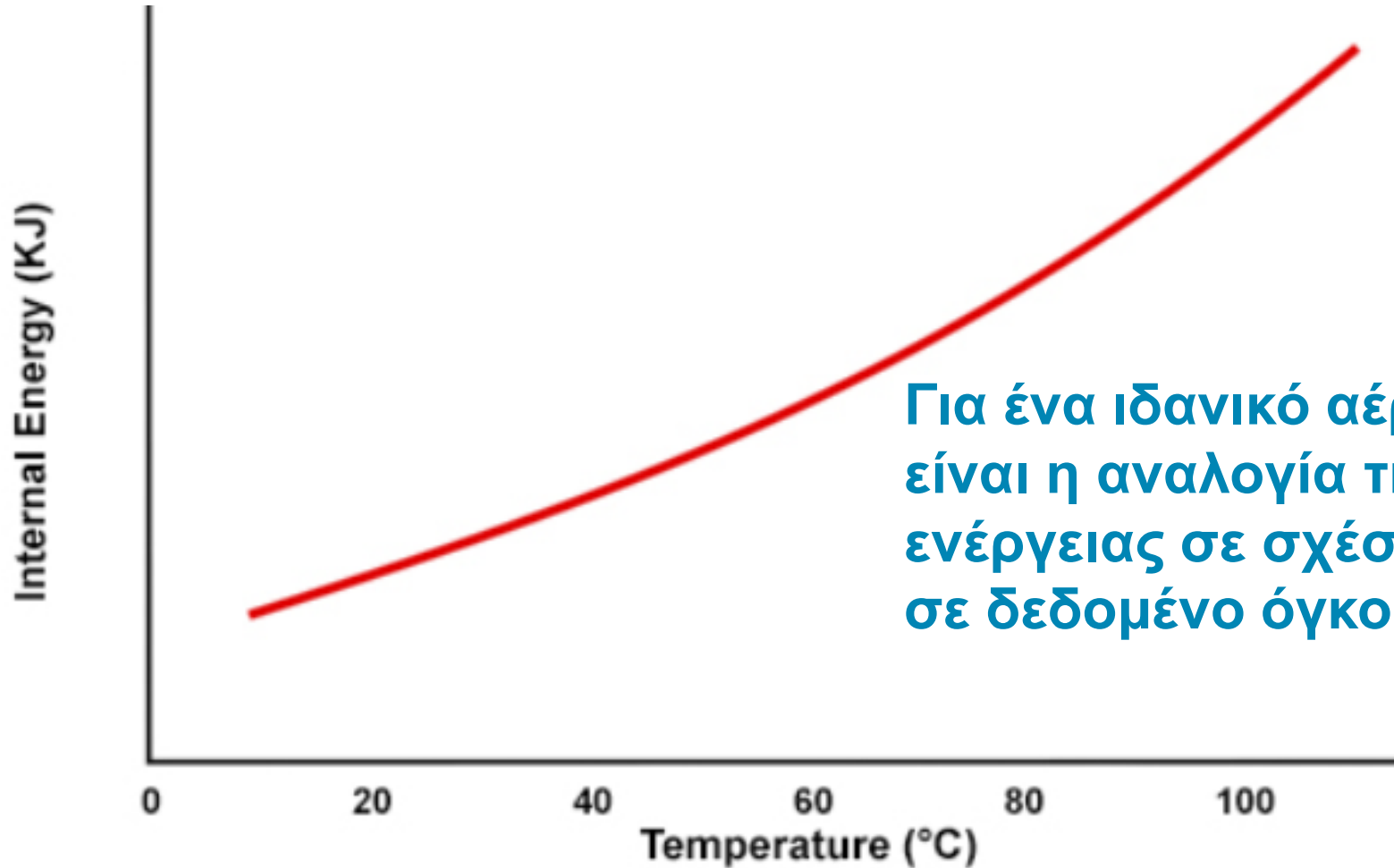


Ποιότητα Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος

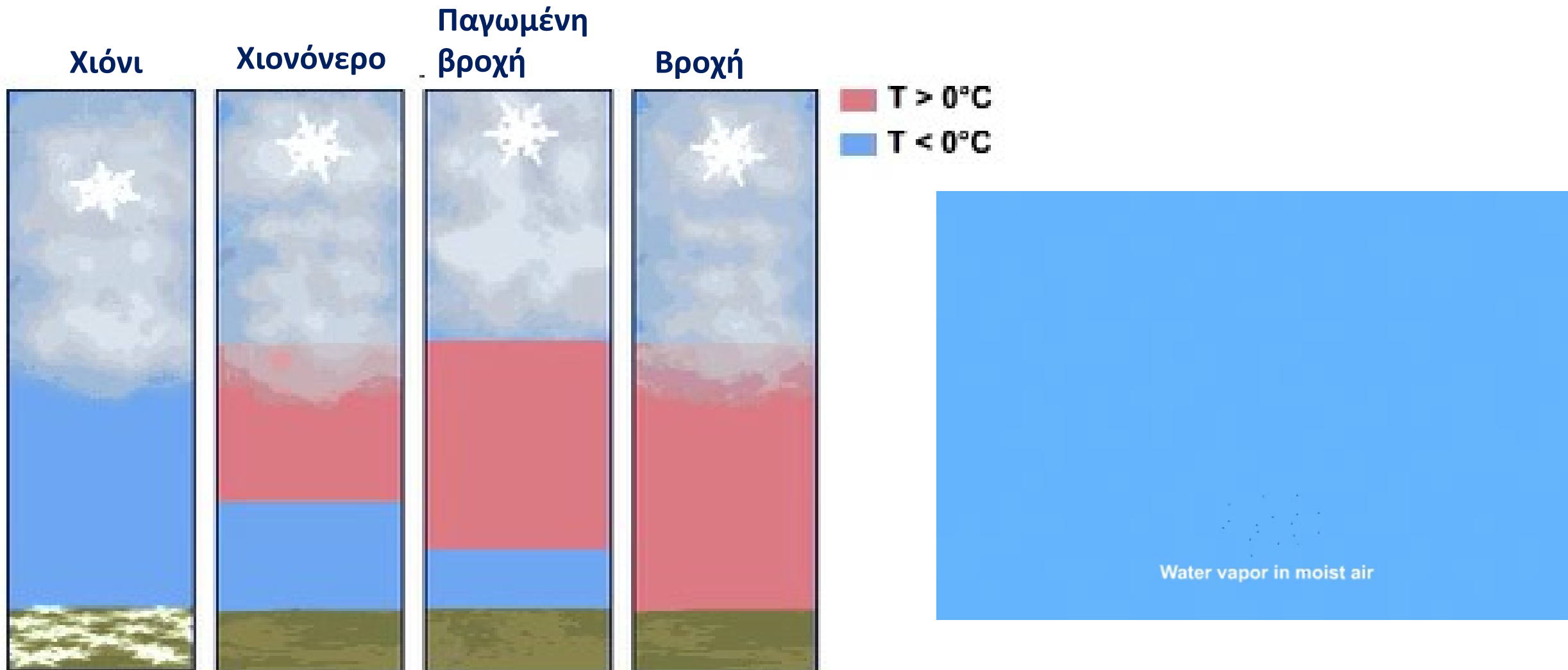
Θερμοδυναμική και Στατική
της Ατμόσφαιρας

Θερμοκρασία

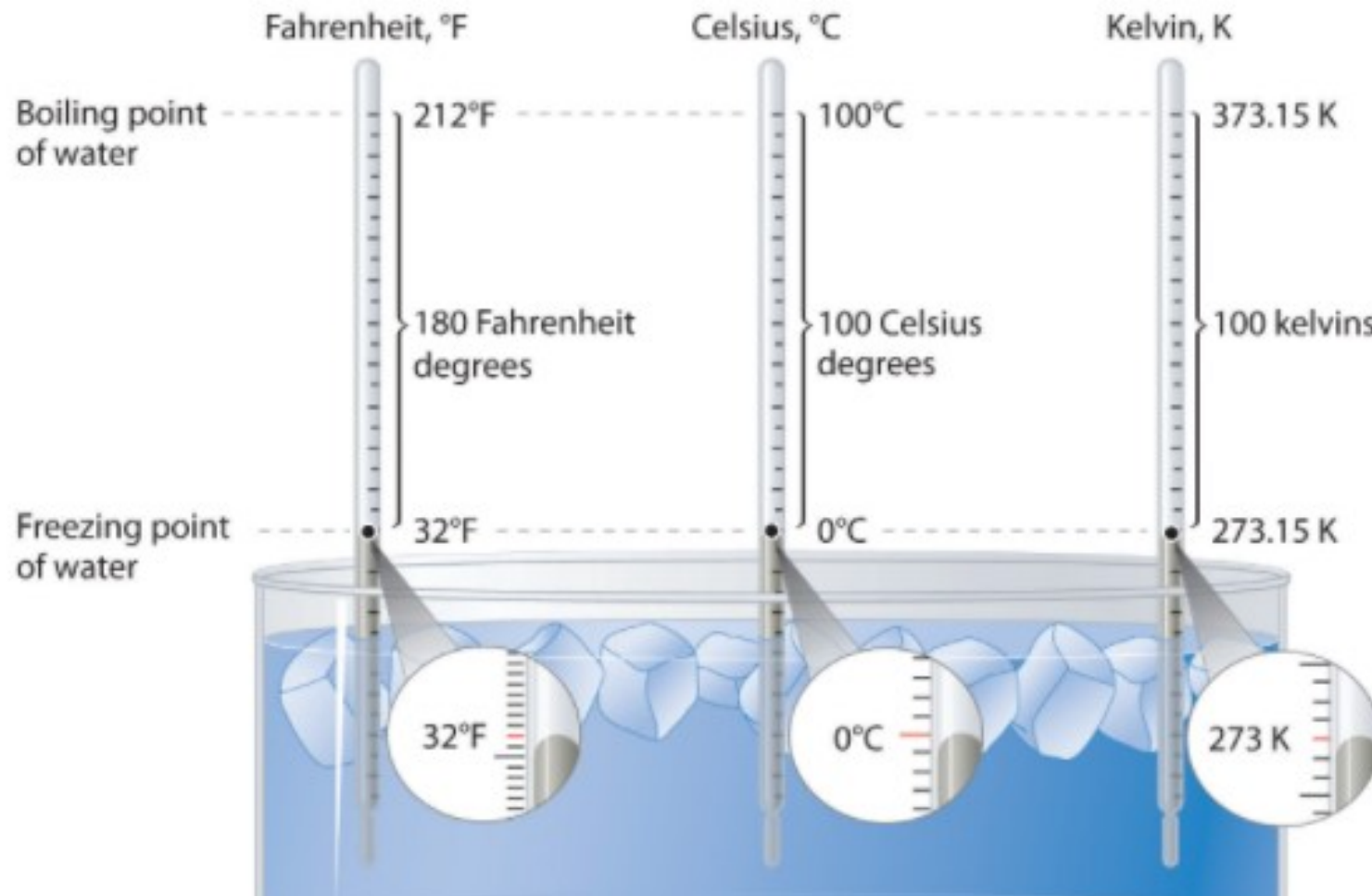


Για ένα ιδανικό αέριο, η θερμοκρασία είναι η αναλογία της εσωτερικής ενέργειας σε σχέση με την θερμότητα σε δεδομένο όγκο.

