



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

Psachna, Euboea - Euripus Campus

# Φυσική Περιβάλλοντος :

*“κεφ 4: Θερμοδυναμική και Στατική της Ατμόσφαιρας”*

*Καθ. Μιχάλης Γρ Βραχόπουλος*

Energy and Environmental Research Laboratory



**Όπως έχει ήδη αναφερθεί, το ατμοσφαιρικό ρευστό είναι ένα μείγμα αερίων.**

Θεωρείται ότι τόσο ο ξηρός αέρας όσο και ο υγρός ακόρεστος αέρας (το μείγμα ξηρού αέρα και μικρής ποσότητας υδρατμών) συμπεριφέρεται σαν ιδανικό αέριο.

Η μελέτη ιδιοτήτων του ατμοσφαιρικού ρευστού (αέρα) προϋποθέτει την επισκόπηση των βασικών θερμοδυναμικών νόμων οι οποίοι θα αναλυθούν παρακάτω όπως αυτοί εφαρμόζονται στην μελέτη του ατμοσφαιρικού ρευστού

# ΕΝΤΑΤΙΚΕΣ ΚΑΙ ΕΚΤΑΤΙΚΕΣ ΙΔΙΟΤΗΤΕΣ

- **Εκτατικές** είναι οι ιδιότητες του συστήματος που εξαρτώνται από το μέγεθος (την έκταση) του συστήματος ή από τη μάζα του. Αν ένα σύστημα διαιρεθεί σε  $n$  μέρη τότε η συνολική τιμή της εκτατικής ιδιότητας είναι το άθροισμα των επιμέρους συνεισφορών από τα  $n$  μέρη.

$$Y_{sys} = \sum_{j=1}^n Y_j$$

Παράδειγμα εκτατικής ιδιότητας είναι ο όγκος

- **Εντατικές** είναι οι ιδιότητες του συστήματος που είναι ανεξάρτητες από το μέγεθος (την έκταση) του συστήματος ή από τη μάζα του. Αν ένα σύστημα διαιρεθεί σε  $n$  μέρη τότε η τιμή της εντατικής ιδιότητας είναι ίδια για κάθε μια από τις  $n$  υποδιαιρέσεις.

Παράδειγμα εντατικής ιδιότητας είναι η θερμοκρασία.  $T_{sys} = T_j$

# Εντατικές και εκτατικές ιδιότητες

- Στις περισσότερες περιπτώσεις η τιμή μίας εντατικής ιδιότητας μπορεί να επιτευχθεί από το διαίρεση της αντίστοιχης εκτατικής ιδιότητας δια τη μάζα του συστήματος, δηλ:

$$y = \frac{Y}{m}$$

- Για παράδειγμα ο ειδικός όγκος (εντατική ιδιότητα) μπορεί να παραχθεί από τον όγκο (εκτατική ιδιότητα) διαιρούμενο δια τη μάζα:

$$v = \frac{V}{m}$$

# Ομογενείς ουσίες και φάσεις

- **Ομογενής** ονομάζεται μία ουσία που έχει ομοιόμορφη φυσική δομή και χημική σύνθεση
- Η χημική σύνθεση του νερού συμβολίζεται με  $H_2O$  αλλά το νερό μπορεί να υπάρξει σε διάφορες μορφές:
  - Υγρή
  - Αέρια
  - Στερεή
- Το νερό μπορεί επίσης να υπάρξει και σαν μίγμα υγρού και ατμού ή υγρού και στερεού. **Αυτά και άλλα μίγματα του νερού έχουν την ίδια χημική σύνθεση αλλά η φυσική τους δομή δεν είναι ομοιόμορφη.**
- Κάθε μια από τις τρεις μορφές του νερού (υγρό, ατμός και στερεό) ονομάζεται **φάση**. Πολλές φορές ο ατμός ονομάζεται και αέριο.
- Σε ένα διφασικό ή τριφασικό μίγμα οι φάσεις διαχωρίζονται μεταξύ τους από τα **όρια των φάσεων**.

# Μορφές Ενέργειας

(α) Μακροσκοπικά

(β) Μικροσκοπικά

• **Κινητική Ενέργεια** (μακροσκοπική μορφή)  $E_k = \frac{1}{2} \cdot m \cdot V^2$

• **Δυναμική Ενέργεια** (μακροσκοπική μορφή)  $E_\Delta = m \cdot g \cdot z$

• **Εσωτερική Ενέργεια** (μικροσκοπική μορφή).

Είναι θερμοδυναμική ιδιότητα και η μεταβολή της κατά τη διάρκεια μιας διεργασίας εξαρτάται μόνο από την αρχική και τελική κατάσταση.

# Μορφές Ενέργειας

- Η εσωτερική ενέργεια δε μπορεί να μετρηθεί, αλλά οι μεταβολές της μπορούν να συσχετιστούν με άλλες μετρήσιμες ποσότητες όπως είναι η θερμοκρασία, η πίεση και ο ειδικός όγκος.
- Η ολική ενέργεια ενός συστήματος αποτελείται από το άθροισμα των μακροσκοπικών και των μικροσκοπικών μορφών, τότε έχουμε ότι:

$$E = E_k + E_{\Delta} + U = \frac{1}{2} \cdot m \cdot V^2 + m \cdot g \cdot z + m \cdot u$$

- Η παραπάνω εξίσωση ανά μονάδα μάζας μπορεί να γραφεί σαν:

$$e = e_k + e_{\Delta} + u = \frac{1}{2} \cdot V^2 + g \cdot z + u$$

# 1<sup>ος</sup> θερμοδυναμικός νόμος

Η θερμότητα που προσδίδεται σε ένα σύστημα .... Αυξάνει την εσωτερική ενέργεια του ή παράγει έργο!!!

$$dU \equiv dQ + dW$$

$$c_v dT \equiv dQ - pdV$$

$c_v$ : Ειδική θερμότητα υπό σταθερό όγκο!!



# Ενθαλπία

- Στην ανάλυση θερμοδυναμικών συστημάτων συχνά συναντάται ο συνδυασμός των ιδιοτήτων  $U + P \cdot V$ . Για λόγους ευκολίας αυτός ο συνδυασμός ονομάζεται **ενθαλπία** και συμβολίζεται με το  $H$ .

$$H \equiv U + P \cdot V$$

- Η **ενθαλπία** ανά μονάδα μάζας ορίζεται από την εξίσωση:

$$h \equiv u + P \cdot v$$

Η **ενθαλπία** είναι μία συνάρτηση θερμοδυναμικών ιδιοτήτων και συνεπώς είναι κι αυτή μία **ιδιότητα**.

# Ειδική Θερμότητα

- Η εσωτερική ενέργεια μιας ομογενούς συμπιεστής ουσίας μπορεί να γραφεί σαν συνάρτηση 2 ανεξάρτητων ιδιοτήτων:

$$u = u(T, v)$$

- Μία γενική έκφραση για τη μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας μιας οποιασδήποτε ομογενούς συμπιεστής ουσίας είναι:

$$du = \left( \frac{\partial u}{\partial T} \right)_v dT + \left( \frac{\partial u}{\partial v} \right)_T dv$$

- Η πρώτη μερική παράγωγος είναι μία θερμοδυναμική ιδιότητα και ονομάζεται *ειδική θερμότητα υπό σταθερό όγκο*

$$c_v = \left( \frac{\partial u}{\partial T} \right)_v$$

# Ειδική Θερμότητα

- Αντικαθιστώντας τη θερμότητα υπό σταθερό όγκο στην εξίσωση της εσωτερικής ενέργειας:

$$du = c_v \cdot dT + \left( \frac{\partial u}{\partial v} \right)_T dv$$

- Η ενθαλπία μιας ομογενούς, συμπιεστής ουσίας μπορεί να γραφεί σαν συνάρτηση 2 ανεξάρτητων ιδιοτήτων:

$$h = h(T, P)$$

- Μία γενική έκφραση για τη μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας μιας οποιασδήποτε ομογενούς συμπιεστής ουσίας είναι:

$$dh = \left( \frac{\partial h}{\partial T} \right)_P dT + \left( \frac{\partial h}{\partial P} \right)_T dP$$

# Ειδική Θερμότητα

- Η πρώτη μερική παράγωγος είναι μία θερμοδυναμική ιδιότητα και ονομάζεται *ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση*

$$c_P = \left( \frac{\partial h}{\partial T} \right)_P$$

- Αντικαθιστώντας τη θερμότητα υπό σταθερή πίεση στην εξίσωση της ενθαλπίας:

$$dh = c_P \cdot dT + \left( \frac{\partial h}{\partial P} \right)_T dP$$

- Οι τιμές των  $c_P$ ,  $c_V$  επηρεάζονται περισσότερο από μεταβολές της θερμοκρασίας παρά της πίεσης.

$$c_P \succ c_V$$

- Στο Διεθνές Σύστημα Μονάδων (S.I.) οι μονάδες μέτρησης τους είναι:

$$\frac{J}{kg \cdot K}$$

# Λόγος Ειδικών Θερμοτήτων

- Ο *λόγος ειδικών θερμοτήτων* είναι μία αδιάστατη ποσότητα, που ορίζεται σαν:

$$\gamma = \frac{c_P}{c_v} > 1$$

Ο *λόγος ειδικών θερμοτήτων*,  
δηλ. ο λόγος δύο θερμοδυναμικών ιδιοτήτων είναι επίσης θερμοδυναμική  
ιδιότητα.

# Λανθάνουσες Θερμότητες

- *Λανθάνουσα θερμότητα* μίας ουσίας ονομάζεται η μεταβολή της ενθαλπίας κατά τη διάρκεια αλλαγής φάσης της ουσίας.

Ορίζεται επίσης σαν το ποσό της ενέργειας που απαιτείται για την αλλαγή φάσης μιας μονάδας μάζας της ουσίας.

- Η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης είναι

$$h_{fg} = h_g - h_f$$

- Η λανθάνουσα θερμότητα τήξης είναι

$$h_{tf} = h_f - h_t$$

- Η λανθάνουσα θερμότητα εξάχνωσης είναι

$$h_{tg} = h_g - h_t$$

Οι λανθάνουσες θερμότητες μίας ουσίας είναι επίσης θερμοδυναμικές ιδιότητες και είναι συναρτήσεις της πίεσης και της θερμοκρασίας.

## Παράδειγμα

Υποθέστε ότι η εσωτερική ενέργεια και η ενθαλπία μιας ουσίας είναι συναρτήσεις μόνο της θερμοκρασίας και ότι οι ειδικές θερμότητες της ουσίας είναι σταθερές.

Να βρείτε εξισώσεις για τη μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας και της ενθαλπίας της ουσίας καθώς αυτή ακολουθεί διεργασία θέρμανσης από  $T_1$  σε  $T_2$ .

- Είδαμε προηγουμένως ότι η εσωτερική ενέργεια σαν συνάρτηση θερμοκρασίας και ειδικού όγκου μπορεί να γραφεί:

$$du = \left( \frac{\partial u}{\partial T} \right)_v dT + \left( \frac{\partial u}{\partial v} \right)_T dv$$

- Αφού η εκφώνηση αναφέρει ότι είναι συνάρτηση μόνο της θερμοκρασίας, τότε η παραπάνω εξίσωση γίνεται:

$$du = \left( \frac{\partial u}{\partial T} \right)_v dT = c_v \cdot dT$$

- Ολοκληρώνοντας τη παραπάνω εξίσωση από τη κατάσταση 1 στη κατάσταση 2:

$$du = c_v \cdot dT \Rightarrow \int_{u_1}^{u_2} du = c_v \int_{T_1}^{T_2} dT \Rightarrow \underline{u_2 - u_1 = c_v \cdot (T_2 - T_1)}$$

Η ενθαλπία σαν συνάρτηση θερμοκρασίας και πίεσης μπορεί να γραφεί:

$$dh = c_p \cdot dT + \left( \frac{\partial h}{\partial P} \right)_T dP \dots\dots \quad dh = \left( \frac{\partial h}{\partial T} \right)_P dT + \left( \frac{\partial h}{\partial P} \right)_T dP$$

- Αφού η εκφώνηση περιγράφει ότι είναι συνάρτηση μόνο της θερμοκρασίας, τότε η παραπάνω εξίσωση γίνεται:

$$\underline{dh = \left( \frac{\partial h}{\partial T} \right)_P dT = c_p \cdot dT}$$



- Ολοκληρώνοντας τη παραπάνω εξίσωση από τη κατάσταση 1 στη κατάσταση 2:

$$dh = c_p \cdot dT \Rightarrow \int_{h_1}^{h_2} dh = c_p \int_{T_1}^{T_2} dT \Rightarrow \underline{h_2 - h_1 = c_p \cdot (T_2 - T_1)}$$

**Άρα η ενθαλπία μεταβάλλεται περισσότερο από την εσωτερική ενέργεια, επειδή το  $c_p > c_v$**

$$\underline{u_2 - u_1 = c_v \cdot (T_2 - T_1)}$$

# Ιδανικά Αέρια

- **Ιδανικά αέρια** ονομάζονται τα αέρια των οποίων η απόλυτη πίεση, η απόλυτη θερμοκρασία και ο ειδικός όγκος υπακούουν τη καταστατική εξίσωση:

$$P \cdot \nu = R \cdot T$$

Το σύμβολο  $R$  ονομάζεται σταθερά του αερίου και η τιμή της εξαρτάται από το αέριο που εξετάζεται κάθε φορά. Ορίζεται σαν:

$$R = \frac{\bar{R}}{M}, \quad \bar{R} = 8314 \text{ J / Kmol} \cdot \text{K}$$

όπου  $\bar{R}$  ονομάζεται **παγκόσμια σταθερά αερίου**.

