής ατμοσφαιρικής μάζας περιέχεται σε κάθε περιοχή;
Δίνεται η πίεση στην επιφάνεια = $1023,25\text{mb}$ (hPa), η πίεση στην τροπόπαυση = 200mb και η πίεση στην στρατόπαυση = 1mb .

ομάδα Ασκήσεων Γ

1. Υποθέτουμε ότι η θερμοκρασία στο έδαφος είναι 38°C και αντίστοιχα η θερμοκρασία δρόσου είναι 30°C . Έστω ότι επικρατούν ασταθείς ατμοσφαιρικές συνθήκες και ότι η μεταβολή της θερμοκρασίας ακολουθεί την ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα ($10^{\circ}\text{C}/\text{km}$). Υπολογίστε το ύψος z στο οποίο έχουμε αρχή δημιουργίας νεφών, εάν το σημείο κόρου μειώνεται με ρυθμό $2^{\circ}\text{C}/\text{km}$.

2. Θεωρώντας τη φασματική κατανομή της εκπεμπόμενης γήινης ακτινοβολίας μελανού σώματος θερμοκρασίας $T=288\text{K}$, 1) να υπολογισθεί το λ_{max} της ακτινοβολίας αυτής, 2) να αναφερθεί το αέριο που απορροφά κυρίως την ακτινοβολία αυτή, λαμβάνοντας υπόψη ότι η ατμόσφαιρα ψύχεται γρηγορότερα σε ανέφελες νύχτες, παρά όταν υπάρχουν σύννεφα.

4. Η ροή ηλιακής ακτινοβολίας που φθάνει στην κορυφή της ανώτερης ατμόσφαιρας μεταβάλλεται κατά $\pm 3\%$ από τη μέση τιμή της $S=1370 \text{ Wm}^{-2}$, καθόσον η γη εκτελεί μια ετήσια περιστροφή γύρω από τον ήλιο. Υπολογίστε το ποσοστό μεταβολής της ενεργού θερμοκρασίας της γης αν η λευκότητά της είναι $R=30\%$.

6. Παράλληλη δέσμη ακτινοβολίας διαπερνά κατακόρυφα ένα ατμοσφαιρικό στρώμα πάχους 200 m , που έχει μέση πυκνότητα 0.1 kg/m^3 . Να υπολογισθεί το οπτικό βάθος, η διαπερατότητα και η απορροφητικότητα του στρώματος αυτού στα μήκη κύματος λ_1, λ_2 , στα οποία οι συντελεστές απορρόφησης είναι αντίστοιχα, $\alpha(\lambda_1)=10^{-3} \text{ m}^2\text{kg}^{-1}$, $\alpha(\lambda_2)=10^{-1} \text{ m}^2\text{kg}^{-1}$.

7. Αν σε ύψος 1Km πάνω από την Αθήνα μετρήθηκε οριζόντιος άνεμος που κινούνταν απο δυτικά προς ανατολικά με ταχύτητα 100 km hr^{-1} . Να υπολογισθεί η δύναμη της βαροβαθμίδας στο ύψος του 1 Km. Δίνονται το γεωγραφικό πλάτος της Αθήνας (38°N) και η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης $\Omega=7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

8. Πόσο είναι η βαθμίδα της πίεσης που απαιτείται στην επιφάνεια της γης για γεωγραφικό πλάτος $\phi=45^\circ\text{N}$, ώστε ο γεωστροφικός άνεμος να είναι 30 ms^{-1} . Δίνεται η πυκνότητα του αέρα $\rho=1.3 \text{ kg m}^{-3}$ και η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης $\Omega=7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

9. Να υπολογισθεί το μέτρο της δύναμης Coriolis (ανά μονάδα μάζας) στην πόλη της Πάτρας (γεωγραφικό πλάτος $\sim 39^\circ\text{N}$) σε άνεμο $u=25 \text{ ms}^{-1}$. Δίνεται η γωνιακή ταχύτητα περιστροφής της γης $\Omega=7.29 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$.

Thanks for your attention!

Prof. Mic.Gr.Vrachopoulos

Τέλος κεφαλαίου



HELLENIC REPUBLIC

**National and Kapodistrian
University of Athens**

— EST. 1837 —

Τέλος κεφαλαίου



Dr. Dimitra Papadaki | Senior Researcher

Tel: +30 210 727 6841

dpapadaki@phys.uoa.gr



National and Kapodistrian
University of Athens
National and Kapodistrian University of Athens