Γιατί να τη μετρήσουμε;



Κλίμακα θερμοκρασιών



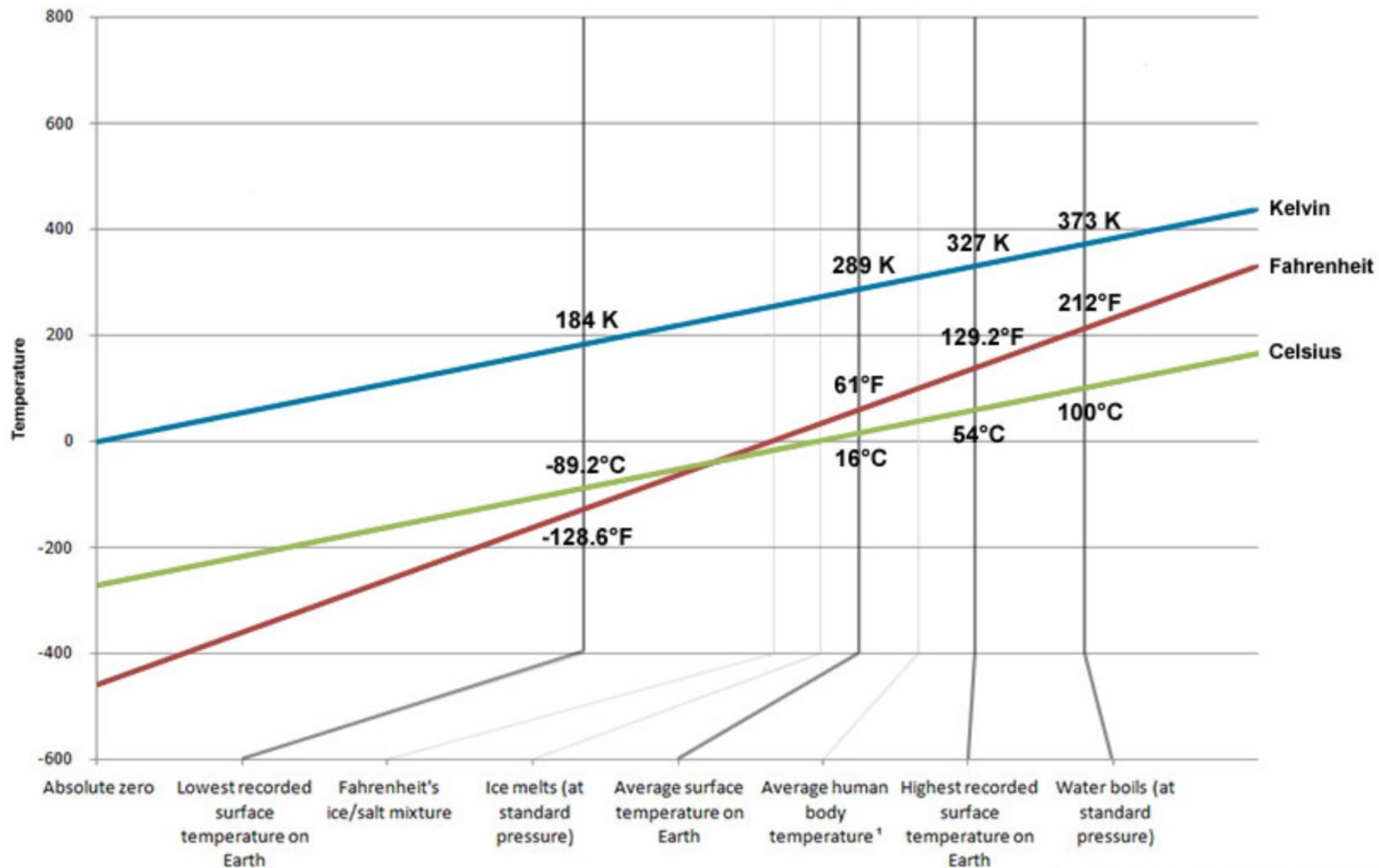
$$T(\text{in } ^\circ\text{C}) + 273.15 = T(\text{in K})$$

$$T(\text{in K}) - 273.15 = T(\text{in } ^\circ\text{C})$$

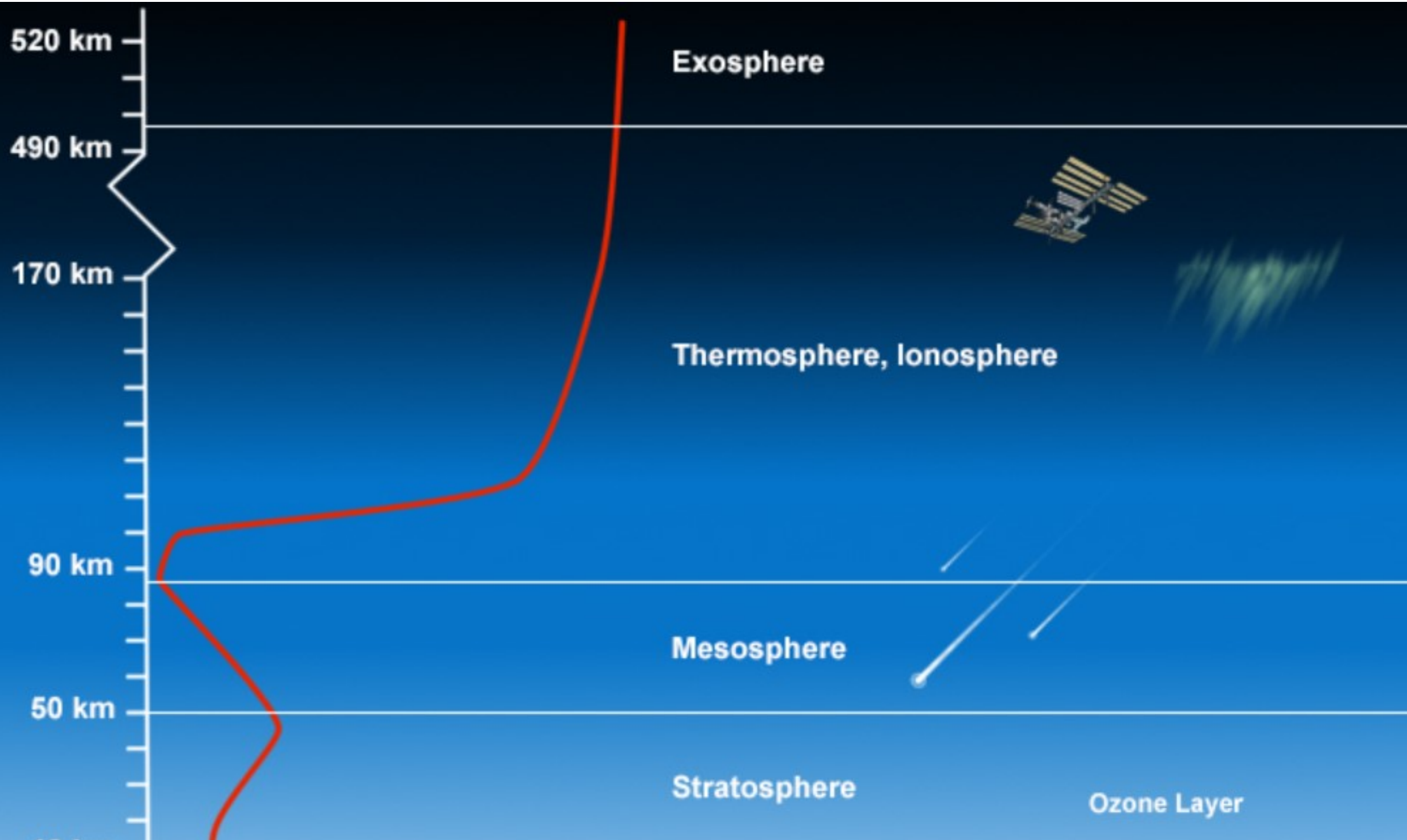
$$^\circ\text{C} = (5/9) * (^\circ\text{F} - 32)$$

$$^\circ\text{F} = (9/5) * (^\circ\text{C}) + 32$$

Comparison of Temperature Scales



Atmospheric Temperature Structure



Πίεση

Η πίεση εκφράζει την δύναμη που ασκεί το αέριο κάθετα σε μια επιφάνεια λόγω της κίνησης Brown των μορίων

$$\text{Πίεση} = \frac{\text{Δύναμη}}{\text{Επιφάνεια}}$$

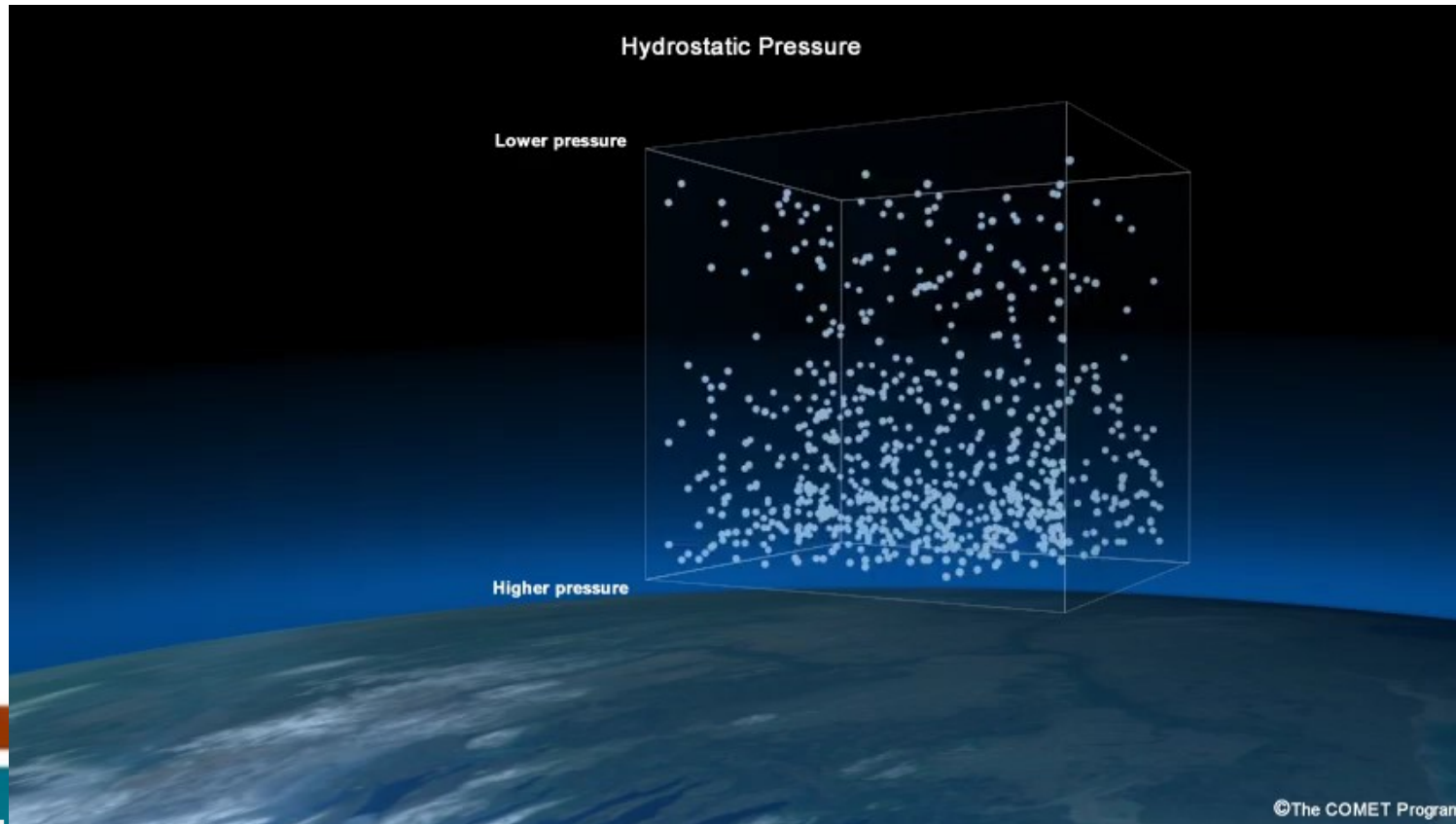
Συχνά αντί του όγκου V χρησιμοποιείται ο ειδικός όγκος α (ή v) που είναι ο όγκος της μονάδας μάζας του αέρα

Αν ρ η πυκνότητα του αέρα τότε μπορούμε να πούμε ότι ο **ειδικός όγκος** είναι το αντίστροφο της πυκνότητας, $\alpha = \frac{1}{\rho}$