- Εναλλακτική μορφή της καταστατικής εξίσωσης είναι:

$$P \cdot V = m \cdot R \cdot T$$

όπου:  $\nu = \frac{V}{m} \Rightarrow V = \nu \cdot m$  είναι ο όγκος της ουσίας

# Ιδανικά Αέρια

- Η ιδέα του **ιδανικού αερίου** είναι μόνο ένα μοντέλο συμπεριφοράς των **πραγματικών αερίων**.
- Η συμπεριφορά ενός **πραγματικού αερίου** είναι πιο κοντά στην **ιδανική** όταν **η πίεση του αερίου είναι μικρότερη από τη πίεση στη κρίσιμη κατάσταση** και **η θερμοκρασία του αερίου είναι μεγαλύτερη από τη θερμοκρασία στη κρίσιμη κατάσταση**.
- Ο αέρας σε κανονικές συνθήκες δωματίου 300 K και 101 kPa είναι έντονα υπέρθερμος αφού η πίεση είναι αρκετά μικρότερη από τη κρίσιμη πίεση των **3,74 MPa** και η θερμοκρασία αρκετά πάνω από τη κρίσιμη θερμοκρασία των **133 K**.

# Ιδανικά Αέρια

- Η μεταβολή της ενθαλπίας ενός **ιδανικού αερίου** δίνεται από:

$$dh = c_p \cdot dT$$

- Η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση εξαρτάται συνήθως αποκλειστικά από τη θερμοκρασία, έτσι:

$$dh = c_p \cdot dT \Rightarrow \int_{h_1}^{h_2} dh = \int_{T_1}^{T_2} c_p dT \Rightarrow \underline{h_2 - h_1 = \int_{T_1}^{T_2} c_p dT}$$

- Μία τυπική συνάρτηση είναι:

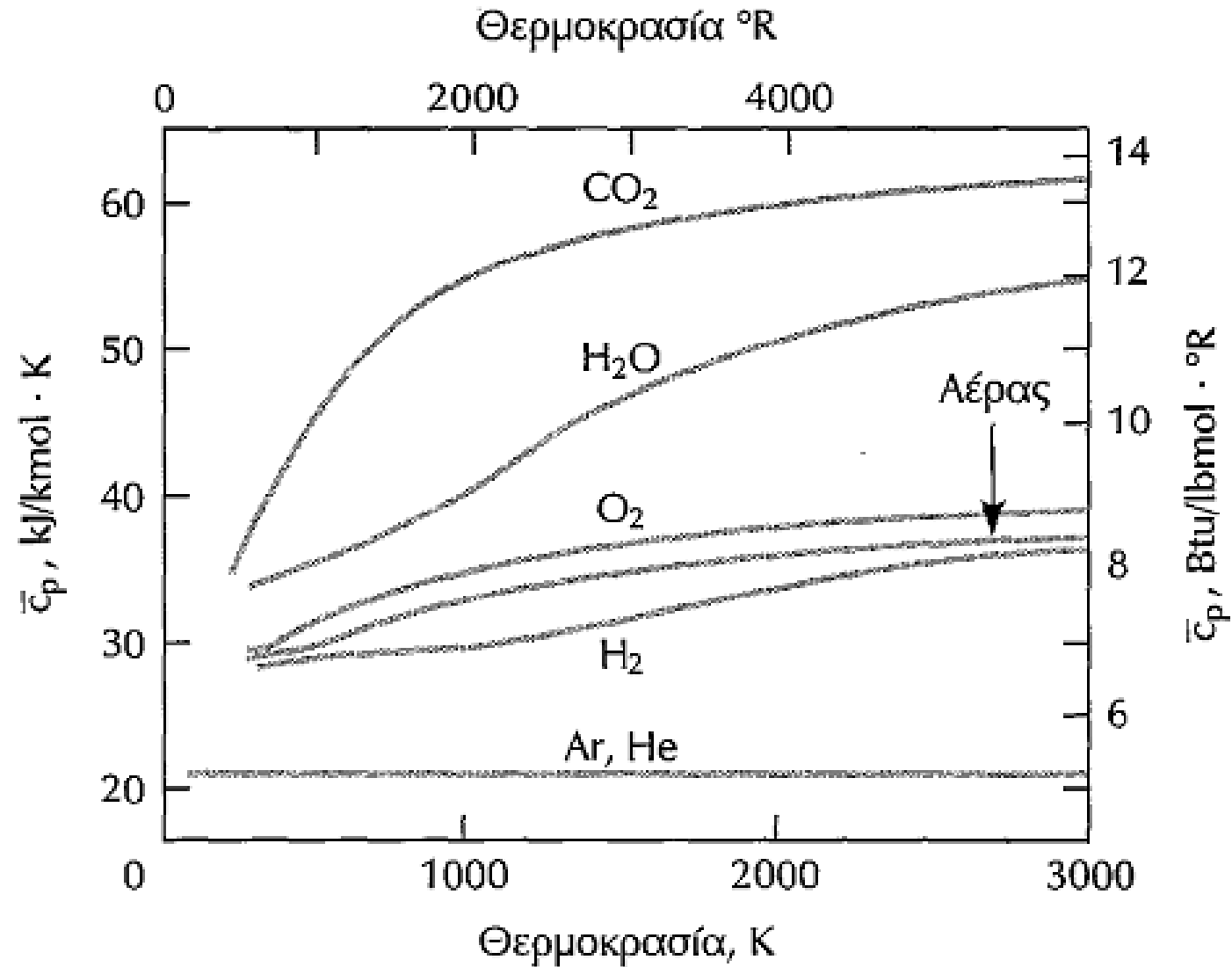
$$\underline{c_p = a + b \cdot T + c \cdot T^2 + d \cdot T^3 + e \cdot T^4}$$

- Για ένα ιδανικό αέριο ισχύει ότι:

$$\gamma = \frac{c_p}{c_v}$$

$$\underline{c_p - c_v = R}, \quad \underline{c_p = \frac{\gamma \cdot R}{\gamma - 1}}, \quad \underline{c_v = \frac{R}{\gamma - 1}}$$

# Ιδανικά Αέρια



Κατανομή του  $c_p$  σε συνάρτηση με τη θερμοκρασία

# Ιδανικά Αέρια

- Για μονοατομικά αέρια (όπως  $Ar$ ,  $He$ ) και σε χαμηλές πιέσεις, το  $c_p$  είναι ανεξάρτητο από τη θερμοκρασία, και ορίζεται σαν:

$$c_p = \frac{5}{2} \cdot R$$

- Για τη περίπτωση αυτή, το  $c_v$  είναι:  $c_v = \frac{3}{2} \cdot R$

- Επειδή για τα μονοατομικά αέρια οι ειδικές θερμότητες είναι ανεξάρτητες από τη θερμοκρασία, ισχύει για την εσωτερική ενέργεια και την ενθαλπία ότι:

$$u_2 - u_1 = c_v \cdot (T_2 - T_1)$$

$$h_2 - h_1 = c_p \cdot (T_2 - T_1)$$

# Πολυτροπικές διεργασίες για Ιδανικά Αέρια

- *Πολυτροπική διεργασία* είναι αυτή που περιγράφεται από τη παρακάτω εξίσωση:

$$P \cdot v^n = C = \text{σταθερό}$$

όπου το  $n$  ονομάζεται *πολυτροπικός εκθέτης*.

- Για εσωτερικά αντιστρεπτές διεργασίες το έργο για μια πολυτροπική διεργασία εκφράζεται από:

$$w_{12} = \int_1^2 P \cdot dv = \int_1^2 C \cdot v^{-n} \cdot dv = \frac{C \cdot v^{-n+1}}{-n+1} \Big|_1^2 = \frac{P \cdot v}{1-n} \Big|_1^2$$
$$\Rightarrow w_{12} = \frac{P_2 \cdot v_2 - P_1 \cdot v_1}{1-n}$$

# Πολυτροπικές διεργασίες για Ιδανικά Αέρια

- Η παραπάνω εξίσωση ισχύει για όλες τις τιμές του  $n$  εκτός του  $n=1$ .

Στη περίπτωση αυτή το έργο δίνεται από:

$$w_{12} = \int_1^2 P \cdot dv = \int_1^2 \frac{C}{v} \cdot dv = C \cdot \ln \left( \frac{v_2}{v_1} \right) =$$

$$P_1 \cdot v_1 \cdot \ln \left( \frac{v_2}{v_1} \right) = P_2 \cdot v_2 \cdot \ln \left( \frac{v_2}{v_1} \right)$$

$$\Rightarrow w_{12} = \frac{P_2 \cdot v_2 - P_1 \cdot v_1}{1 - n}$$



# Πολυτροπικές διεργασίες για Ιδανικά Αέρια

- Η πολυτροπική εξίσωση με τη χρήση της καταστατικής εξίσωσης μπορεί να γραφεί και σαν συνάρτηση των ιδιοτήτων:

$$(P, v), (P, T), (T, v)$$

$$\left. \begin{array}{l} P \cdot v^n = C \\ P \cdot v = R \cdot T \Rightarrow v = \frac{R \cdot T}{P} \end{array} \right\} \Rightarrow P = C \cdot T^{n/(n-1)}$$

$$\left( \frac{P_2}{P_1} \right) = \left( \frac{T_2}{T_1} \right)^{n/(n-1)} \quad \left( \frac{v_2}{v_1} \right) = \left( \frac{T_2}{T_1} \right)^{1/(n-1)} \quad P_1 \cdot V_1^n = P_2 \cdot V_2^n$$

# Βασικές διεργασίες για Ιδανικά Αέρια

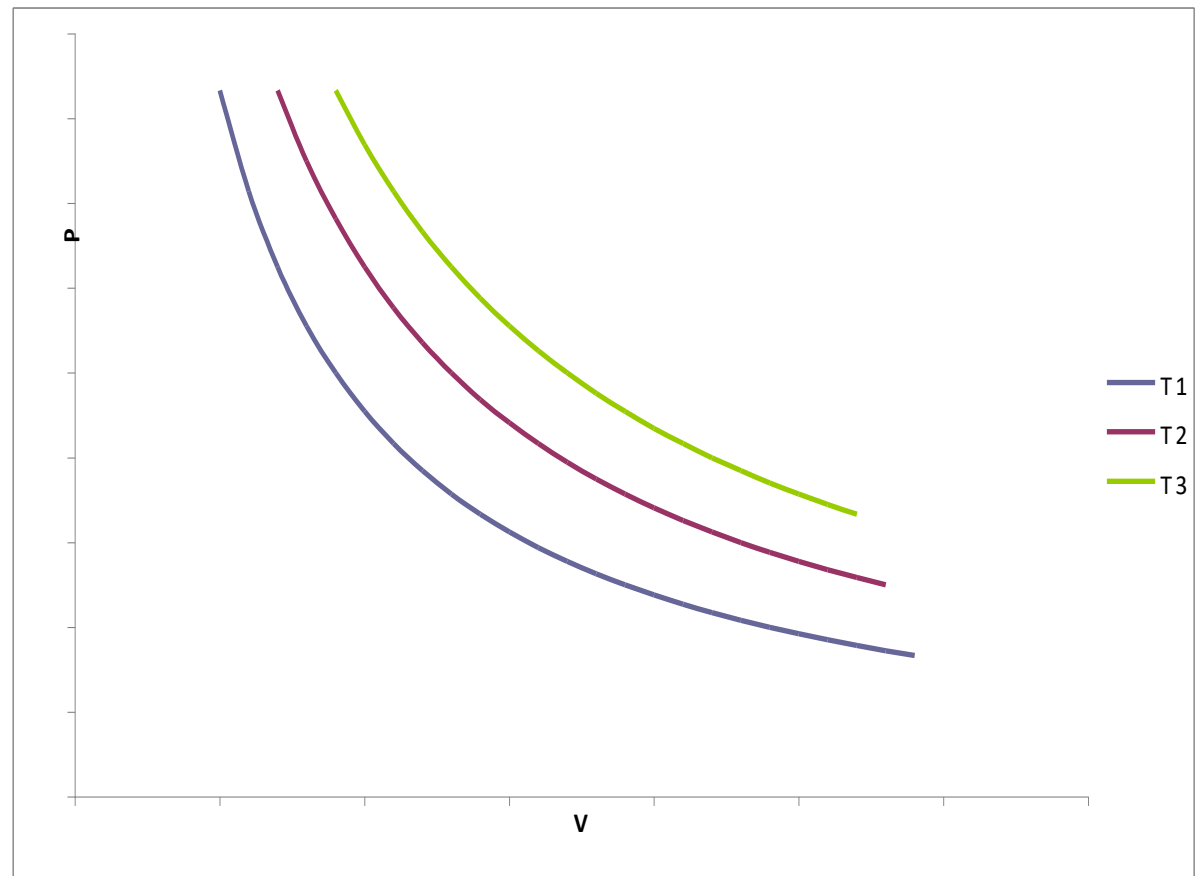
- Ισοθερμοκρασιακή ή ισόθερμη Μεταβολή

$$dT = 0$$

$$dQ = pdV$$

όλη η θερμότητα  
καταναλώνεται για  
παραγωγή έργου

$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{v_2}{v_1}$$



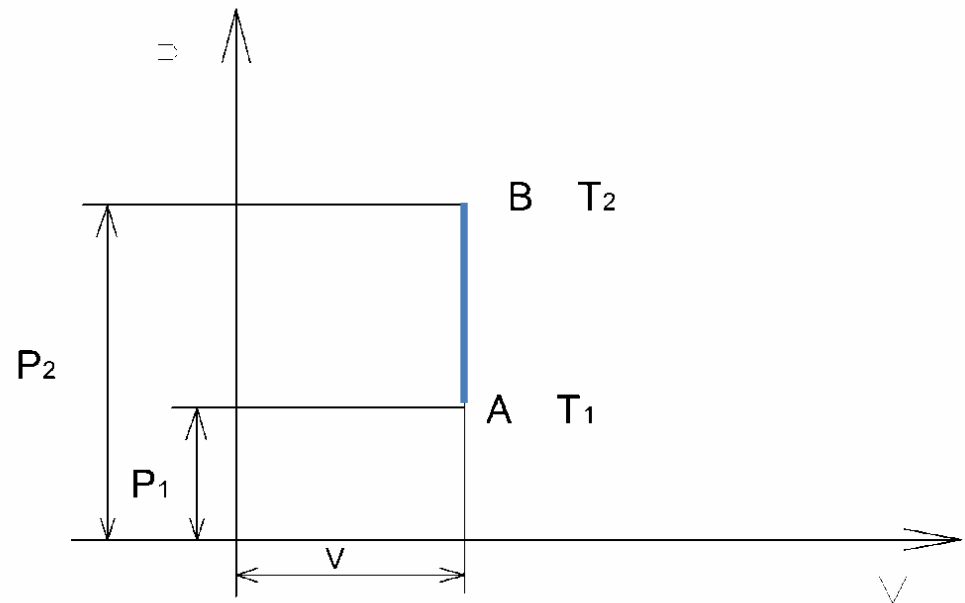
# Βασικές διεργασίες για Ιδανικά Αέρια

- Ισόχωρη Μεταβολή

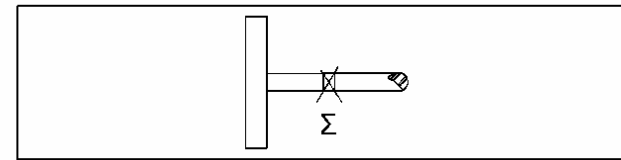
$$dV = 0$$

$$dQ = c_v dT$$

όλη η θερμότητα αυξάνει  
την θερμοκρασία



$$\frac{P_1}{P_2} = \frac{T_1}{T_2}$$



# Βασικές διεργασίες για Ιδανικά Αέρια

- Ισοβαρής Μεταβολή

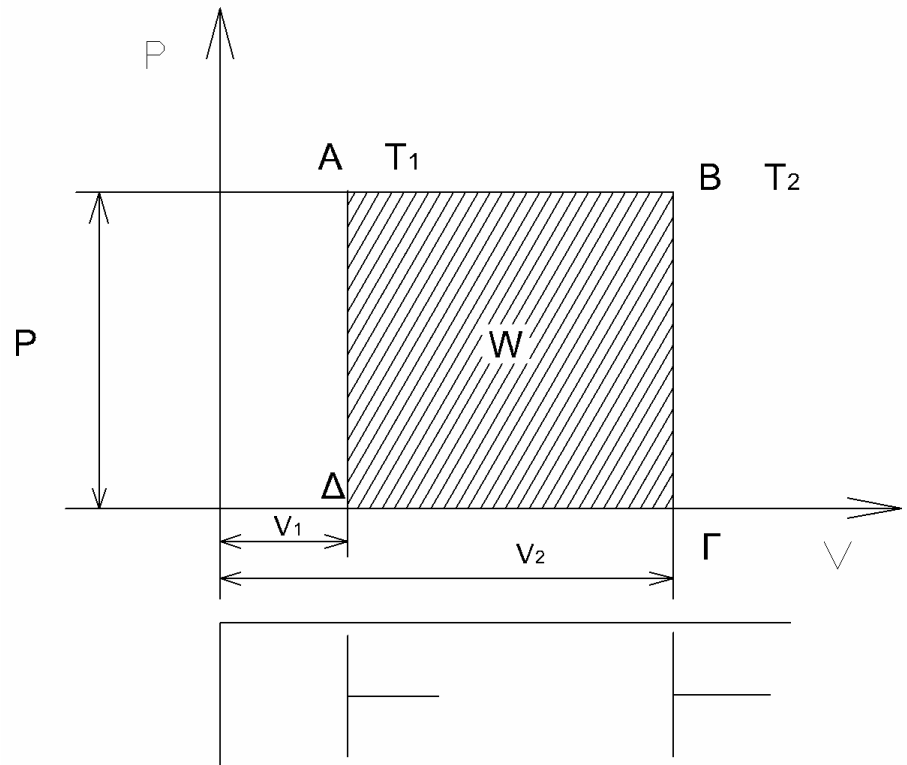
$$dp = 0 \quad c_v dT = dQ = -pdV$$

$$c_p dT = dQ$$

$$c_p > c_v$$

Χρησιμοποιείται για την παραγωγή έργου

$$\frac{v_1}{v_2} = \frac{T_1}{T_2}$$



# Βασικές διεργασίες για Ιδανικά Αέρια

- Αδιαβατική Μεταβολή

$$c_v dT = -pdV$$

$$c_p dT = Vdp$$

Όλες οι διεργασίες στην ατμόσφαιρα θεωρούνται κατά προσέγγιση αδιαβατικές

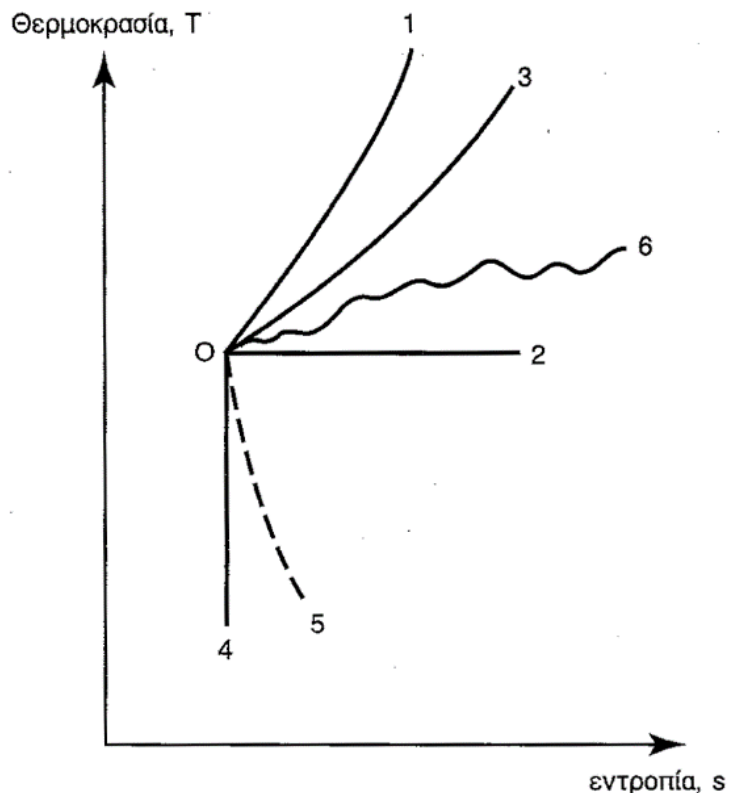
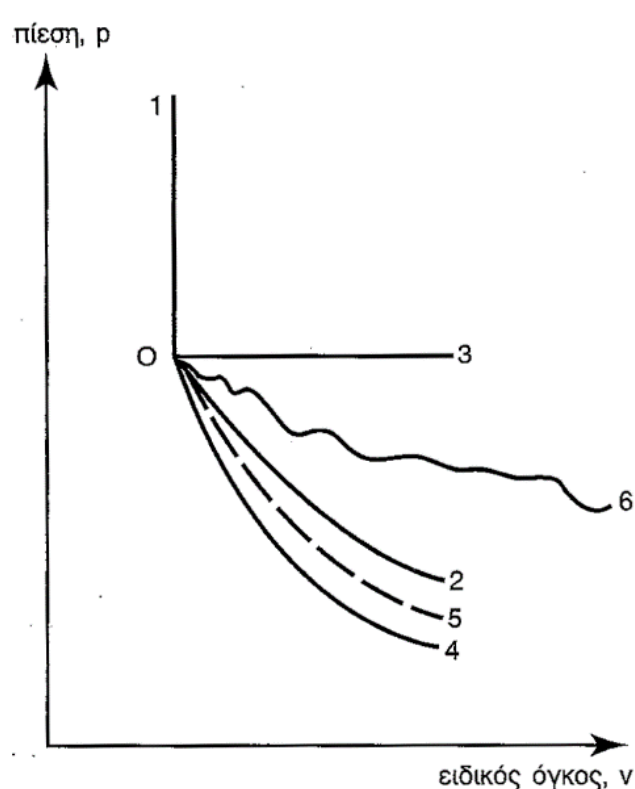
- Στην μεταβολή αυτή και τα τρία χαρακτηριστικά του τέλει αερίου μεταβάλλονται χωρίς να δοθεί ή να αφαιρεθεί θερμότητα από το αέριο. Δηλαδή, η μεταβολή του ποσού θερμότητας μεταξύ της αρχικής κατάστασης 1 και της τελικής κατάστασης 2 είναι μηδέν.

$$\frac{P_2}{P_1} = \left( \frac{V_1}{V_2} \right)^\gamma, \quad \frac{T_2}{T_1} = \left( \frac{P_2}{P_1} \right)^{\frac{\gamma-1}{\gamma}}, \quad \frac{T_2}{T_1} = \left( \frac{V_1}{V_2} \right)^{\gamma-1}$$

Αν θεωρηθεί, ως βασική πίεση η πίεση περιβάλλοντος  $p_0 = 1000\text{hPa}$  και θερμοκρασία η μέση θερμοκρασία περιβάλλοντος  $T_0 = 15^\circ \text{C} + 273,15 = 288,15\text{K}$

$$\frac{T}{T_0} = \left( \frac{P}{P_0} \right)^{R_m/c_p}$$

## Περίληψη διεργασιών



- 0-1: Ισόχωρη,
- 0-2: Ισόθερμη,
- 0-3: Ισοβαρής,
- 0-4: Αδιαβατική,
- 0-5: Πολυτροπική,
- 0-6: Τυχαία

# Θερμοδυναμική και Στατική της Ατμόσφαιρας

Το ατμοσφαιρικό ρευστό είναι μείγμα αερίων

Τόσο ο ξηρός αέρας όσο και ο υγρός ακόρεστος θεωρείται ότι συμπεριφέρονται ως ιδανικά αέρια

Η μελέτη των ιδιοτήτων του ατμοσφαιρικού ρευστού προϋποθέτει επισκόπηση των βασικών θερμοδυναμικών νόμων.

## 1<sup>ος</sup> Θερμοδυναμικός νόμος

Η θερμότητα που προσδίδεται σε ένα σύστημα καταναλώνεται τόσο για την αύξηση της εσωτερικής ενέργειας όσο και για να παράγει έργο

$$dU=dQ+dW$$

$dU$ : η μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας του συστήματος

$dQ$ : η εισροή θερμότητας

$dW$ : το έργο που παράγεται για την αύξηση του όγκου του συστήματος

$$dW=-pdV$$

(Fleagle and Businger, 1980).

---

<sup>1</sup> Η ατμόσφαιρα συμπεριφέρεται ως θερμοδυναμικό σύστημα. Θερμοδυναμικό σύστημα είναι ένας θύλακας αέρα που περιέχει υδρατμούς και παρουσιάζει διαφορετικά θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά από τον περιβάλλοντα αέρα.