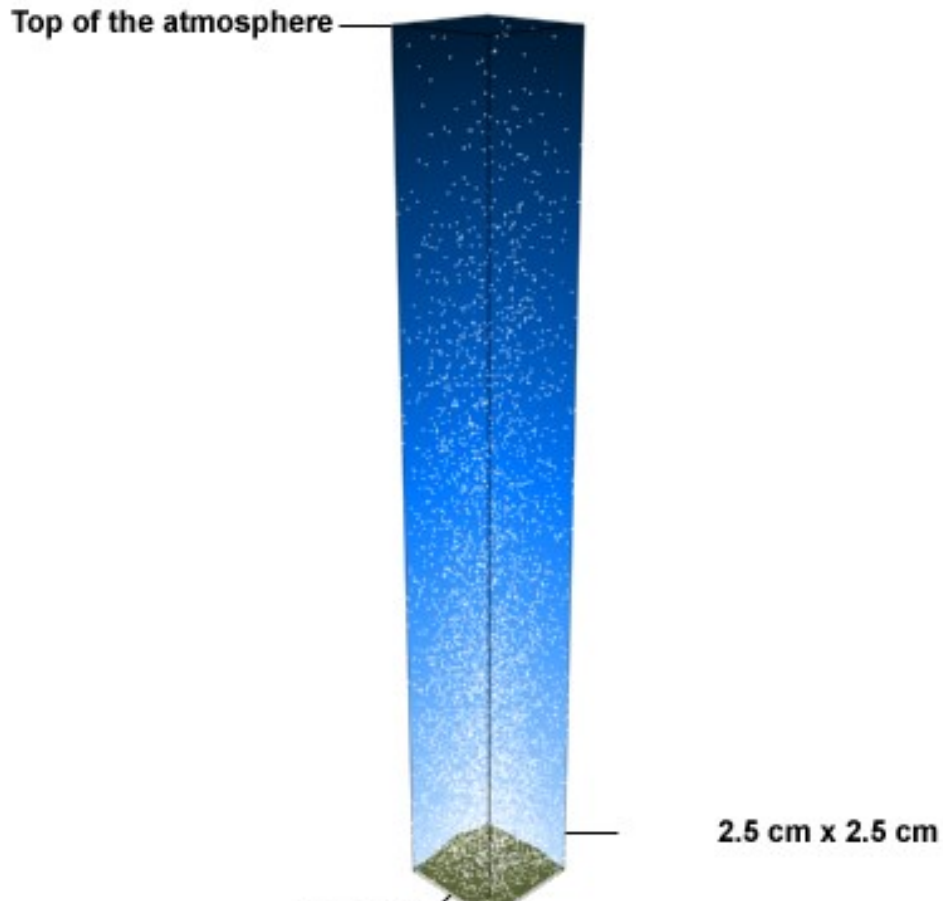
$$\rho = \frac{m}{V}$$

Πίεση

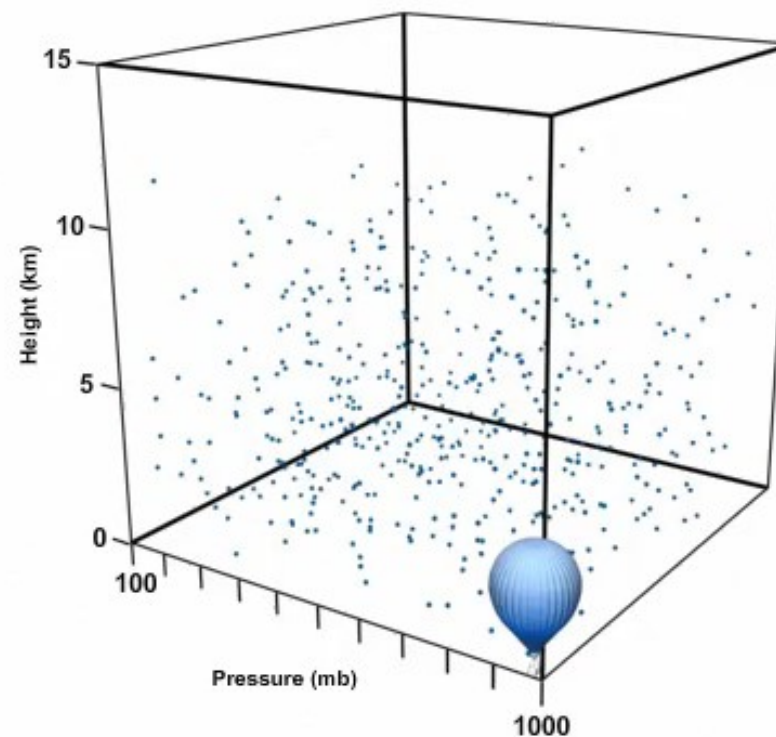
Η υδροστατική πίεση σε ένα ρευστό σε ηρεμία ορίζεται ως η δύναμη ανά εμβαδό που ασκείται από αυτό το ρευστό πάνω σε μια οριακής επιφάνειας σε διεύθυνση κάθετη προς αυτήν την επιφάνεια.



Η πίεση είναι η δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας. Για την ατμόσφαιρα, η πίεση ορίζεται ως η **δύναμη ανά μονάδα επιφάνειας $2.5 \times 2.5 \text{ cm}^2$** της κολώνας από την επιφάνεια έως τη κορυφή της ατμόσφαιρας.



Η πίεση μειώνεται με το ύψος από τιμές κοντά στα **1000 mb** (1000 hPa) στην επιφάνεια της Γης έως τα **~120 mb** (120 hPa) σε ύψος των 15 km



Μονάδες Πίεσης

Standard sea-level pressure
(1 Atmosphere in meteorology)

$$101,325 \text{ Pa} = 1013.25 \text{ mb} = 760 \text{ torr} \approx 29.92 \text{ inHg} = 407.19 \text{ inH}_2\text{O} = 14.696 \text{ psi}$$

$$1.01325 \text{ bar}$$

$$33.93 \text{ ftH}_2\text{O}$$

$$\text{Pa} \equiv \text{kg} (\text{m} / \text{s}^2) / \text{m}^2$$

$$= \text{kg} / (\text{m} \text{ s}^2)$$

$$760 \text{ mmHg} \quad 10.34 \text{ mH}_2\text{O}$$

(SI)

bar $\equiv 10^5$ Pa
(meteorology:
Vilhelm Bjerknes,
1862-1951)

Evangelista Torricelli
(1608-1647)
Originally 1 mmHg
(vacuum pumps)

Height of a column of mercury
(scientific reference instruments)

Height of a column of water
(water pumps, manometers)

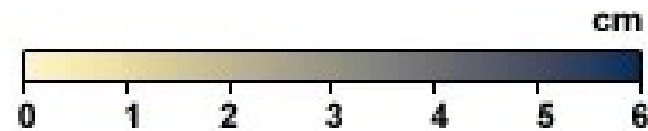
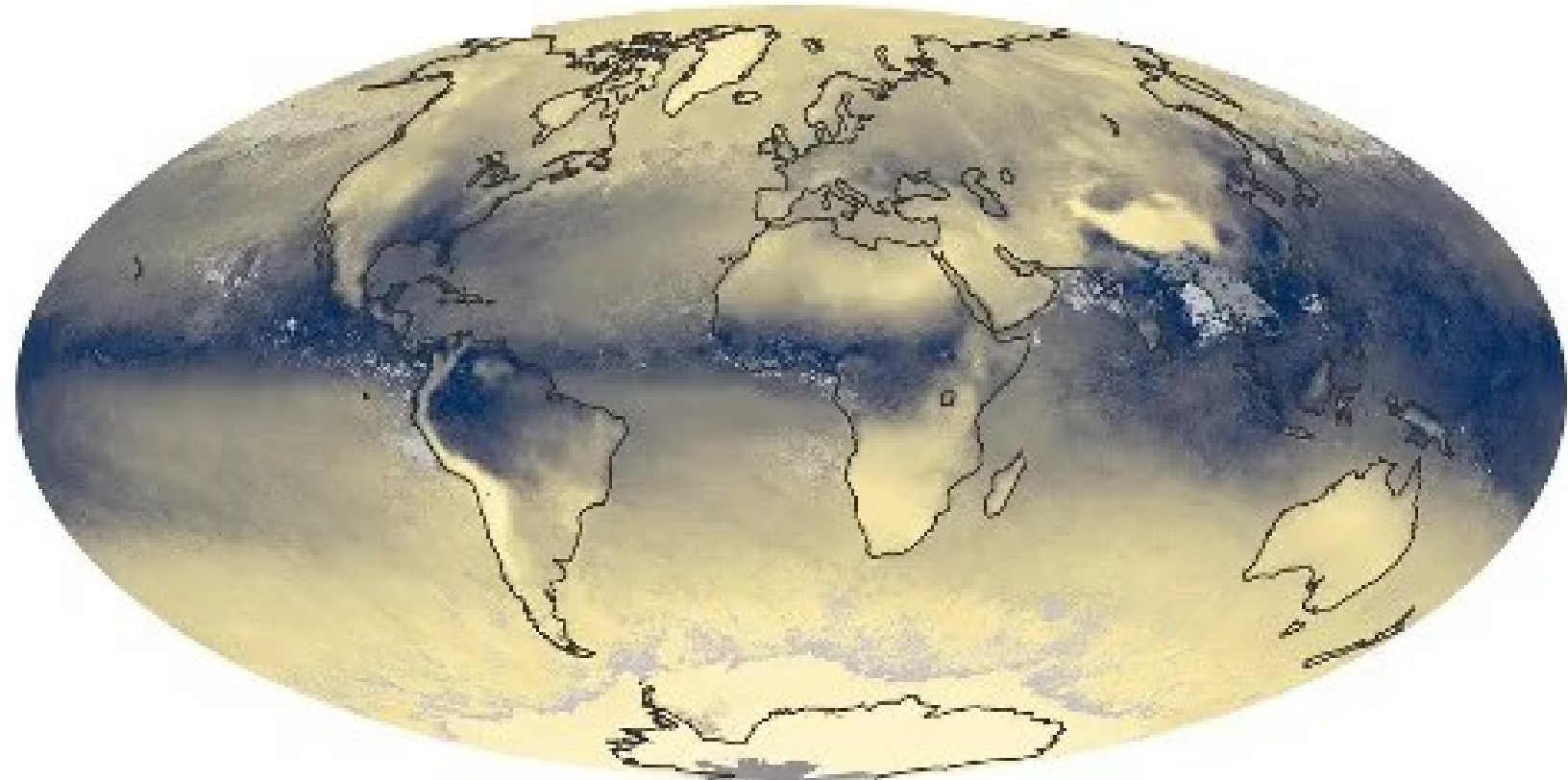
Force-pounds per square inch
(U.S. industry, tires)

Unit	Abbreviation	Conversion factor to Pa
millibar	mb	100 (i.e., 1 mb = 1 hPa)
bar	b	100000*
atmosphere	atm	101325* (approx. 760 mmHg or 29.92 inHg or 14.7 psi)
millimeters of mercury	mmHg	133.322387415*
inches of mercury	inHg	3376.85 at 60°F — avoid except for aviation altimeters
torr	Torr	101325/760* (approx 1 mmHg)
pounds per square inch	psi or lb/in ²	4.4482216 / (0.0254) ² * or approx. 101325/14.7

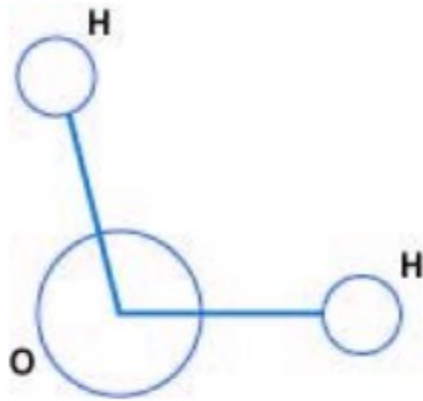
Items marked with an asterisk () are exact definitions in terms of the SI unit.