# 1<sup>ος</sup> Θερμοδυναμικός νόμος

Η τιμή της μεταβολής της εσωτερικής ενέργειας του συστήματος

$$dU = C_v * dT$$

$C_v$ : η “ειδική” θερμότητα (θερμοχωρητικότητα?) υπό σταθερό όγκο

συνεπώς

$$c_v * dT = dQ - pdV$$

Η “ειδική” θερμότητα ( $C_v$ ) υπό σταθερό όγκο, είναι μετρήσιμη φυσική ποσότητα που καθορίζει το ποσό της θερμότητας που απαιτείται για να μεταβληθεί η θερμοκρασία ενός αντικειμένου κατά ένα βαθμό J/K και εάν αναφέρεται στην μονάδα μάζας τότε καλείται ειδική θερμότητα ( $c_v$ ) (και ανά μονάδα μάζας) J/kg/K

## 1<sup>ος</sup> Θερμοδυναμικός νόμος

Εκτός από την “ειδική” θερμότητα ( $C_v$ ) υπό σταθερό όγκο, υφίσταται και η ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση ( $C_p$ ) της θερμότητας που απαιτείται για να μεταβληθεί η θερμοκρασία ενός αντικειμένου κατά ένα βαθμό J/K και εάν αναφέρεται στην μονάδα μάζας τότε καλείται ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση ( $c_p$ ) (και ανά μονάδα μάζας) J/kg/K

### Επισκόπηση θερμοδυναμικών διεργασιών

Ισόθερμη,  $dT=0$ , ....

$$C_v * dT = dQ - pdV \dots dQ - pdV=0 \text{ ή } \underline{dQ = pdV},$$

όλη η θερμότητα καταναλώνεται για παραγωγή έργου

## Επισκόπηση θερμοδυναμικών διεργασιών

Ισόχωρη,  $dV=0$ , ...  $C_v^*dT=dQ$  ....

Δεν παράγεται έργο!!!!, δηλαδή μεταβάλλεται μόνο η εσωτερική ενέργεια που σημαίνει μεταβολή της θερμοκρασίας ή

Εάν χρησιμοποιηθεί η μονάδα μάζας τότε γίνεται:  $c_v^*dT = dq$

$c_v$  η ειδική θερμότητα υπό σταθερό όγκο ανά μονάδα μάζας και  $q$  εσωτερική ενέργεια ανά μονάδα μάζας

**Ισοβαρης**, μεταβολή  $dP=0$ , Σε μια ισοβαρή διεργασία θεωρείται ότι η πίεση δεν μεταβάλλεται και ταυτόχρονα θεωρείται ότι η μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας του συστήματος είναι ή ίδια με αυτή που συμβαίνει στην ισόχωρη.

$$C_p^*dT = dQ - pdV$$

$C_p$ : η “ειδική” θερμότητα (θερμοχωρητικότητα?) υπό σταθερή πίεση

Σε μια τέτοια διεργασία (υπό σταθερή πίεση) ένα μέρος της θερμότητας χρησιμοποιείται για την παραγωγή έργου, αυτό σημαίνει:

$$C_p > C_v$$

και αντίστοιχα .... Ανά μονάδα μάζας  $c_p > c_v$

Η σχέση που συνδέει τα δυο μεγέθη είναι ...

$$c_v * dT = c_p * dT - R_m * dT - v dP \quad ,, \quad dP = 0$$

Συνεπώς

$$c_v = c_p - R_m \quad \dots \quad c_p - c_v = R/M_{da}$$

**Αδιαβατική** μεταβολή ( $dQ=0$ ) αυτή που συμβαίνει χωρίς το αέριο να ανταλλάσσει θερμότητα με το περιβάλλον.

Η εξίσωση γίνεται:  $C_v * dT = -pdV$  ή  $C_p * dT = -VdP$

Όλες οι θερμοδυναμικές διεργασίες στην ατμόσφαιρα θεωρούνται κατά προσέγγιση αδιαβατικές, με βάση το νόμο των τελειών αερίων και στην μονάδα μάζας, προκύπτει:

$$c_p * dT = (R_m T/P) * dP \quad \text{ή} \quad c_p * dT/T = R_m * dP/P$$

$$c_p \cdot \int_{T_o}^{\tau} \frac{dT}{T} = R_m \int_{P_o}^p \frac{dP}{P} \quad \text{ΣΥΝΕΠΩΣ} \quad \ln T - \ln T_o = \frac{R_m}{c_p} (\ln P - \ln P_o)$$

$$\ln \frac{T}{T_o} = \frac{R_m}{c_p} \ln \frac{P}{P_o} \quad \text{και} \quad \frac{T}{T_o} = \left( \frac{P}{P_o} \right)^{R_m/c_p}$$

Αν θεωρηθεί  $P_o=1000\text{hPa}$ , τότε η θερμοκρασία  $T_o=\Theta$ , όπου  **$\Theta$  η δυναμική θερμοκρασία**. Συνεπώς η δυναμική θερμοκρασία είναι αυτή που έχει η αέρια μάζα που μεταφέρεται αδιαβατικά από την ισοβαρική στάθμη.

Βρίσκεται σε πίεση αναφοράς ( $P_o=1000\text{hPa}$ ). Η πίεση αυτή είναι πολύ κοντά στο επίπεδο της θάλασσας, για την ακρίβεια 150m περίπου από αυτό

Η έννοια αυτή εισάγεται γιατί η δυναμική θερμοκρασία  $\Theta$ , παραμένει σταθερή για κάθε διαβατική μεταβολή.

Συνεπώς προκύπτει:

$$\frac{T}{\Theta} = \left( \frac{P}{1000} \right)^{R_m/c_p} \qquad \Theta = T \left( \frac{1000}{P} \right)^{R_m/c_p}$$

Ο λόγος  $R_m/c_p$  αριθμητικά είναι ίσος με 0,286

Όπως ορίζεται η δυναμική θερμοκρασία για την ισοβαρή στάθμη 1000hPa είναι δυνατός ο ορισμός και άλλων δυναμικών θερμοκρασιών για άλλες στάθμες

## 2<sup>ος</sup> Θερμοδυναμικός νόμος

Η μεταβολή της εντροπίας, δηλαδή της «αταξίας» της «ύλης» δίνεται:

$$dS = \frac{dQ}{T}$$

Είναι προφανές ότι σε μια αδιαβατική μεταβολή  $dQ=0$  και  $dS=0$   
**Συνεπώς κάθε αδιαβατική μεταβολή είναι και ισεντροπική.**

Με αναγωγή στην μονάδα μάζας ( $\alpha$ : ειδικός όγκος):

$$dQ = c_P \cdot dT - \alpha \cdot dP$$

Και με αντικατάσταση στο 2<sup>ο</sup> νόμο:  $dS = c_P \cdot \frac{dT}{T} - \frac{\alpha}{T} \cdot dP$

Από την καταστατική εξίσωση των τελείων αερίων:

$$dS = c_P \cdot \frac{dT}{T} - R_m \cdot \frac{dP}{P}$$



## 2<sup>ος</sup> θερμοδυναμικός νόμος

Μετά από πράξεις:

$$dS = c_P \cdot \left( \frac{dT}{T} - \frac{R_m}{c_P} \cdot \frac{dP}{P} \right)$$

- λογαριθμίζοντας και στη συνέχεια διαφορίζοντας προκύπτει:

$$\ln\theta = \ln T_o + \frac{R_m}{c_P} \ln 1000 - \frac{R_m}{c_P} \ln P \quad \longrightarrow \quad \frac{d\theta}{\theta} = \frac{dT}{T} - \frac{R_m}{c_P} \cdot \frac{dP}{P}$$

Επομένως:

$$dS = c_P \cdot \frac{d\theta}{\theta} \quad \longrightarrow \quad S = c_P \ln \theta + \text{σταθερά}$$

Η σχέση αυτή περιγράφει την εντροπία ως συνάρτηση της δυναμικής θερμοκρασίας

# Εξίσωση Clausius - Clapeyron

- Περιγράφει την ασυνεχή μεταβολή ανάμεσα σε δυο φάσεις του νερού. Σε ένα διάγραμμα πίεσης – θερμοκρασίας η γραμμή που διαχωρίζει δύο φάσεις ονομάζεται καμπύλη συνύπαρξης δύο φάσεων.

Η εξίσωση Clausius – Clapeyron δίνει την κλίση των εφαπτομένων στην καμπύλη αυτή:

$$\frac{dP}{dT} = \frac{lT}{da}$$

Όπου  $\frac{dP}{dT}$ , εκφράζει την κλίση της εφαπτομένης της καμπύλης συνύπαρξης σε οποιοδήποτε σημείο,

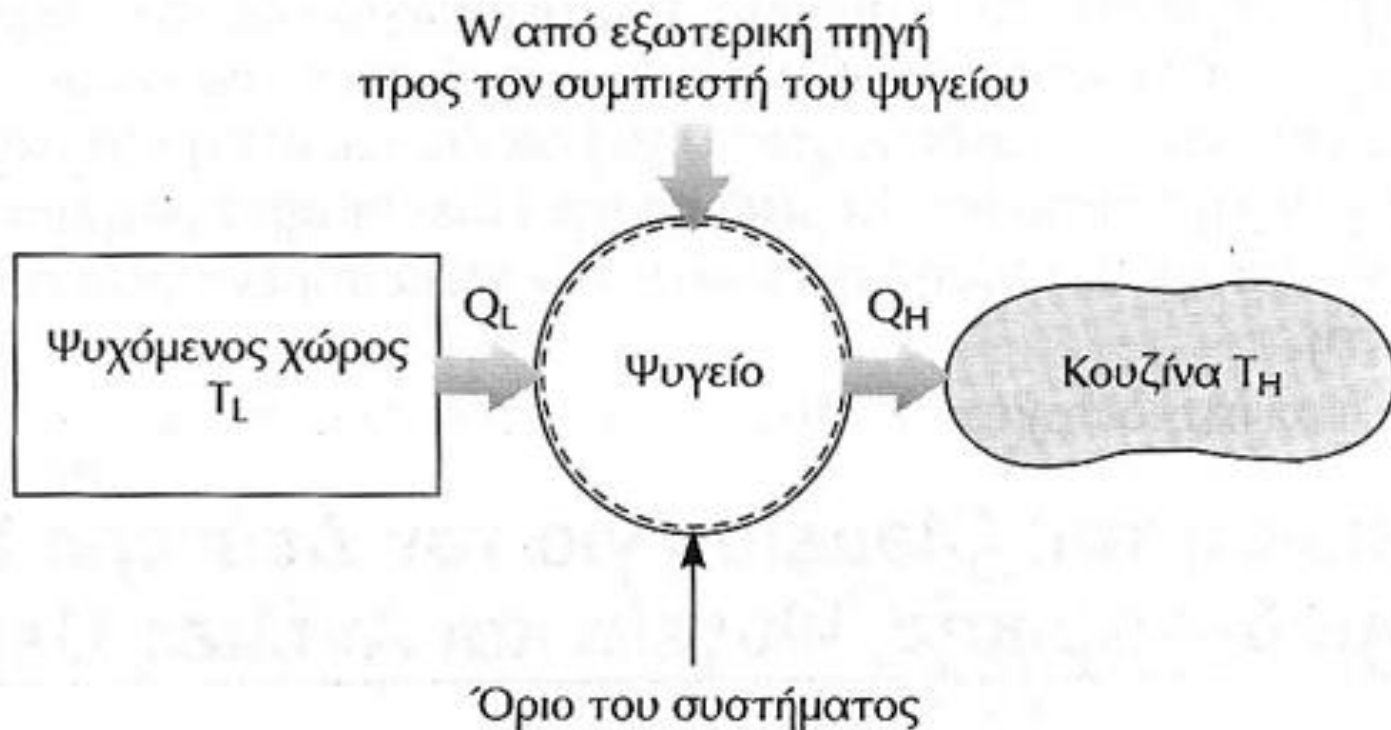
$l$ , είναι η λανθάνουσα θερμότητα,

$T$ , είναι η θερμοκρασία και

$da$  η μεταβολή του ειδικού όγκου κατά τη μετάβαση από τη μία φάση του νερού στην άλλη.

# Διατύπωση 2<sup>ου</sup> Νόμου Θερμοδυναμικής από τον Clausius - Clapeyron

Είναι αδύνατον να κατασκευαστεί συσκευή που να λειτουργεί σε έναν κύκλο και δεν έχει καμία άλλη επίδραση στο περιβάλλον της εκτός από τη μετάδοση θερμότητας από ένα σώμα χαμηλότερης θερμοκρασίας σε ένα σώμα υψηλότερης θερμοκρασίας.



Θεωρείται ένα κλειστό και απομονωμένο θερμικά σύστημα που περιέχει μικρή ποσότητα νερού. Λαμβάνει χώρα εξάτμιση και συμπύκνωση.

Αυτό γίνεται μέχρι να κορεσθεί ο χώρος πάνω από το νερό για μια δεδομένη θερμοκρασία.

Τότε η πίεση παίρνει την μέγιστη τιμή της (πίεση κορεσμένων ατμών).

Εάν  $L_v$  η θερμότητα που απαιτείται για τη μετατροπή της μάζας νερού σε υδρατμό υπό σταθερή θερμοκρασία και πίεση και  $e_s$  η πίεση των κορεσμένων υδρατμών, προκύπτει:

$$L_v = \int_{q_1}^{q_2} dq = \int_{u_1}^{u_2} du + \int_{\alpha_1}^{\alpha_2} e_s da$$

και συνεπώς:

$$L_v = u_2 - u_1 + e_s(a_2 - a_1)$$

$\alpha_1, \alpha_2$ , οι ειδικοί όγκοι του νερού και των υδρατμών αντίστοιχα

Επειδή η θερμοκρασία παραμένει σταθερή:

$$L_v = T \cdot \int_{q_1}^{q_2} \frac{dq}{T} = T \cdot \int_{s_1}^{s_2} ds = T \cdot (S_2 - S_1)$$

μετά από πράξεις:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T(a_2 - a_1)}$$

Εξίσωση Clausius-Clapeyron

Επειδή ο ειδικός όγκος των υδρατμών είναι πολύ μεγαλύτερος από αυτόν του νερού, δηλαδή  $a_2 \gg a_1$  και με δεδομένο ότι συμπεριφέρεται ως ιδανικό αέριο, γράφεται:

$$\frac{de_s}{dT} = \frac{L_v}{T a_2}$$

Από την καταστατική εξίσωση για τους υδρατμούς:  $e_s \cdot \alpha_2 = R_{wv} \cdot T$

Όπου  $e_s$ , η πίεση των κορεσμένων ατμών,  $\alpha_2$ , ο ειδικός όγκος των υδρατμών και  $R_{wv}$ , η σταθερά των αερίων για τους υδρατμούς, συνεπώς:

Αντικαθιστώντας ..... και μετά από πράξεις:  $\frac{de_s}{e_s} = \frac{L_v dT}{R_{wv} T^2}$

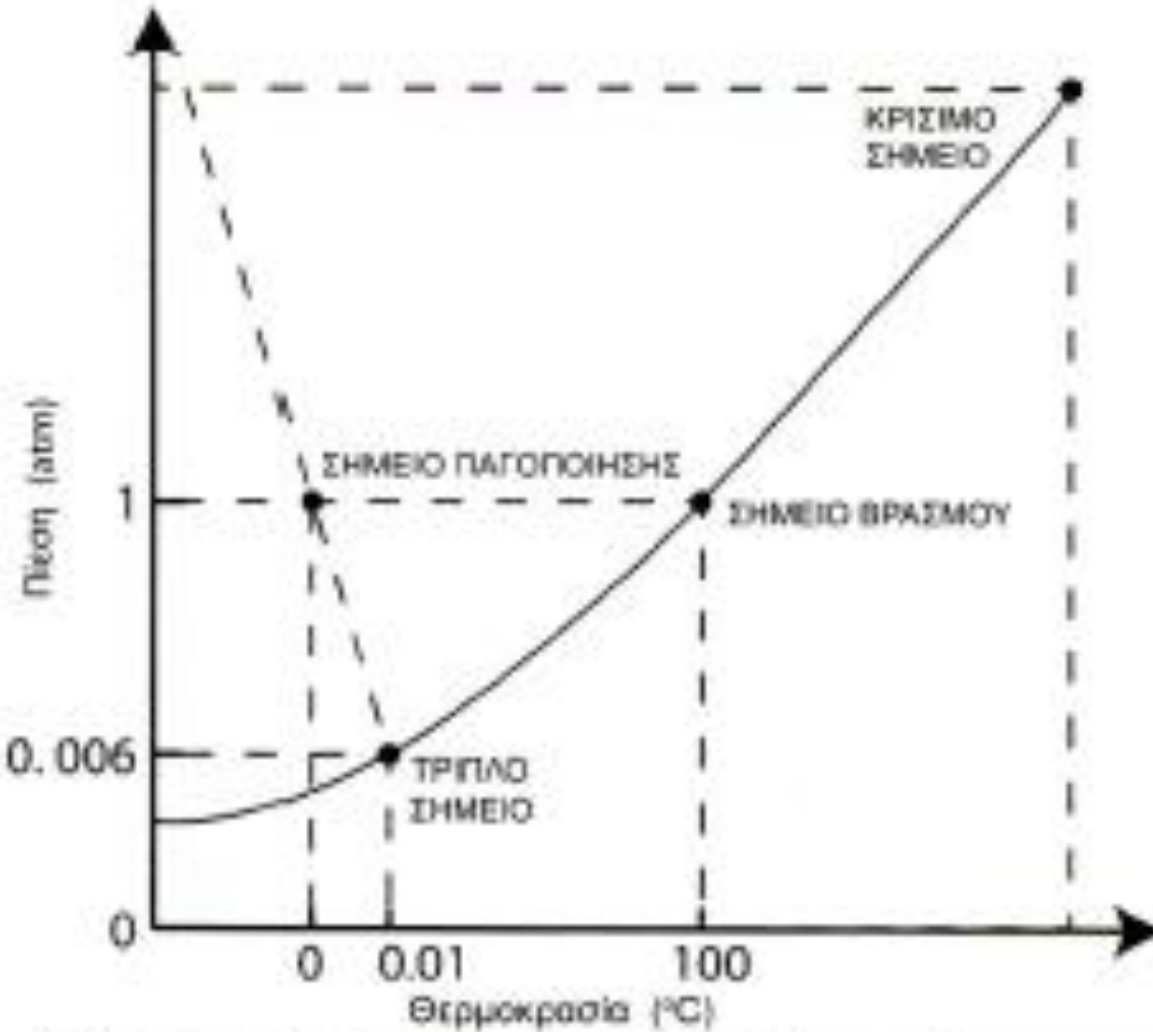
Επομένως και :  $\ln \frac{e_s}{e_{sv}} = \frac{L_v}{R_{wv}} \cdot \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)$

και :  $e_s = e_{sv} \cdot e^{\frac{L_v}{R_{wv}} \cdot \left( \frac{1}{T_0} - \frac{1}{T} \right)}$

Οι τρεις καμπύλες συνύπαρξης συναντώνται σε ένα σημείο που καλείται τριπλό σημείο. Αναφέρεται δε σε θερμοκρασία  $T_0=273,15K$  και πίεση  $e_s=6,11hPa$ . Στο σημείο αυτό συνυπάρχουν και οι τρεις φάσεις του νερού στην ατμόσφαιρα.

**Οι πυκνότητες και οι ειδικοί όγκοι των τριών φάσεων είναι διαφορετικές στο τριπλό σημείο  $\underline{\alpha_l=10^{-3}m^3/kg}$ ,  $\underline{\alpha_i=1,09 \cdot \alpha_l}$ ,  $\underline{\alpha_s=2 \cdot 10^5 \cdot \alpha_l}$**

# Διάγραμμα πίεσης – θερμοκρασίας τρεις φάσεις νερού – κρίσιμο σημείο



**Κρίσιμο σημείο**, δείχνει που τερματίζει η καμπύλη υδρατμών. Από εκεί και πέρα οι δύο φάσεις γίνονται δυσδιάκριτες διότι δεν απαιτείται λανθάνουσα θερμότητα κατά την μετάβαση.

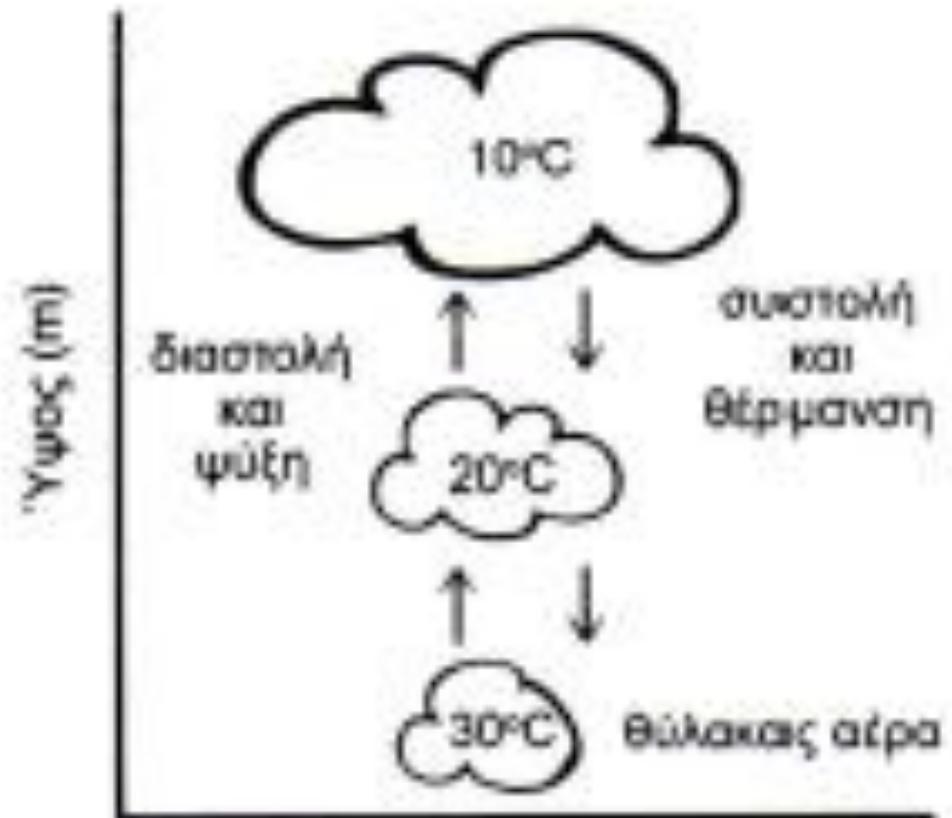
**Σημείο παγοποίησης**, είναι το σημείο όπου λαμβάνει χώρα η εξάχνωση

## Κατακόρυφες κινήσεις στην ατμόσφαιρα

Η έννοια του μοναδιαίου όγκου αέρα καλείται θύλακας και χρησιμεύει στην κατανόηση της σημασίας της πίεσης και της θερμοκρασίας στην κατώτερη τροπόσφαιρα.

Πρόκειται για υποθετική μάζα αέρα που μπορεί να αλλάξει μορφή καθώς κινείται κατακόρυφα στην ατμόσφαιρα.

Θερμοδυναμικές μεταβολές θύλακα αέρα που κινείται κατακόρυφα





## Υπολογισμός ξηρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας

Η έννοια του μοναδιαίου όγκου αέρα χρησιμεύει στην μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος για ένα ανυψούμενο θύλακα ξηρού αέρα, που ψύχεται αδιαβατικά, δηλαδή χωρίς ανταλλαγή θερμότητας με το περιβάλλον (είναι θεμελιώδης ιδιότητα της ατμόσφαιρας).

$$C_v dT = dQ - p dV$$

Επειδή η μεταβολή είναι αδιαβατική,  $dq=0$  και  $d(pV)=pdV+Vdp$ , προκύπτει:

$$pdV = d(pV) - Vdp$$

Με αντικατάσταση .... και από το νόμο τελείων αερίων:

$$\frac{dT}{dz} = - \frac{g}{R_m + c_v} \dots \dots \dots = - \frac{g}{c_p}$$

$c_v$ , ειδική θερμότητα υπό σταθερό όγκο,

$R_m + c_v = c_p$ , ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{g}{c_p}$$

Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος για θύλακα ξηρού αέρα που ανυψώνεται αδιαβατικά

$\frac{g}{c_p}$ , σταθερά για ξηρό αέρα και ίση με 0,976K/100m,

καλείται δε ξηρή αδιαβατική βαθμίδα  $\mathbf{O_d}$

## Υπολογισμός υγρής αδιαβατικής θερμοβαθμίδας

Αν ο θύλακας περιέχει υδρατμούς μπορεί να ψύχεται κατά την ανύψωσή του μέχρις ότου η μερική πίεση των υδρατμών εξισωθεί με την πίεση κορεσμένων υδρατμών.