Υδρατμοί

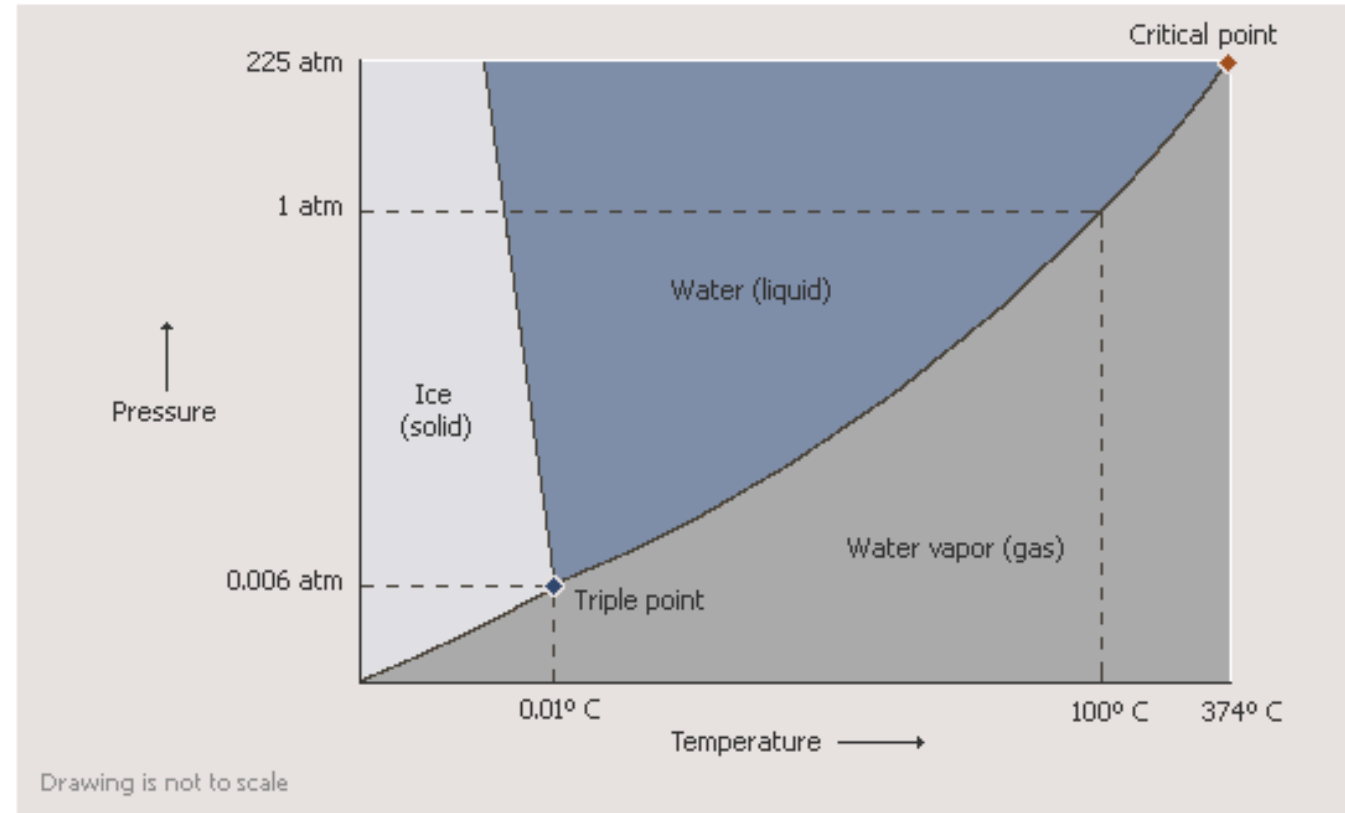
Monthly Average Water Vapor
July 2002



Υδρατμοί



- 3 καταστάσεις



Dalton's Law

Η ολική πίεση ενός αερίου είναι ίση με το **άθροισμα των μερικών πιέσεων** των αερίων

$$P_t = P_1 + P_2 + \dots + P_n$$

Εφαρμογή στην ατμόσφαιρα μας

$$P_t = P_{N_2} + P_{O_2} + \mathbf{P_w} + P_{misc.}$$



John Dalton

English chemist,
meteorologist, physicist
(1766 – 1844)

Παράδειγμα

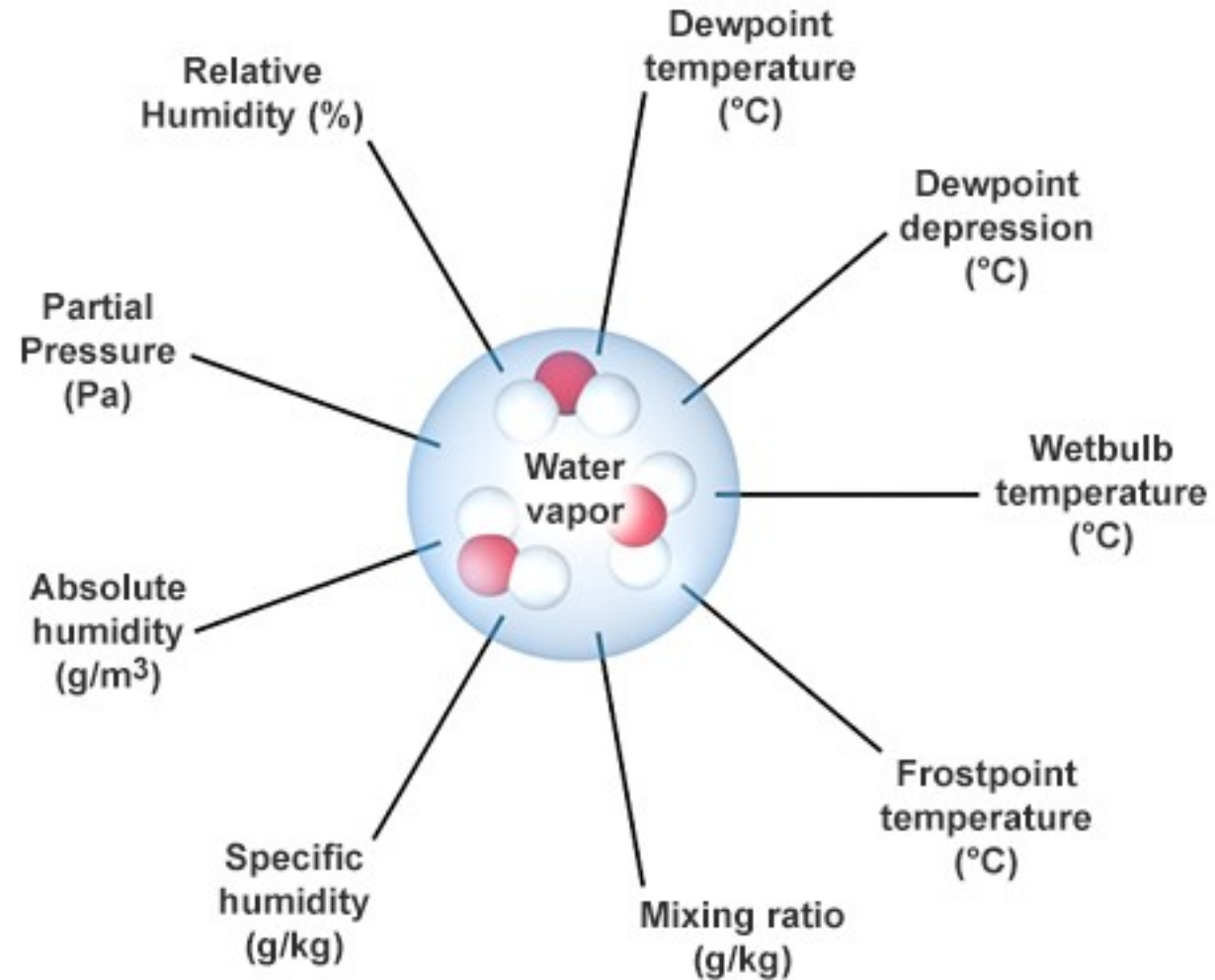
Άζωτο.....	77%
Οξυγόνο.....	21%
Υδρατμούς	1%
Άλλα αέρα	1%

$$1000 \text{ mbar} = 770 \text{ mbar} + 210 \text{ mbar} + 10 \text{ mbar} + 10 \text{ mbar}$$

$$P_t = 840 \text{ mbar} \quad \begin{array}{cccc} 840 \times 77\% & 840 \times 21\% & 840 \times 1\% & 840 \times 1\% \\ \underline{647} \text{ N}_2 + \underline{177} \text{ O}_2 + \underline{8} \text{ P}_w + \underline{8} \text{ Other} \end{array}$$

$$P_t = P_w + P_{\text{dry}}$$

Μέτρηση της ποσότητας των υδρατμών



Μερική Πίεση των Υδρατμών

(psi,mbar,hPa,inhg...)

P_w

Η μερική πίεση ατμών είναι η παράμετρος κλειδί που επηρεάζει όλες τις άλλες παραμέτρους υγρασίας

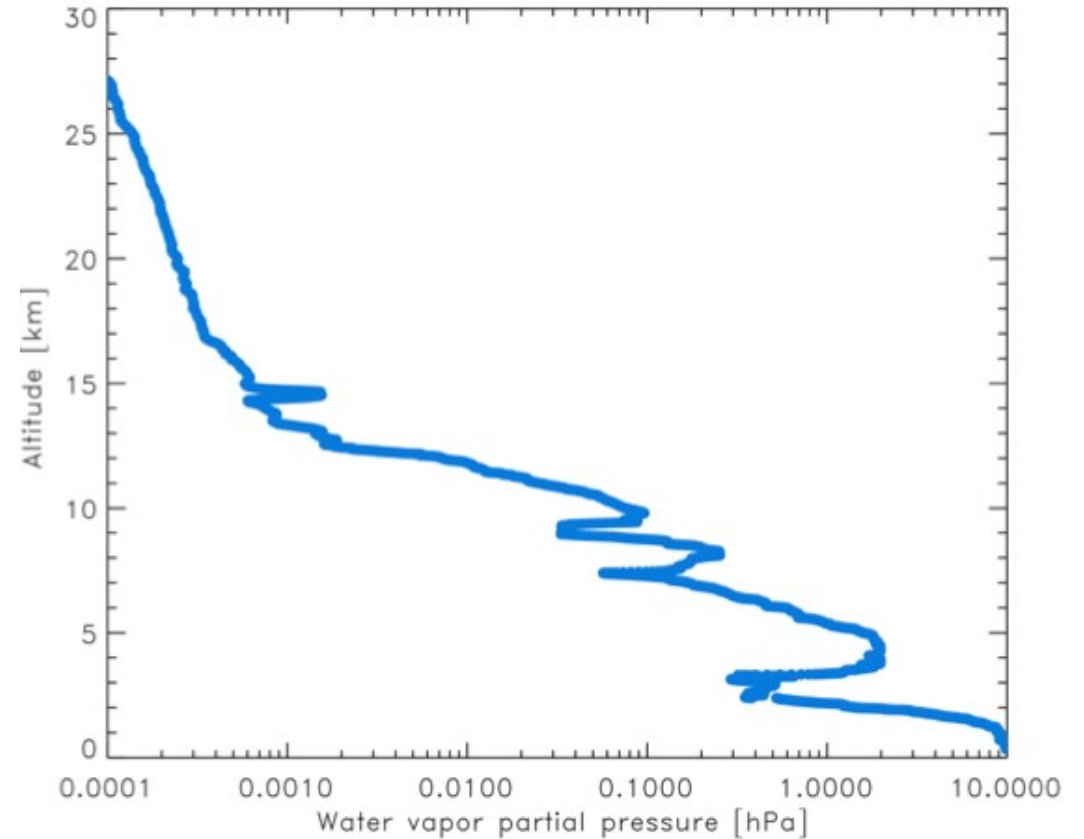
Σημείωση: Οι μόνες δύο τρόποι που μπορούν να αλλάξουν τη μερική πίεση ατμών είναι:

- προσθέτωντας ή αφαιρώντας υδρατμούς
- αλλάζοντας την πίεση του συστήματος

Μερική Πίεση των Υδρατμών

(psi,mbar,hPa,inhg...)

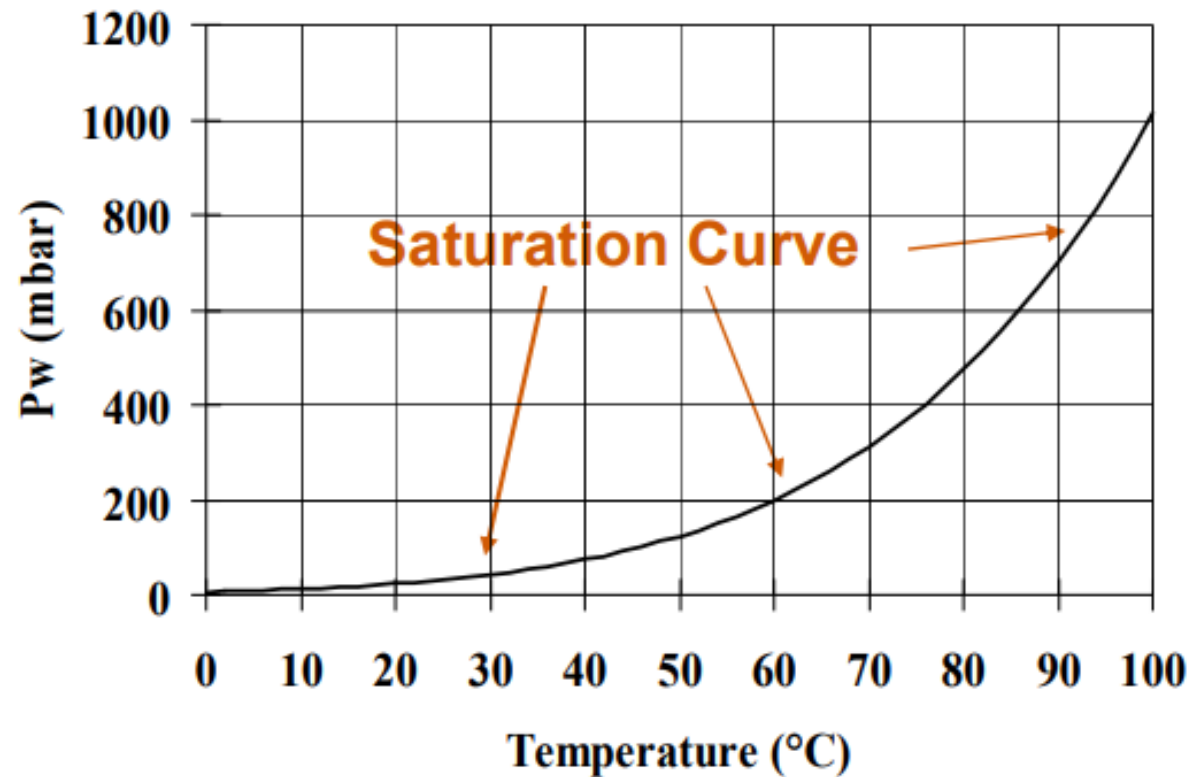
Καθ' ύψος μεταβολή της μερικής πίεσης των υδρατμών, μεταξύ της επιφάνειας και της Στρατόσφαιρας πάνω από το Lindenberg, Γερμανια, 23 August 2017



Μερική Πίεση των Υδρατμών σε κορεσμό

P_{ws}

(psi,mbar,hPa,inhg...)



Στη καμπύλη κορεσμού

Εξάτμιση και συμπύκνωση
είναι σε ισορροπία και
πραγματοποιούνται με τον
ίδιο ρυθμό

$$P_w = P_{ws}$$

dewpoint = temperature

RH = 100%

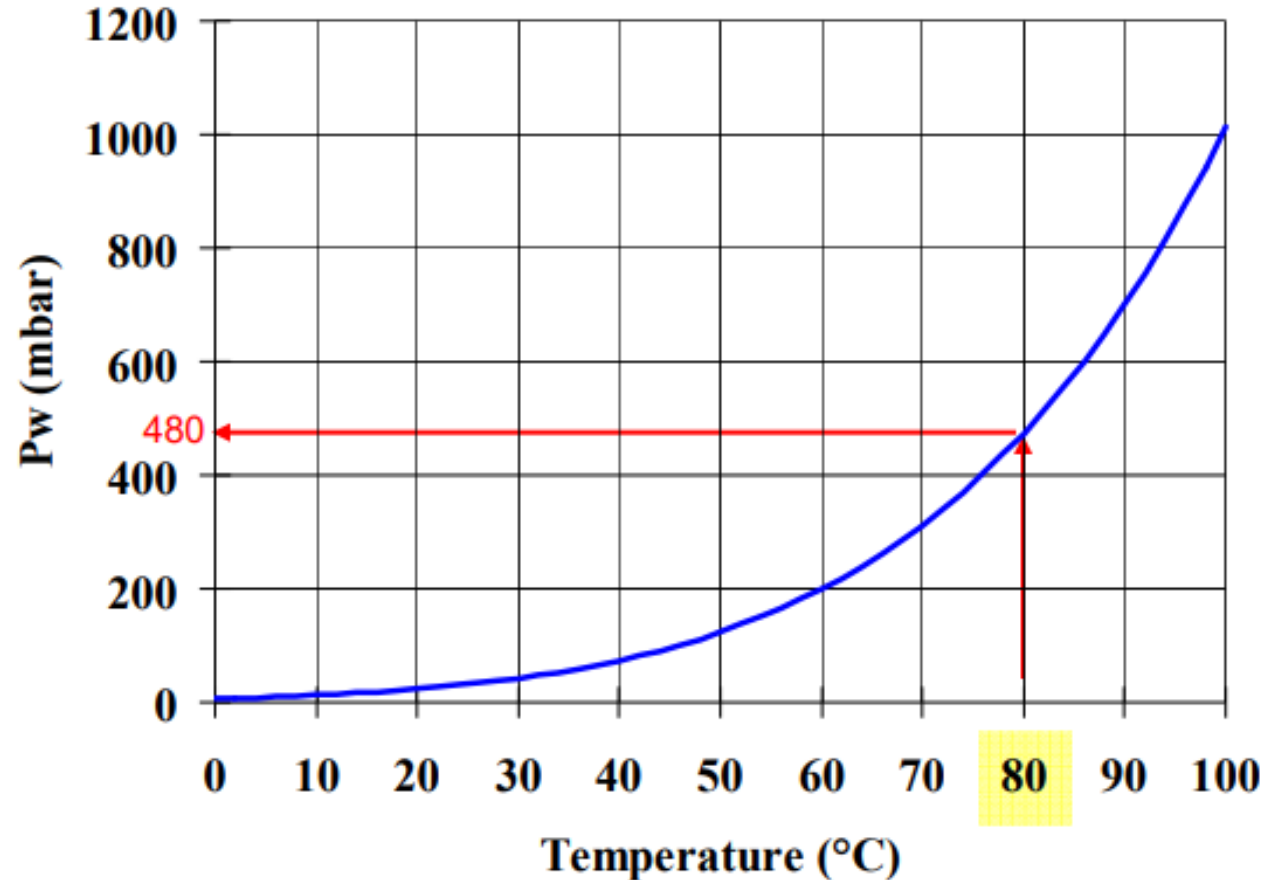
Σημείωση: Η μόνη ποσότητα που επιδρά
την P_{ws} είναι η θερμοκρασία

αλλιώς Τάση ατμών κορεσμού

P_{ws}

Μέγιστη τάση ατμών ή ποσότητα των υδρατμών που μπορούν να υπάρξουν σε δεδομένη θερμοκρασία
Εκφρασμένο σε μονάδες πίεσης

$$P_{ws} = 480 \text{ mbar}$$



Σχετική Υγρασία (%)

RH

Είναι ο **λόγος** της μερικής πίεσης των υδρατμών (αέριο) (P_w) προς την μερική πίεση κορεσμού του νερού σε αυτή τη θερμοκρασία [$P_{ws}(T)$]

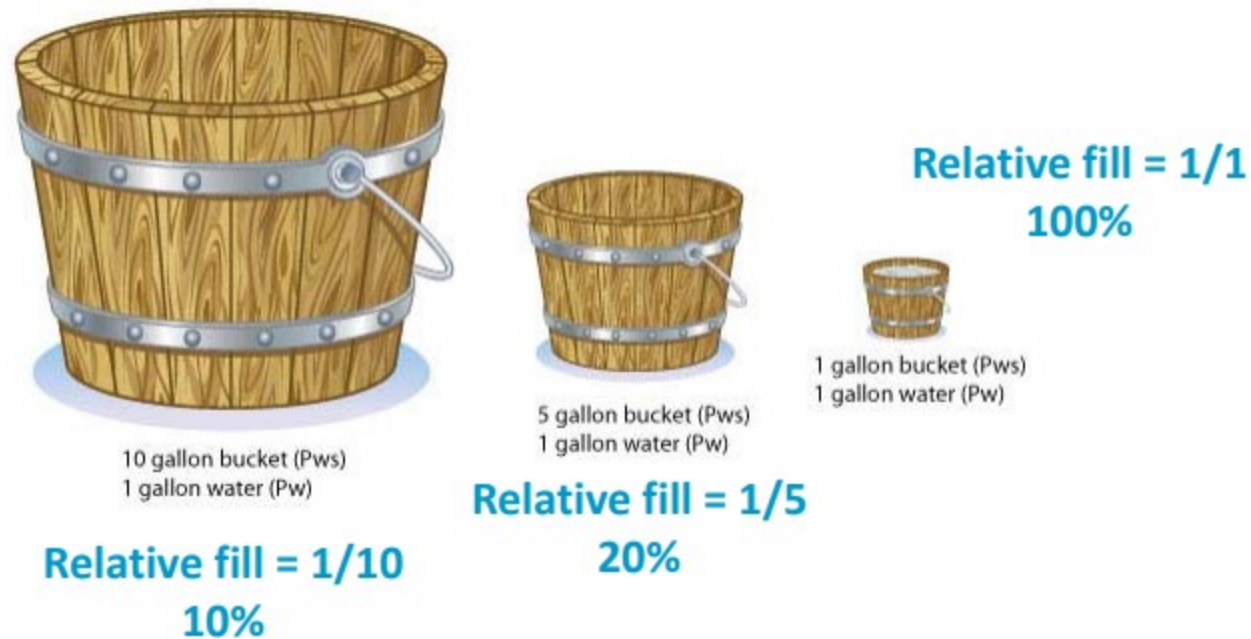
ή

Η ποσότητα του νερού στον αέρα (αέριο) εκφρασμένη ως ποσοστό της ποσότητας που χρειάζεται για να συμβεί κορεσμός στην ίδια θερμοκρασία.