Όταν υπάρχει επαρκής αριθμός πυρήνων συμπύκνωσής τότε λαμβάνει χώρα συμπύκνωση και διαχωρισμός, οπότε η διεργασία **δεν είναι πλέον αδιαβατική.**

Τότε το  $dQ \neq 0$ , και  $dQ = L_v m_{wa}$

και  $Q = L_v m_{da} (m_{wa} / m_{da})$

$m_{wa}$ , μάζα υδρατμών,  $L_v$ , λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης νερού

Αν  $\Delta L_v$ , η λανθάνουσα θερμότητα εξάτμισης νερού ανά μονάδα μάζας (λ.χ. ανά 1 gr)  
η απελευθέρωση της θερμότητας κατά τη διάρκεια της συμπύκνωσης είναι:

$$dQ = \Delta L_v m dw_v$$

$w_v$ , ο λόγος μάζας υδρατμών στην μάζα του ξηρού αέρα και σε δεδομένο όγκο αέρα,

$$c_v \cdot dT = -\Delta L_v m dw_v = p dV$$

Μετά από πράξεις ....

$$\frac{dT}{dz} = -\frac{\Delta L_v}{c_p} \frac{dw_v}{dz} + \frac{g}{c_p}$$

Από τη στιγμή που ο ρυθμός της μεταβολής του λόγου μάζας των υδρατμών  $dw_v/dz$  είναι αρνητικός για ένα θύλακα που ανυψώνεται και στον οποίο οι υδρατμοί συμπυκνώνονται ο πρώτος όρος του δευτέρου μέρους είναι θετικός. Συνεπώς ο ρυθμός ψύξης του θύλακα αέρα μέσα στο σύννεφο είναι μικρότερος από αυτόν του ξηρού αέρα

Η πίεση του κεκορεσμένου με υδρατμούς αέρα αυξάνεται σαν συνάρτηση της θερμοκρασίας και ο όρος μεταβολής της υγρασίας εξαρτάται από αυτήν

Ο πρώτος όρος καλείται υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα  $O_w$

$$O_w = -\frac{\Delta L_v}{c_p} \frac{dw_v}{dz} + O_d$$

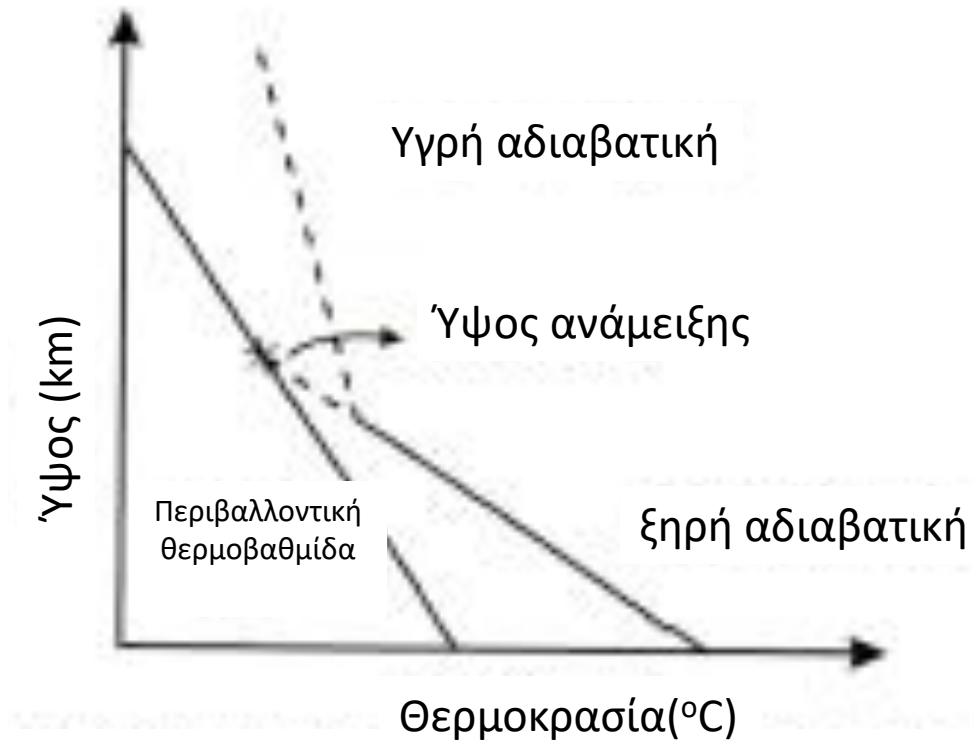
**Ο ρυθμός ελάττωσης της θερμοκρασίας συναρτήσει του ύψους είναι μικρότερος για ατμόσφαιρα που περιέχει υδρατμούς, από ότι για ξηρό αέρα**

Η πραγματική θερμοβαθμίδα, δεν είναι ούτε ξηρή ούτε υγρή και καλείται περιβαλλοντική

Το σημείο όπου η περιβαλλοντική θερμοβαθμίδα τέμνει την ξηρή ονομάζεται **ύψος ανάμειξης**

Το στρώμα αέρα κάτω από το ύψος ανάμειξης καλείται **στρώμα ανάμειξης**

Όσο πιο βαθύ το στρώμα ανάμειξης τόσο μεγαλύτερος ο όγκος του αέρα στον οποίο μπορούν να διαχυθούν οι ατμοσφαιρικοί ρύποι



## Θερμοκρασιακές μεταβολές κατακόρυφα κινούμενου θύλακα αέρα

Η σχέση μεταξύ των θερμοκρασιών και των πιέσεων σε δύο ύψη μιας ατμόσφαιρας με αδιαβατική μεταβολή βρίσκεται από την ολοκλήρωση της σχέσης,

και

$$\Theta = T \left( \frac{P}{P_0} \right)^{-(\gamma-1)/\gamma}$$

Η θερμοκρασία  $\Theta$ , η οποία περιγράφεται, είναι η δυναμική θερμοκρασία.

Αν ένας θύλακας αέρα κινείται πάνω από ένα μικρό βουνό θα διασταλεί και θα ψυχθεί καθώς ανέρχεται στην πλαγιά. Στη συνέχεια θα συμπιεσθεί και θα θερμανθεί καθώς κατέρχεται από την άλλη πλαγιά αλλά η δυναμική θερμοκρασία του δεν θα μεταβληθεί, εάν δεν υπάρχουν μεταβολές στη θέρμανση – την ψύξη – την εξάτμιση ή τη συμπύκνωση.

## Ατμοσφαιρική ευστάθεια

Η θερμοβαθμίδα στο χαμηλότερο στρώμα της ατμόσφαιρας επηρεάζει σημαντικά την κατακόρυφη κίνηση του αέρα.

Εάν είναι αδιαβατική τότε είναι πάντα σε ισορροπία με τον περιβάλλοντα αέρα.

Τέτοιες καταστάσεις καλούνται ουδέτερη ευστάθεια.

Παρόλα αυτά λόγω της επιφανειακής θέρμανσης και των τοπικών μετεωρολογικών επιδράσεων η ατμόσφαιρα σπάνια έχει αδιαβατική θερμοκρασιακή κατανομή.

Η ατμόσφαιρα είναι είτε ασταθής (υπεραδιαβατική) – η ανύψωση ενισχύει την κατακόρυφη κίνηση – είτε ευσταθής (υπόαδιαβατική) η άνωση αντιστέκεται στην κατακόρυφη κίνηση (προς τα πάνω).

Αν υποθεθεί ότι θερμός θύλακας ξηρού αέρα, όγκου  $V$ , πυκνότητας  $\rho$ , και θερμοκρασία  $T$ , ξεκινά να ανυψώνεται στην ατμόσφαιρα της οποίας η θερμοκρασία ελαττώνεται με το ύψος  $z$  ταχύτερα από την αδιαβατική θερμοβαθμίδα.

Και έστω ότι ο περιβάλλον αέρας έχει θερμοκρασία  $T'$  και πυκνότητα  $\rho'$

Οι δυνάμεις που ασκούνται είναι:

α) το βάρος  $B = \rho g V$  και β) η άνωση  $A = \rho' g V$

Τότε η εξίσωση θύλακα δίνεται:

$$F_s \frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{(\rho' - \rho)}{\rho} g$$

Και συνεπώς:

$$m_s \frac{d^2 z}{dt^2} = A - B = \rho' g V = (\rho' - \rho) g V$$

Ανά μονάδα μάζας:

$$F_s \frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{(\rho' - \rho)}{\rho} g$$



Από την καταστατική εξίσωση με αντικατάσταση της πυκνότητας με τη θερμοκρασία προκύπτει:

$$F_s \frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{(T' - T)}{T} g$$

Έτσι, η επιτάχυνση αυξάνει με το ύψος  $z$  και ο θύλακας συνεχίζει να ανυψώνεται όσο ισχύει  $T - T' > 0$ , όσο ο θύλακας αέρα είναι θερμότερος από τον περιβάλλοντα αέρα.

Συνεπώς:

- $T > T'$ , ανοδικές κινήσεις,
- $T < T'$ , καθοδικές κινήσεις και
- $T = T'$ , αδιάφορη ισορροπία

Αν εκφραστεί η επιτάχυνση και με τους όρους των δύο θερμοβαθμίδων  $O_d$ , και  $O_e$

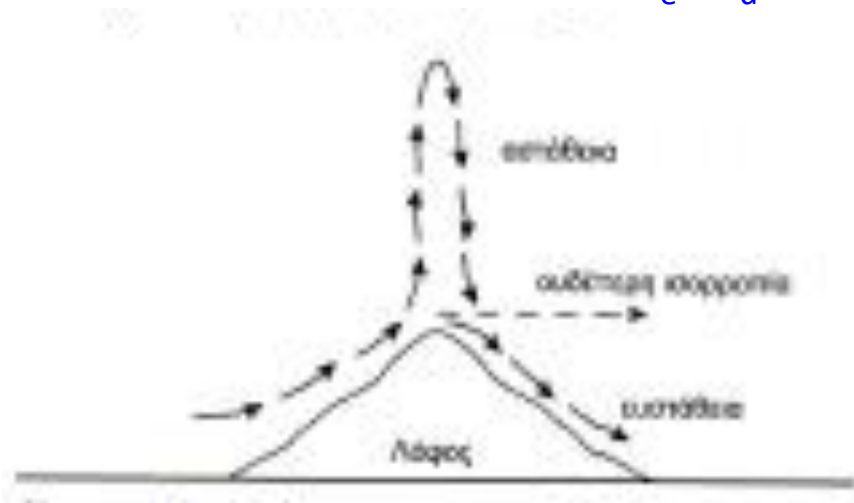
Με  $T_0 \sim T_0'$

$$\frac{d^2 z}{dt^2} = \frac{g \left( \frac{dT}{dz} - \frac{dT'}{dz} \right) dz}{T} = \frac{g}{T} (-O_d + O_e) dz = g \frac{(O_e - O_d) dz}{T}$$

Όσο  $O_e > O_d$ , ο θύλακας ανυψώνεται.

Αντίστοιχα ...  $O_e < O_d$ , ο καθοδική κίνηση του θύλακα και ευσταθής ισορροπία

$O_e = O_d$ , αδιάφορη ισορροπία



Σχηματική παράσταση ευστάθειας – αστάθειας ή ουδέτερης ισορροπίας σε σχέση με ένα εμπόδιο (λόφος)

Συνεπώς τα κριτήρια για την ευστάθεια είναι:

$T > T'$ ,  $O_e > O_d$ ,  $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$  ανοδικές κινήσεις,

$T < T'$ ,  $O_e < O_d$ ,  $\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$  καθοδικές κινήσεις

Και  $T = T'$ ,  $O_e = O_d$ ,  $\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$  αδιάφορη ισορροπία

# Θερμοκρασιακές αναστροφές

Υπό κανονικές συνθήκες η θερμοκρασία ελαττώνεται με το ύψος.

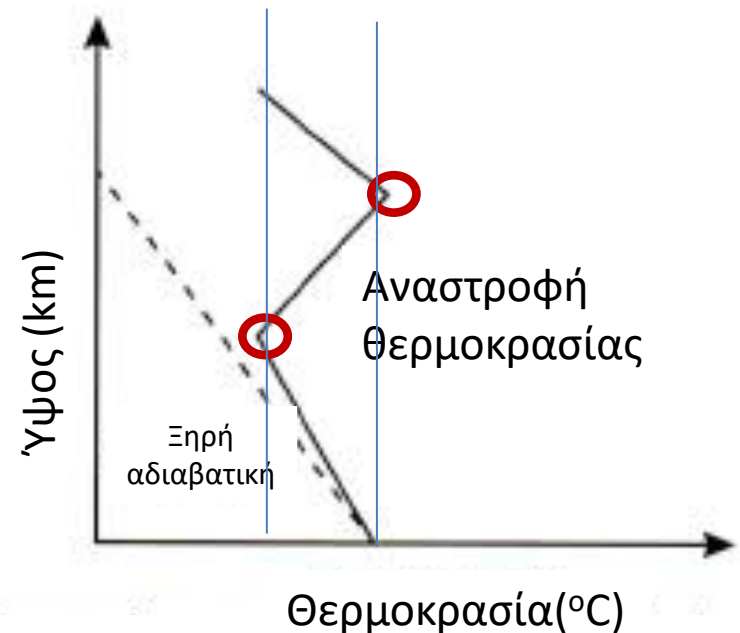
Ωστόσο μερικές φορές είναι δυνατό να αυξάνεται, τότε το φαινόμενο καλείται **θερμοκρασιακή αναστροφή**.