Παράδειγμα

P_{ws} = Το μέγεθος του καλαθιού ή μέγιστη ποσότητα νερού

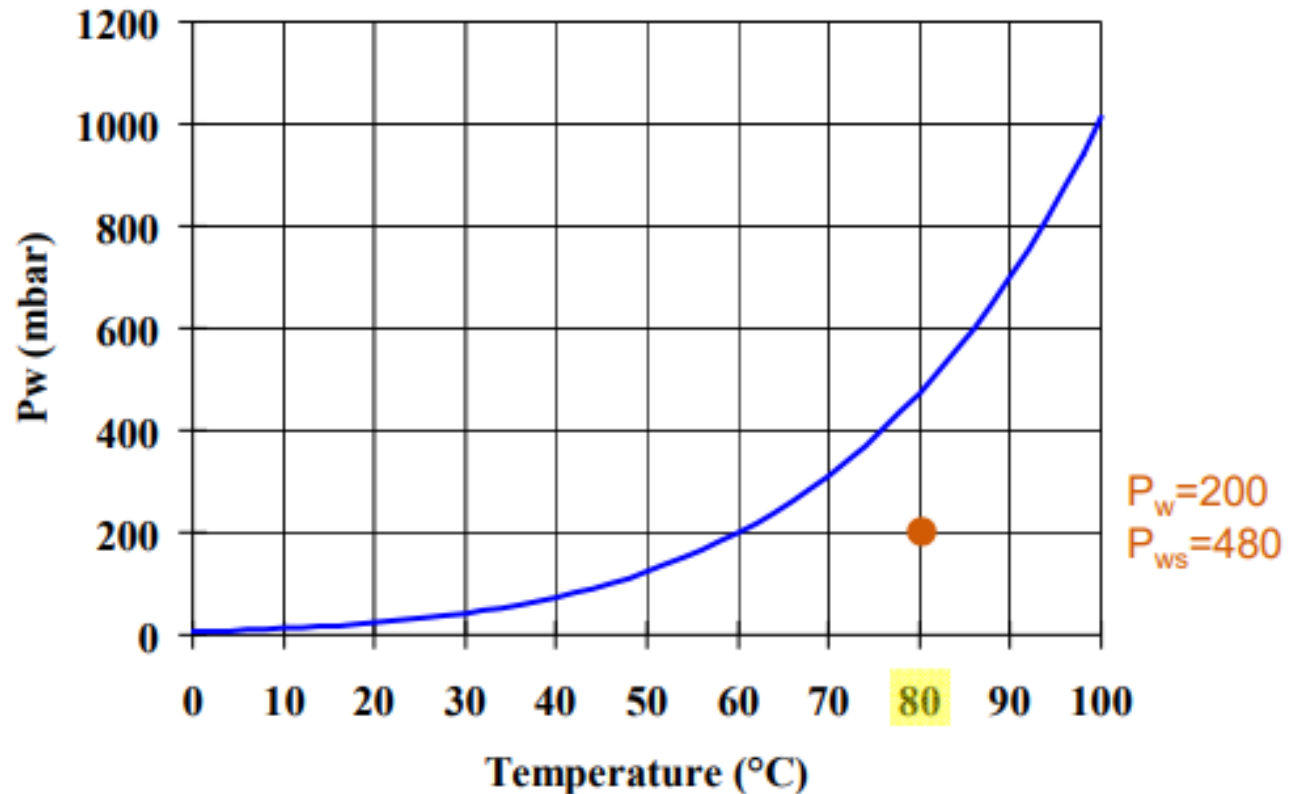
P_w = η ποσότητα του νερού στο καλάθι



Σχετική Υγρασία

$$\%RH = 100 \times \frac{P_w}{P_{ws}(t)}$$

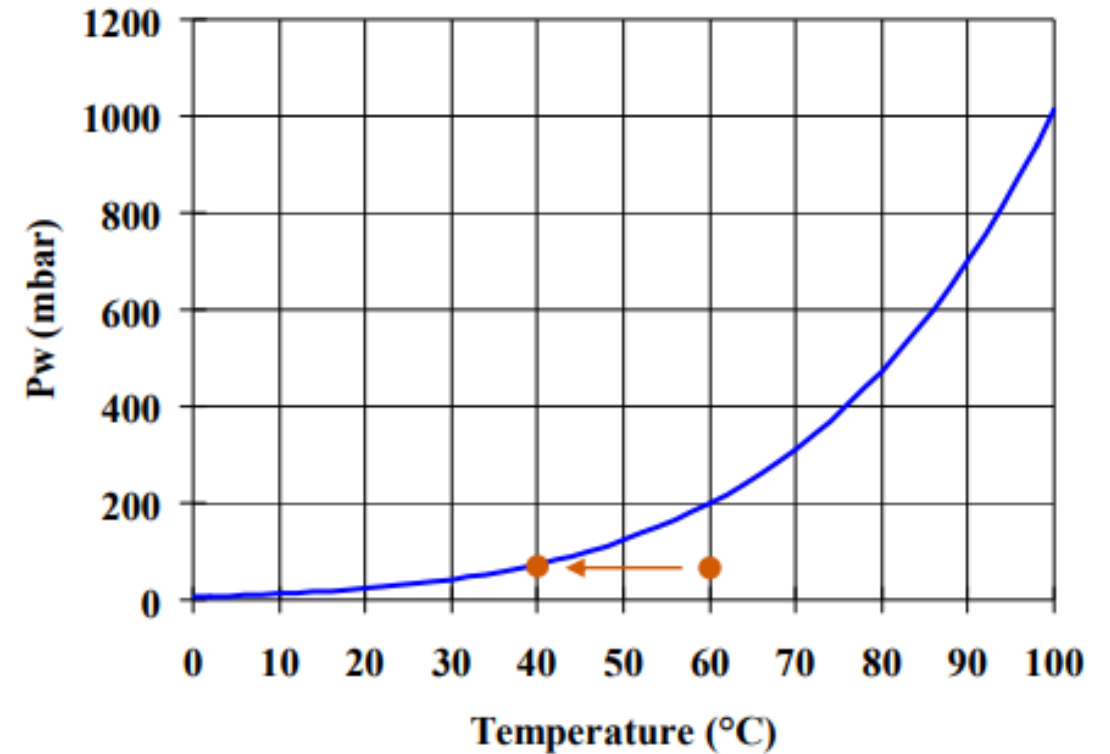
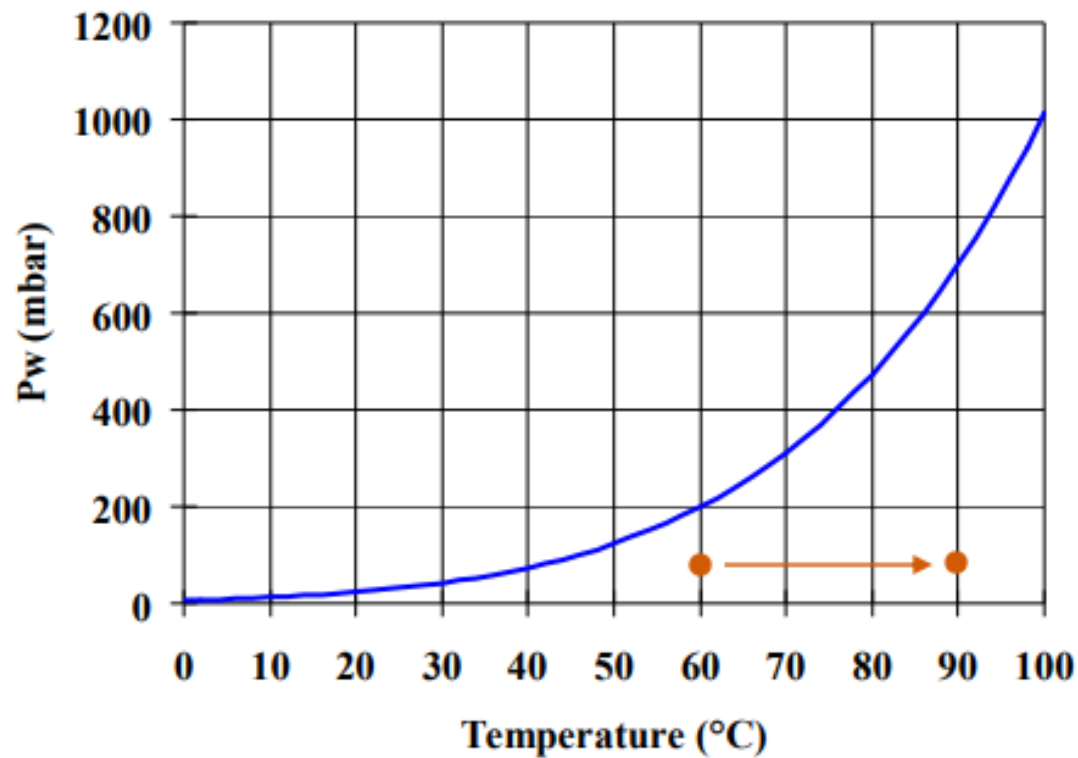
$$\%RH = 100 \times \frac{200}{480}_{(t=80)} = 42\%$$



Σημείωση: Η σχετική υγρασία είναι ανάλογη με τη **θερμοκρασία και η μέτρησή της είναι πολύ ευαίσθητη σε αλλαγές θερμοκρασίας**

Θερμοκρασία και Σχετική Υγρασία

$$\%RH = 100 \times \frac{P_w}{P_{ws}(t)}$$



Θερμοκρασία και Σχετική Υγρασία

Κανόνας 1

- Αύξηση θερμοκρασίας, ο αέρας γίνεται ξηρότερος (RH μειώνεται)
- Μείωση θερμοκρασίας, ο αέρας γίνεται θερμότερος (RH αυξάνεται)

Σημείωση: Ξηρότερος ή υγρότερος: σχετικοί όροι;

Ο κανόνας αυτός εφαρμόζεται σε ένα **κλειστό** σύστημα όπου η πίεση και οι υδρατμοί δεν αλλάζουν

Θερμοκρασία και Σχετική Υγρασία

Από το νόμο του Dalton για τις μερικές πιέσεις $P_t = P_w + P_{dry}$

Εάν διπλασιάσουμε την ολική πίεση

$$2(P_t) = 2(P_w + P_{dry}) = 2P_w + 2P_{dry}$$

Η P_w αλλάζει ανάλογα

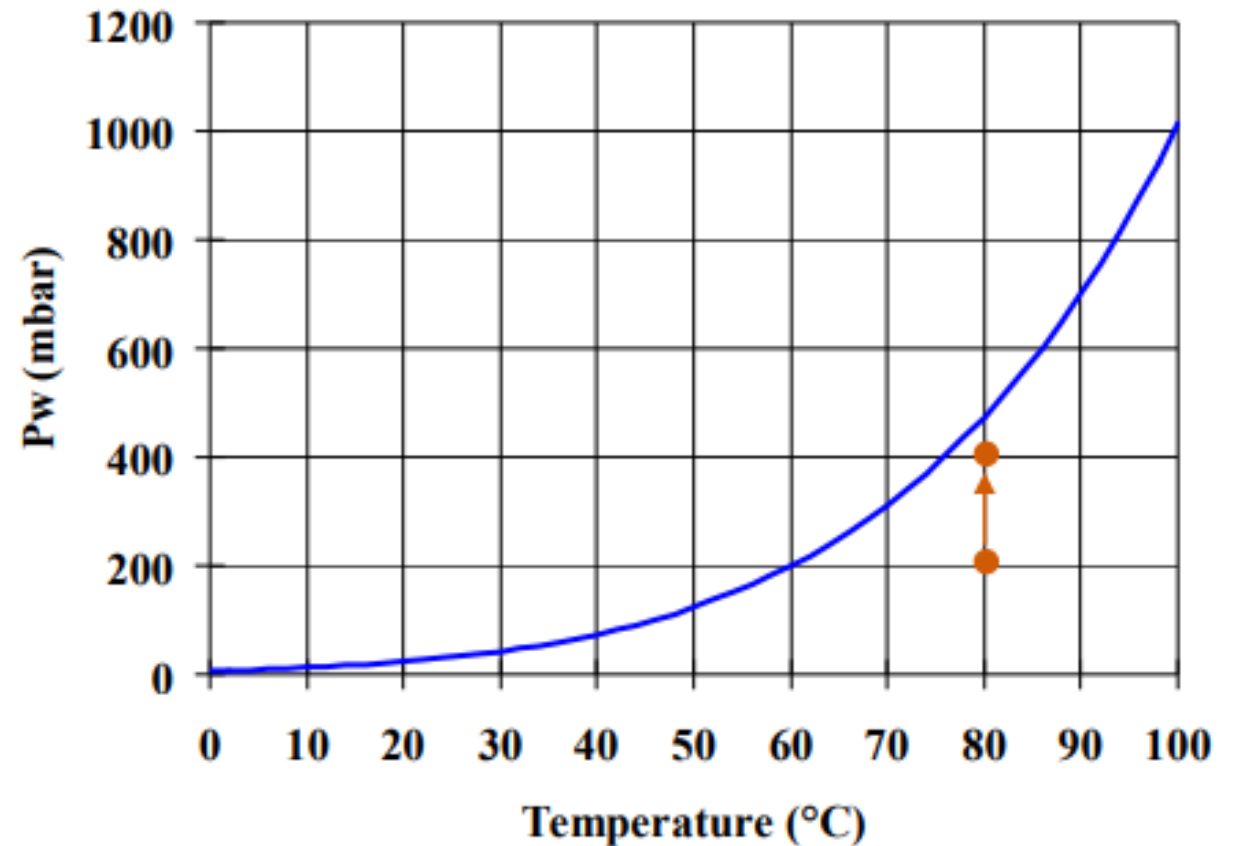
Θυμηθείται ότι η P_{ws} παραμένει ανεπηρέαστη επειδή η T είναι ίδια

Θερμοκρασία και Σχετική Υγρασία

$P_t = 1000 \text{ mbar}$

Διπλασιάζουμε την ολική πίεση
έτσι ώστε $P_t = 2000 \text{ mbar}$

Τι συμβαίνει στο P_w ? P_{ws} ?



Θερμοκρασία και Σχετική Υγρασία

Κανόνας 2

- Μείωση πίεσης, ο αέρας γίνεται **ξηρότερος** (RH μειώνεται)
- Αύξηση πίεσης, ο αέρας γίνεται **θερμότερος** (RH αυξάνεται)

Dew point (°C, °F, K)

Η **θερμοκρασία** στην οποία ένα πακέτο αέρα πρέπει να ψηχθεί σε σταθερή πίεση και ποσότητα υδρατμών έτσι ώστε να συμβεί κορεσμός. Η επιφάνεια είναι υγρή.

Frostpoint (°C, °F, K)

Η **θερμοκρασία** στην οποία ένα πακέτο αέρα πρέπει να ψηχθεί σε σταθερή πίεση και ποσότητα υδρατμών έτσι ώστε να συμβεί κορεσμός. Η επιφάνεια είναι πάγος.