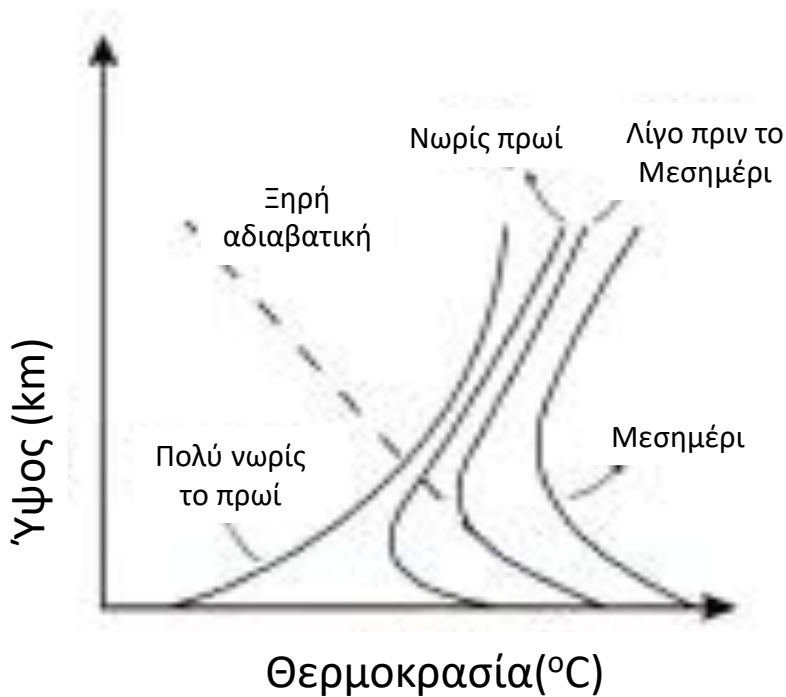
Το κάτω μέρος καλείται **βάση** της αναστροφής και το πάνω μέρος **κορυφή**.

Η διαφορά θερμοκρασίας μεταξύ βάσης και κορυφής καλείται **ισχύς αναστροφής**.

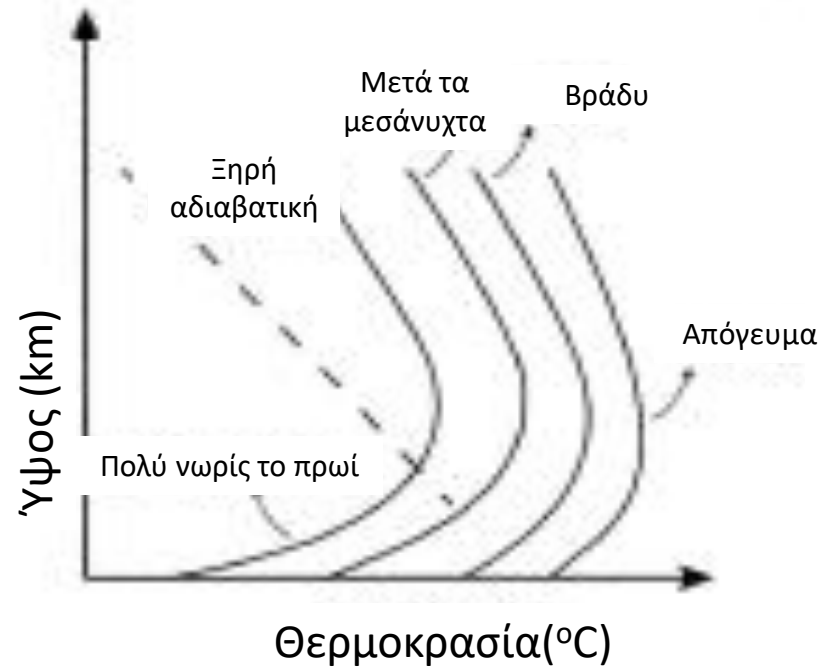
όταν η διάφορα μεταξύ βάσης και κορυφής είναι της τάξης των δεκάτων του βαθμού το στρώμα καλείται **ισόθερμο**

Η μείωση της θερμοκρασίας με το ύψος επιτρέπει την καλύτερη ανάμειξη του αέρα και επομένως τη διασπορά και την απομάκρυνση των ρύπων από τα χαμηλά στρώματα όπου απελευθερώνονται.





Η νυκτερινή αναστροφή που δημιουργήθηκε το βράδυ βαθμιαία εξαλείφεται καθώς η επιφάνεια του εδάφους θερμαίνεται κατά την πάροδο της ημέρας



Μετά τη δύση του ήλιου το έδαφος ψύχεται γρήγορα και σχηματίζεται μια αβαθής επιφανειακή αναστροφή

Αυτή η αναστροφή βαθαίνει με την πρόοδο της νύκτας φτάνοντας στο μέγιστο βάθος της λίγο πριν την ανατολή του ήλιου

Διακρίνονται τέσσερεις βασικοί φυσικοί μηχανισμοί θερμοκρασιακών αναστροφών. – Από ακτινοβολία – Από καθίζηση – μετωπική αναστροφή και – αναστροφή μεταφοράς

Αναστροφές σχηματίζονται κυρίως την νύχτα λόγω της ψύξης του εδάφους δια της ακτινοβολίας (προς τον ουρανό) τη νύχτα η γη ακτινοβολεί προς τον ουρανό ως μέλαν σώμα 288K ενώ ο αέρας που βρίσκεται σε επαφή με την επιφάνεια της ψύχεται, ο αέρας που βρίσκεται ψηλότερα δεν προλαβαίνει να ψυχθεί.

Συνεπώς, όταν τα χαμηλά στρώματα ψύχονται τότε οι ψυχρότερες μάζες μένουν ακίνητες επειδή είναι βαρύτερες. Συνεπώς δεν υφίσταται κίνηση αερίων μαζών. Έτσι δημιουργείται παρεμπόδιση των κατακόρυφων κινήσεων.

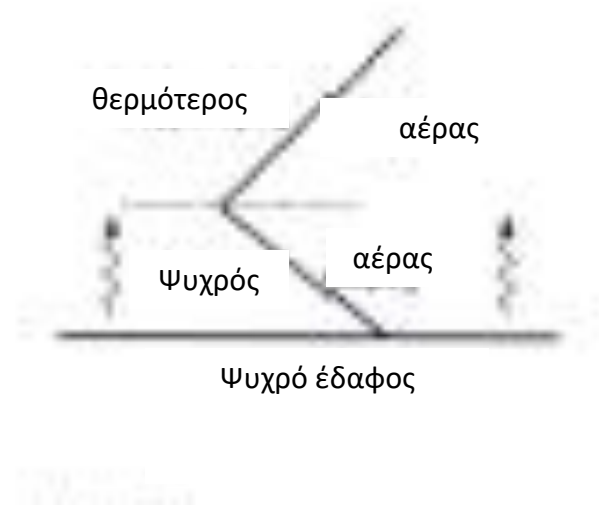
Η Αναστροφή διαλύεται όταν θερμές αέριες μάζες που ανεβαίνουν κατά τη διάρκεια της ημέρας φτάσουν στη βάση της αναστροφής και προσπαθήσουν να συνεχίσουν την ανοδική πορεία.

Μετά την ανατολή του ήλιου η ηλιακή ακτινοβολία που διέρχεται μέσα στην ατμόσφαιρα φτάνει στο έδαφος και το θερμαίνει. Ο αέρας που είναι σε επαφή με το έδαφος θερμαίνεται, γίνεται ελαφρύτερος και ανέρχεται.

Η παρουσία νυχτερινών αναστροφών ακτινοβολίας εμποδίζει τον εξαερισμό των ρύπων που απελευθερώθηκαν κατά τη διάρκεια της νύχτας σε μια πόλη.

Κατά τη νύχτα στις πόλεις τα κτήρια και οι δρόμοι ψύχονται με αργό ρυθμό και συχνά προκαλούν δημιουργία ασταθούς θερμοκρασιακής κατανομής στις πρώτες μερικές εκατοντάδες μέτρα από την επιφάνεια του εδάφους

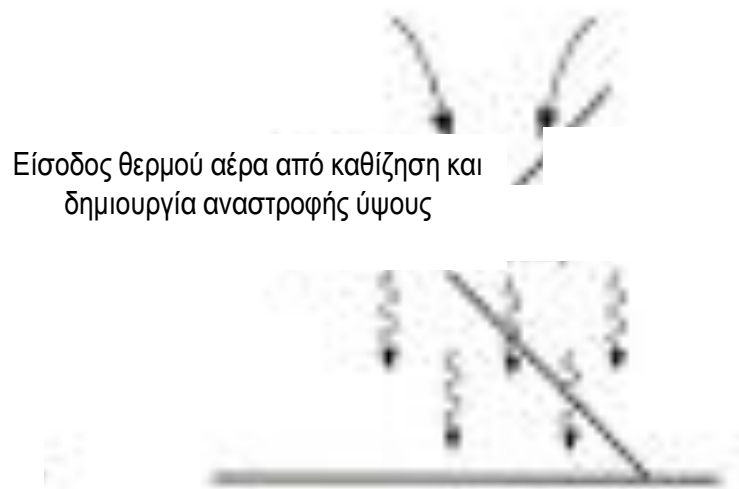
Αυτό το αβαθές στρώμα ανάμειξης έχει στην κορυφή του συνήθως ένα πιο ευσταθές στρώμα



## – Από καθίζηση

Ένας δεύτερος φυσικός μηχανισμός που συνδυάζεται με τη δημιουργία αναστροφών είναι η κατολίσθηση.

Οι αναστροφές αυτές είναι αποτέλεσμα της θέρμανσης εκ των άνω που οδηγούν στην κατολίσθηση και τη συμπίεση μιας αέριας μάζας ενώ αυτή κινείται οριζόντια.



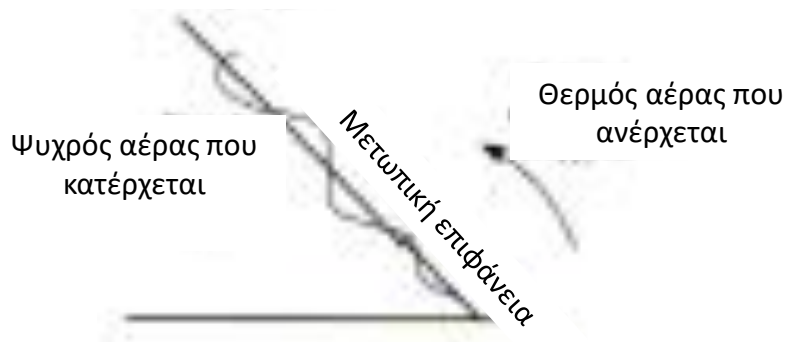


## – μετωπική αναστροφή

Η μετωπική αναστροφή προκύπτει στη ζώνη επαφής μεταξύ δύο αερίων μαζών με πολύ διαφορετικές θερμοκρασίες – υγρασίες και πιέσεις.

Αν ο ψυχρότερος αέρας προηγείται, το μέτωπο είναι γνωστό ως ψυχρό μέτωπο και αντιστρόφως.

Μετωπική αναστροφή



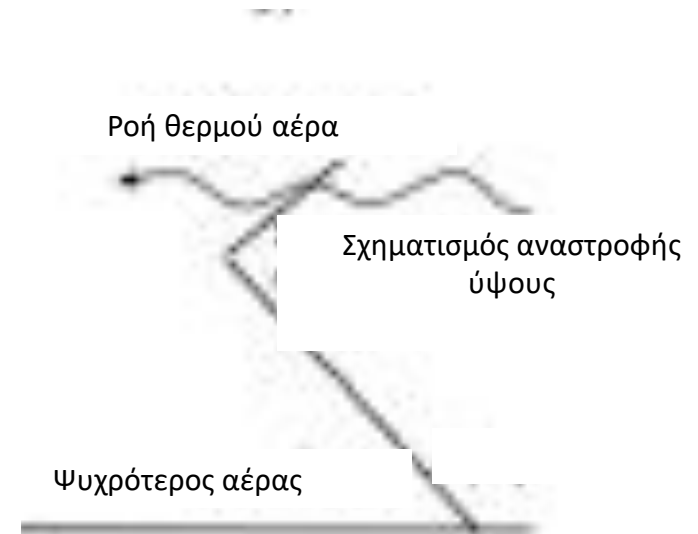
## – αναστροφή μεταφοράς

Αναστροφή μεταφοράς σχηματίζεται όταν ο θερμός αέρας ρέει πάνω από μια επιφάνεια με ψυχρότερο αέρα. Η αναστροφή μπορεί να είναι επιφανειακή όταν ο θερμός αέρας ρέει πάνω από ψυχρές πεδιάδες ή να είναι αναστροφή ύψους.

Στην Ελλάδα παρουσιάζονται συχνά φαινόμενα θερμής εισβολής από την Αφρική προς την Ελλάδα. Καθώς διασχίζουν τη μεσόγειο εμπλουτίζονται με μεγάλες ποσότητες υδρατμών και καθίστανται υγρές.



Σχήμα 4.8 Αντιστροφή θερμοκρασίας όπως παρατηρήθηκε στην περιοχή της λίμνης των Ιωαννίνων στις 10 Νοεμβρίου 2013.

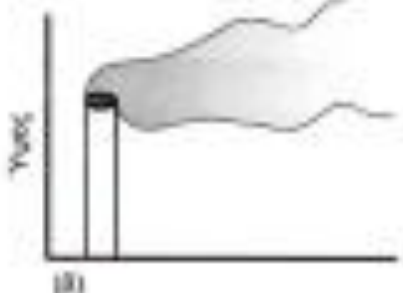
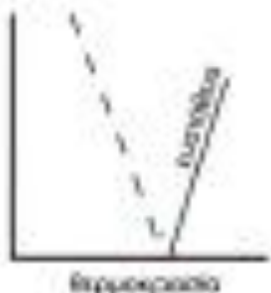
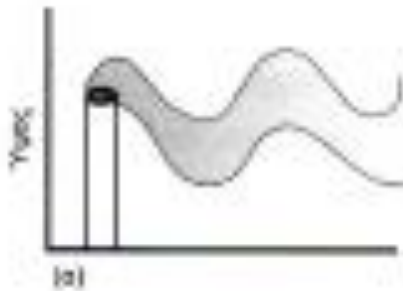
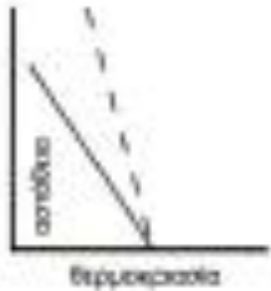


# Παραδείγματα ατμοσφαιρικής ευστάθειας

(σε σχέση με την απελευθέρωση ρύπων από καμινάδες)

Η ατμοσφαιρική ευστάθεια έχει σημαντική επίδραση στις συγκεντρώσεις των αερίων ρύπων

Παρατίθενται μερικές όψεις της ατμοσφαιρικής ευστάθειας όταν από μια υπερυψωμένη καμινάδα απελευθερώνεται **ένας καπνοθύσανος ρύπων**.



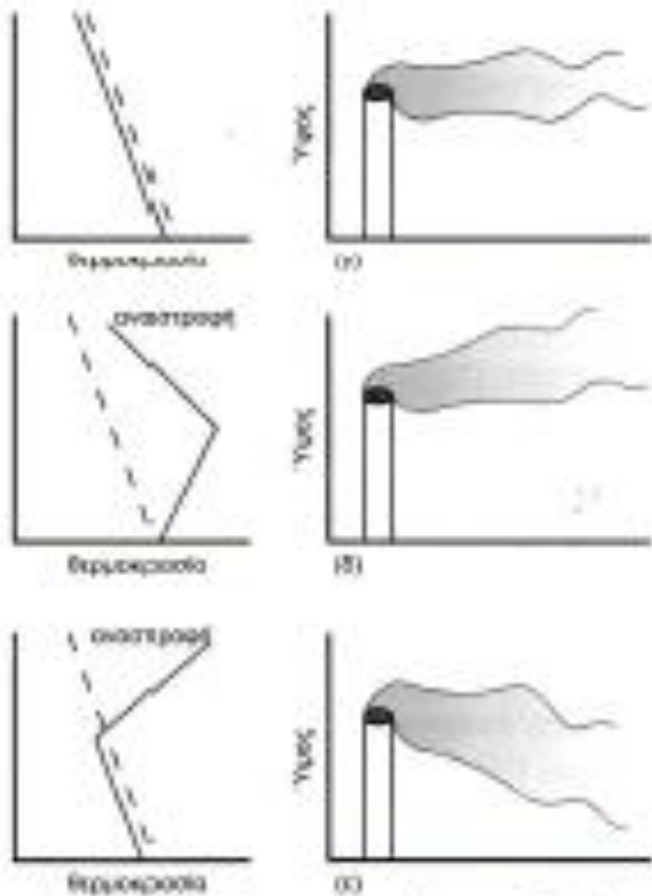
Η αδιαβατική θερμοβαθμίδα είναι ξηρή (διακεκομμένη) ενώ με πλήρη γραμμή η πραγματική θερμοβαθμίδα.

Η αδιαβατική  $\theta$ , έχει μεγαλύτερη κλίση από την περιβαλλοντική, που σημαίνει ότι η  $\theta$ , είναι ισχυρή, οι συνθήκες ασταθείς και υφίσταται **μαιανδρική ροή του καπνοθυσάνου**.

Στη δεύτερη περίπτωση η  $\theta$ , είναι ασθενής, και έχει ως αποτέλεσμα την **δημιουργία κωνοειδούς ροής του καπνοθυσάνου**. Η κωνοειδής ροή χαρακτηρίζεται από ουδέτερες ή ελαφρώς ευσταθείς συνθήκες και συμβαίνει είτε κατά τη διάρκεια νεφελωδών ημερών είτε ανάμεσα στη διάλυση της αναστροφής και στην επικράτηση ευσταθών συνθηκών κατά τη διάρκεια της ημέρας.

# Παραδείγματα ατμοσφαιρικής ευστάθειας

(σε σχέση με την απελευθέρωση ρύπων από καμινάδες)



Στη τρίτη περίπτωση αναπτύσσονται συνθήκες αναστροφής και όλη η καμινάδα βρίσκεται μέσα στο στρώμα αναστροφής. Ευσταθείς συνθήκες που αποθαρρύνουν την κατακόρυφη κίνηση χωρίς να απαγορεύουν την οριζόντια\*.

Παρουσιάζεται μια επιφανειακή αναστροφή που η κορυφή της φτάνει μέχρι το στόμιο της καμινάδας. Πάνω από το στόμιο της καμινάδας αναπτύσσεται αδιαβατική θερμοβαθμίδα και η ατμόσφαιρα είναι ασταθής (δ). **Ημικωνοειδής άνω**

Στη (ε) περίπτωση δημιουργείται αναστροφή ύψους της οποίας η βάση είναι περίπου στο ύψος της καμινάδας. Η ατμόσφαιρα είναι ευσταθής πάνω από τη νοητή γραμμή που ξεκινά από το στόμιο της καμινάδας και είναι παράλληλη προς το έδαφος και ασταθής κάτω από αυτή

# Τύποι ατμοσφαιρικής ευστάθειας

(ως συνάρτηση της ηλιακής ακτινοβολίας, του ανέμου και της νέφωσης)

Οι θερμοκρασιακές κατανομές της ατμόσφαιρας μετρώνται με τη χρήση ραδιοβολίδων.

Αποτελούνται από ένα μπαλόκι στη βάση του οποίου προσαρμόζονται μετεωρολογικά όργανα και μετρούν τη θερμοκρασία, τη σχετική υγρασία, τη διεύθυνση και την ταχύτητα του ανέμου και την ατμοσφαιρική πίεση.

Διακρίνονται έξι τάξεις ευστάθειας:

**A, εξαιρετικά ευσταθής, εμφανίζεται όταν υπάρχει ισχυρή επιφανειακή θέρμανση, καλοκαίρι και με συνθήκες μικρού εξαερισμού,**

**B, μετρίως ασταθής,**

**C, ελαφρά ασταθής,**

**D, ουδέτερη, αντιστοιχεί σε συνθήκες πυκνής συννεφιάς**

**E, ελαφρώς ευσταθής**

**F, εξαιρετικά ευσταθής, αναφέρεται μόνο σε νυκτερινές συνθήκες, από μερική συννεφιά μέχρι καθαρό ουρανό**

Και μεικτές .. A-B, ...

# Κλάσεις ατμοσφαιρικής ευστάθειας κατά Pasquill

(ως συνάρτηση της ηλιακής ακτινοβολίας, του ανέμου και της νέφωσης)

Ταξινόμηση της ατμοσφαιρικής ευστάθειας κατά Pasquill.

		Ταχύτητα ανέμου στην επιφάνεια του εδάφους ( $m \cdot s^{-1}$ )				
		< 2,0	2 – 3	3 - < 5	5 - < 6	$\geq 6$
	Ηλιοφάνεια / Νεφοκάλυψη					
	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	$\geq 50$ % νεφοκάλυψη	—	E	D	D	D
	$\leq 40$ % νεφοκάλυψη	—	F	E	D	D

Ασθενής ακτινοβολία  $< 350 W/m^2$

Μέση ακτινοβολία  $350 \sim 700 W/m^2$

Έντονη ακτινοβολία  $> 700 W/m^2$

A: Εξαιρετικά ασταθής

B: Μέτρια ασταθής

C: Ελαφρώς ασταθής

D: Ουδέτερη

E: Ελαφρώς ευσταθής

F: Μετρίως ευσταθής

## Ασκήσεις

1. Βρείτε την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα μιας ομογενούς ατμόσφαιρας.
2. Βρείτε το ύψος μιας ομογενούς ατμόσφαιρας.
3. Βρείτε τη σχέση που συνδέει την ξηρή και την υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα.
4. Αποδείξτε ότι αν  $T_s$  και  $T_0^*$  είναι οι επιφανειακές θερμοκρασίες ενός θύλακα αέρα και του περιβάλλοντος και  $O_s$  και  $O_0^*$  τη ξηρή και περιβαλλοντική αδιαβατική θερμοβαθμίδα, η θερμοκρασία ενός θύλακα αέρα που ανέρχεται δίνεται από τη σχέση

$$T(z) = T_s \left( \frac{T_s - O_s z}{T_0^*} \right)^{\gamma_{\text{eff}}}$$

5. Από την Εξίσωση (4.29) εξαγάγετε την Εξίσωση (4.30).
6. Βρείτε τον τρόπο με τον οποίο μπορούμε να εισαγάγουμε την έννοια της δυναμικής θερμοκρασίας στη μελέτη της ευστάθειας της ατμόσφαιρας.

Thanks for your attention!

Prof. Mic.Gr.Vrachopoulos

**Τέλος κεφαλαίου**



HELLENIC REPUBLIC

**National and Kapodistrian  
University of Athens**

— EST. 1837 —



## Βιβλιογραφία

Ξενοδόχου:

- Ahrens C. Donald (2001). *Essentials of Meteorology. An invitation to the Atmosphere*. Third Edition, Thomson Brooks/Cole.
- Andrews G. David (2010). *An Introduction to Atmospheric Physics*, Second Edition. Cambridge University Press.
- Bohren F Graig, Bruce A. Albrecht (1998). *Atmospheric Thermodynamics*. Oxford University Press.
- EPA Lesson 4, *Vertical motion and Atmospheric Stability* [yosemite.epa.gov](http://yosemite.epa.gov), ημερ. πρόσβασης 1 Οκτωβρίου 2014.
- Fleagle Robert G., Joost A. Businger (1980). *An Introduction to Atmospheric Physics*, Second Edition. Academic Press.
- Gifford F.A. (1976). *Turbulent Diffusion Typing Schemes. A Review*. Nuclear Safety, 17, 68–86.
- Hewitt C.N., A.V. Jackson (2009). *Atmospheric Science for Environmental Scientists*. Wiley-Blackwell.

- Lawrence G. Marc. (2005). *The relationship between Relative Humidity and Dew point Temperature in Moist Air*, BAMS, 225–233.
- North R. Gerald, Tatiana Erukhimova (2009). *Atmospheric Thermodynamics. Elementary Physics and Chemistry*. Cambridge University Press.
- Seinfeld J.H. (1986) *Atmospheric Chemistry and Physics of Air Pollution*. Willey and Sons.
- Schroeder M.J. & C.C. Back (1970). *Fire Weather Handbook*, Chapter 4, US Department of Agriculture Forest Service, Agriculture Handbook 360.
- Woodward John (1998). *Appendix A. Atmospheric stability classification schemes. Estimating the flammable Mass of a vapor cloud*. American Institute of Chemical Engineers.

*Ελληνική:*

Καραλής Ι.Α. (1972). *Θερμοδυναμική και Στατική της Ατμόσφαιρας*.

Κασσομένος Π. (1993). «Ανάλυση των καιρικών συνθηκών κατά τη διάρκεια εκειποδίων στην ευρύτερη περιοχή της Αθήνας.» Διδακτορική Διατριβή, Πανεπιστήμιο Αθηνών, Φυσικό Τμήμα, Τομέας Εφαρμογών Φυσικής, Πανεπιστήμιο Αθηνών, σ. 362.

Κατσούλης Β.Δ. (2000). *Μαθήματα Μετεωρολογίας*. Σημειώσεις που δίδονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.

Κατσούλης Β.Δ., Π. Κασσομένος (2006). *Φυσική Περιβάλλοντος*. Σημειώσεις που δίδονται στους φοιτητές του Πανεπιστημίου Ιωαννίνων.

Μελάς Δ. (2012). *Σημειώσεις Φυσικής του Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος*. Διδάσκονται στους φοιτητές του ΑΠΘ.

Σημειώσεις από τις παραδόσεις του μαθήματος «Θερμοδυναμική της Ατμόσφαιρας» το 1981 στα πλαίσια του Μεταπτυχιακού Ενδεικτικού Μετεωρολογίας στο Πανεπιστήμιο Αθηνών από την καθηγήτρια Β. Νοταρίδου.