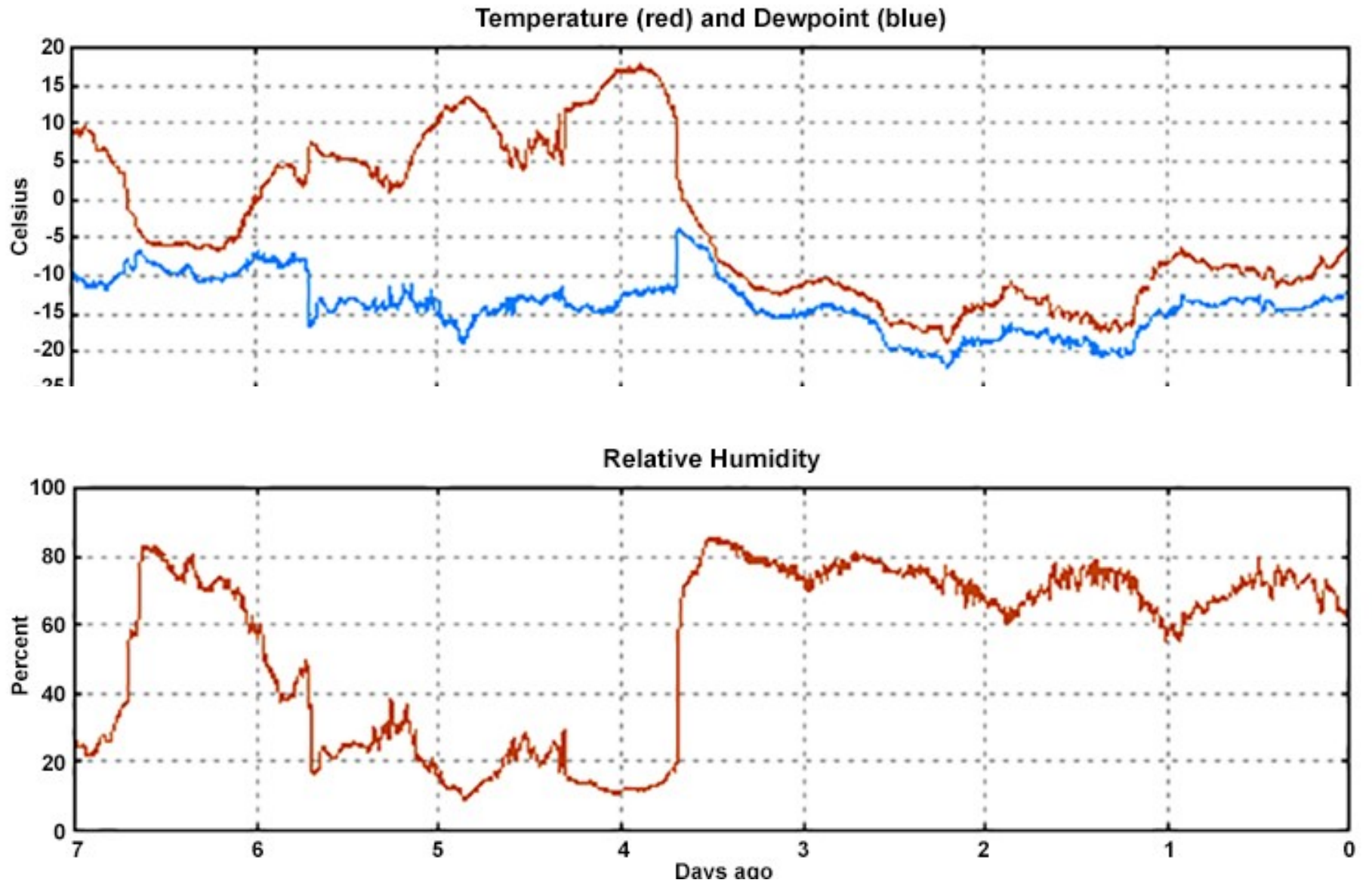
Σημείωση:

Αλλάζει με τη ποσότητα των υδρατμών, Αλλάζει με την πίεση

T_d

$T_{d/f}$

Temperature Dew point and Relative Humidity



Αναλογία μίγματος ή λόγος υγρασίας (g/kg, gr/lb)



Είναι ο λόγος της μάζας των υδρατμών σε μια μονάδα ξηρού αέρα που δεν περιέχει τους υδρατμούς

$$X = B \cdot P_w / (P_{\text{tot}} - P_w) \quad \text{Όπου, } B = 621.9907 \text{ g/kg}$$

Σημείωση: η αναλογία μίγματος είναι ένα απόλυτο μέτρο, και δεν επηρεάζεται από την θερμοκρασία ή την πίεση

ppm_v ppm_w

(volume/weight)

ppm_v

$$PPM_v = \frac{P_w}{(P_{tot} - P_w)} 10^6$$

Όγκος των υδρατμών προς τον ολικό όγκο ξηρού αέρα

ppm_w

$$PPM_m = \frac{M_w P_w}{M_d (P_{tot} - P_w)} 10^6$$

Μάζα των υδρατμών προς την ολική μάζα ξηρού αέρα

M_w is molecular mass of water ; M_d is molecular mass of dry air

Σημείωση: ppm είναι ένα απόλυτο μέτρο, και δεν επηρεάζεται από την θερμοκρασία ή την πίεση

ppm_v ppm_w

(volume/weight)

<u>Td/f</u>	<u>PPMw</u>	<u>PPMv</u>
-40.00	14	23
-35.00	24	39
-30.00	42	67
-25.00	69	111
-20.00	113	181
-15.00	181	290
-10.00	284	456
-5.00	439	706

$$PPM_v = \frac{P_w}{(P_{tot} - P_w)} 10^6$$

$$PPM_m = \frac{M_w P_w}{M_d (P_{tot} - P_w)} 10^6$$

$$Mw/Md = .621980$$

Wet bulb temperature

(°C, °F)

T_w



The temperature indicated by a thermometer sheathed in a wet cloth as air is passed over it

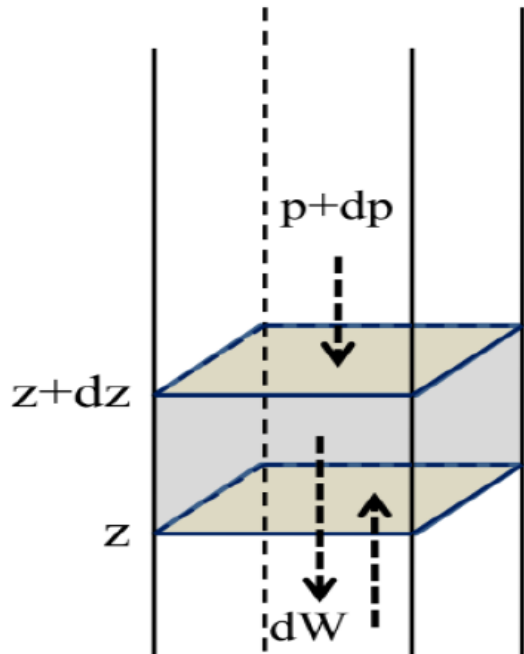
Η ατμόσφαιρα σε Υδροστατική Ισορροπία

Η αρχή της υδροστατικής ισορροπίας διέπει ένα ρευστό σε κατάσταση ηρεμίας

- » μια εξωτερική δύναμη, όπως η δύναμη βαρύτητας, ισορροπείται από δυνάμεις βαθμίδας της πίεσης (βαροβαθμίδας)
- » Παρόλο που η ατμόσφαιρα βρίσκεται σε άεναο κίνηση λόγω των ανέμων, οι νόμοι της υδροστατικής ισορροπίας ισχύουν σε ικανοποιητικό βαθμό στην ατμόσφαιρα, κυρίως επειδή οι κατακόρυφες επιταχύνσεις του αέρα είναι πολύ μικρές ως αμελητέες.

Η ατμόσφαιρα σε Υδροστατική Ισορροπία

- » Κάθε μόριο αέρα έλκεται από τη γη, με την κίνησή του όμως να εμποδίζεται λόγω των κρούσεων με τα μόρια του αέρα που βρίσκονται στα κατώτερα ύψη. Το αποτέλεσμα είναι, ότι σε ένα οριζόντιο επίπεδο, η «προς τα κάτω» δύναμη λόγω βαρύτητας, εξισορροπείται από την «προς τα πάνω» δύναμη λόγω των κρούσεων



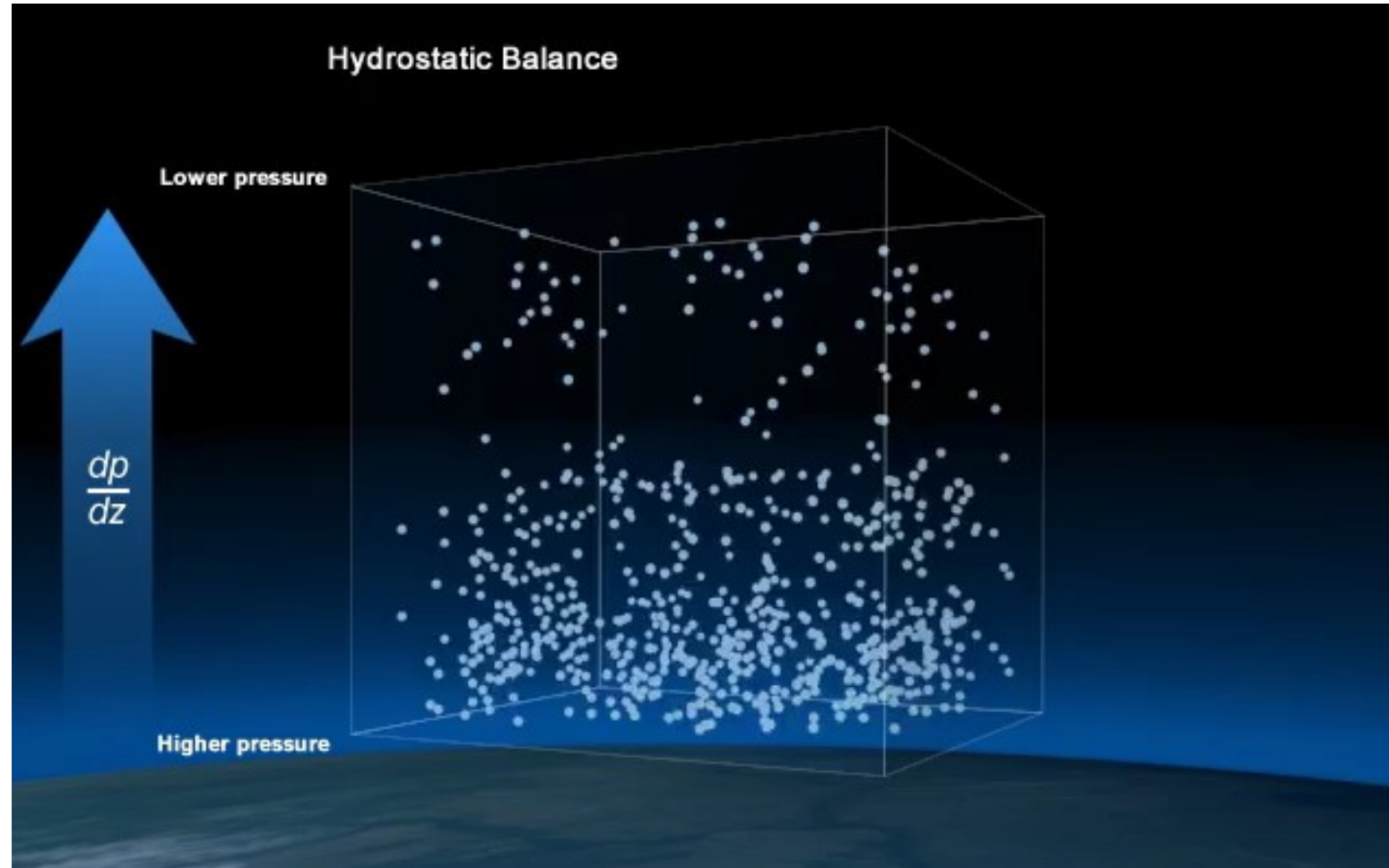
$$-dW - (p+dp)A + pA = 0$$

$$dp = -g\rho dz$$

$$\frac{dp}{dz} = -g\rho$$

- » Το αρνητικό πρόσημο εκφράζει ότι η πίεση μειώνεται με το ύψος

Η ατμόσφαιρα σε Υδροστατική Ισορροπία



Θερμοδυναμική της Ατμόσφαιρας

Η θερμοδυναμική ασχολείται με τους μετασχηματισμούς της θερμότητας σε άλλες μορφές ενέργειας

- » Μελετά συστήματα που βρίσκονται σε ισορροπία
- » Μας λέει αν ένα σύστημα θα υποστεί μια συγκεκριμένη μεταβολή
- » Δεν μας λέει τι θα συμβεί ενδιάμεσα ή πόσο γρήγορα ή αργά θα συμβεί η μεταβολή (χημική κινητική: ταχύτητα και μηχανισμός)

Η θερμοδυναμική σχετίζεται με την μετεωρολογία καθώς τα φαινόμενα που συμβαίνουν στην ατμόσφαιρα είναι αποτέλεσμα μετασχηματισμών της θερμικής ενέργειας που δέχεται η Γη από τον Ήλιο



Θεώρηση του ξηρού αέρα

Περιγραφή συστήματος

Μακροσκοπική

(μακροσκοπικές μεταβλητές)

- Καμία παραδοχή δομής
- Λίγες
- Βασικές – θεμελιώδης
- Άμεσα μετρήσιμες

Θερμοδυναμική

Κλάδος των φυσικών επιστημών που ασχολείται με τις μακροσκοπικές φυσικές ιδιότητες και πάντα με τη **θερμοκρασία**



Μέση τιμή

Μικροσκοπική

(μικροσκοπικές μεταβλητές)

- Παραδοχές δομής, αλληλεπιδράσεων
- Πολλές ποσότητες
- Δίνονται από μαθηματικά μοντέλα
- Υπολογίσιμες αλλά όχι μετρήσιμες

Στατιστική Φυσική

Κλάδος των φυσικών επιστημών που ασχολείται με τις μικροσκοπικές φυσικές ιδιότητες



Πιο πιθανή τιμή

Θερμοδυναμικές μεταβλητές

Έστω μια ορισμένη μάζα ενός αερίου: Η θερμοδυναμική κατάσταση ορίζεται από τρεις **θερμοδυναμικές μεταβλητές**

- » Πίεση (P)
- » Θερμοκρασία (T)
- » Όγκο (V)

Αλλαγή της θερμοδυναμικής κατάστασης συνεπάγεται και την αλλαγή τουλάχιστον 2 θερμοδυναμικών μεταβλητών

Ομοιότητες Θερμοδυναμικής – Στατιστικής Φυσικής

Σχετική διακύμανση μιας θερμοδυναμικής ποσότητας

$$\frac{\langle E^2 \rangle - \langle E \rangle^2}{\langle E \rangle^2} \approx \frac{1}{N}$$

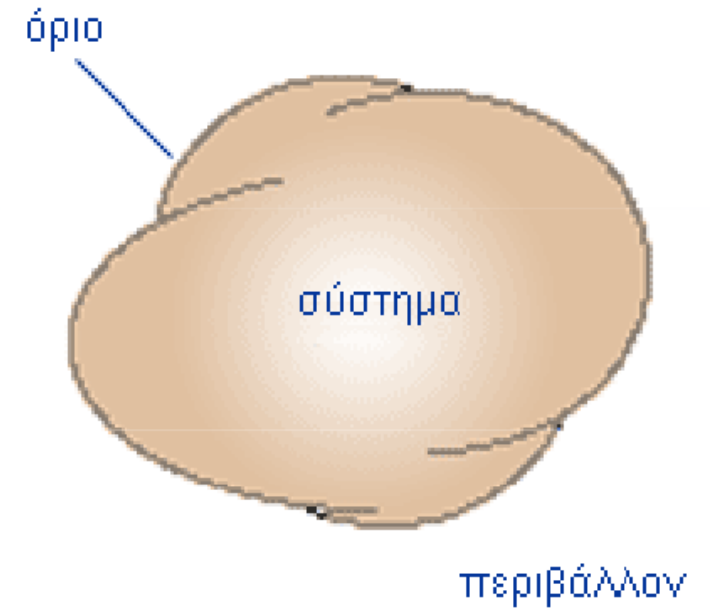
Όμως σε ένα μακροσκοπικό σύστημα η σχετική διακύμανση μιας θερμοδυναμικής ποσότητας είναι πολύ μικρή

Επίσης η κατανομή πιθανότητας του E , είναι μια Γκαουσιανή (κεντρικό θεώρημα θεωρίας πιθανότητων) με ασήμαντο εύρος γύρω από τη μέση τιμή)

Άρα στο όριο $N \rightarrow \infty$ η **πιο πιθανή τιμή** και η **μέση τιμή** ταυτίζονται

Θερμοδυναμικό σύστημα

Κάθε ποσότητα ύλης που περιορίζεται από μια κλειστή (πραγματική ή φανταστική) επιφάνεια



Ανοικτό σύστημα

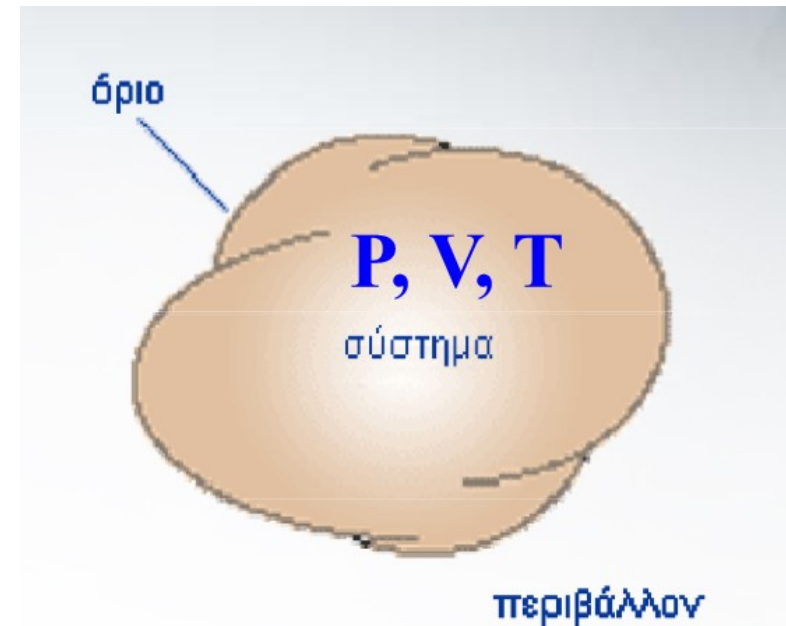
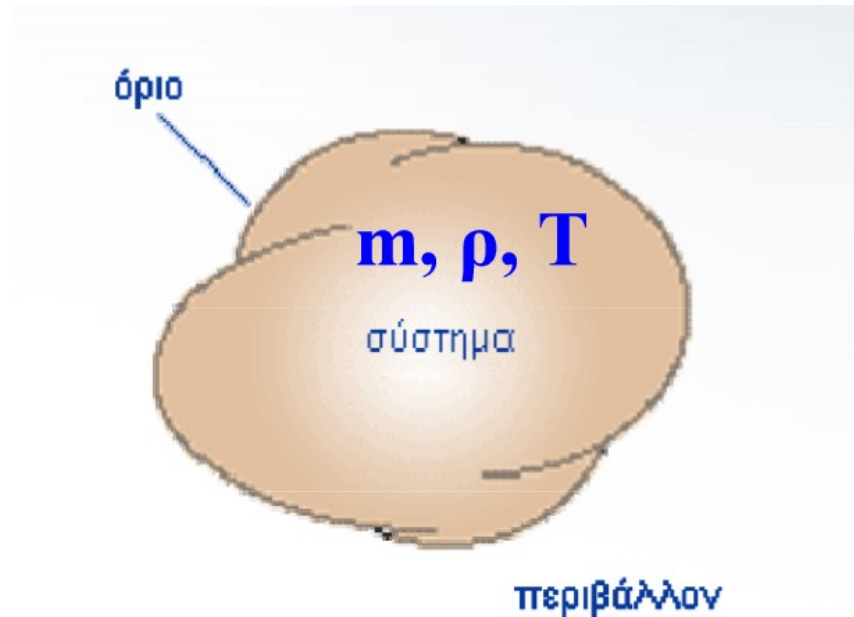
Αν από την οριακή αυτή επιφάνεια περνάει **μάζα** από ή προς το σύστημα

Κλειστό σύστημα

Αν από την οριακή αυτή επιφάνεια δεν περνάει **μάζα** από ή προς το σύστημα

Καταστατικές μεταβλητές

Οι μεταβλητές που είναι απαραίτητες για τον προσδιορισμό της κατάστασης ενός θερμοδυναμικού συστήματος



Σύστημα σε ισορροπία: όταν οι τιμές των καταστατικών μεταβλητών είναι ίδιες σε όλα τα σημεία του συστήματος

Θερμοδυναμικά χαρακτηριστικά του ξηρού αέρα

Από θερμοδυναμική άποψη, ο ατμοσφαιρικός αέρας αποτελείται από:

Ξηρό αέρα: Μείγμα των αερίων πλην των υδρατμών

Νερό: στις τρεις φυσικές καταστάσεις του

Ο ατμοσφαιρικός αέρας μπορεί να είναι είτε:

Υγρός αέρας: όταν περιέχει υδρατμούς, είτε

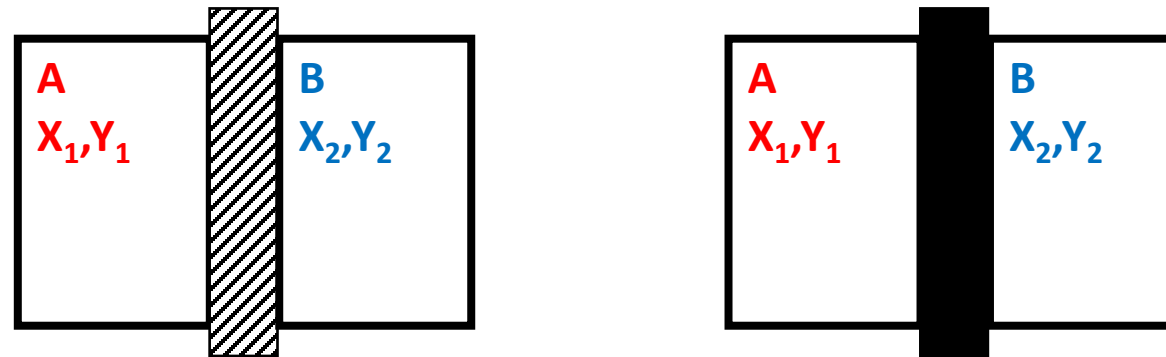
Ξηρός αέρας: όταν δεν περιέχει υδρατμούς

$$\text{Υγρός αέρας} = \text{Ξηρός αέρας} + \text{Υδρατμοί}$$

Θερμική Ισορροπία

Έστω δύο συστήματα σταθερής μάζας και σύστασης που περιγράφονται από δύο ανεξάρτητες μεταβλητές X, Y

Κατάσταση ισορροπίας ονομάζεται η κατάσταση όπου οι τιμές των μεταβλητών X και Y παραμένουν σταθερές



Συστήματα διαχωρισμένα με αδιαβατικό τοίχωμα και με διαθερμικό τοίχωμα

Θερμική ισορροπία είναι η τελική κατάσταση δύο ή περισσότερων συστημάτων σε επαφή δια μέσου διαθερμικού τοιχώματος όπου οι τιμές των μεταβλητών κάθε συστήματος είναι περιορισμένες

Μηδενικός νόμος της Θερμοδυναμικής

Δύο συστήματα σε θερμική ισορροπία με ένα τρίτο βρίσκονται σε θερμική ισορροπία μεταξύ τους

Αρχή λειτουργίας θερμομέτρων

Κάνοντας χρήση του μηδενικού νόμου μπορούμε να δείξουμε την ύπαρξη μιας καταστατικής μεταβλητής με την ιδιότητα να έχει την ίδια τιμή για διαφορετικά συστήματα που βρίσκονται σε ισορροπία μεταξύ τους. Η μεταβλητή αυτή είναι η **θερμοκρασία**

Ικανή και αναγκαία συνθήκη θερμικής ισορροπίας = **ίδια θερμοκρασία**

Καταστατική εξίσωση

Είναι η σχέση που συνδέει τις τρεις θερμοδυναμικές μεταβλητές και περιγράφει την κατάσταση του αερίου

Νόμος του Boyle: Σε μια ορισμένη μάζα ενός αερίου, που μεταβάλλεται η κατάσταση του με τέτοιο τρόπο ώστε η **θερμοκρασία** του να παραμένει σταθερή, η πίεση μεταβάλλεται αντιστρόφως ανάλογα με τον όγκο του

Νόμος του Charles: Σε μια ορισμένη μάζα ενός αερίου, που μεταβάλλεται η κατάσταση του με τέτοιο τρόπο ώστε η **πίεση** του να παραμένει σταθερή, ο όγκος μεταβάλλεται ανάλογα με την απόλυτη θερμοκρασία του

$$\frac{pV}{T} = ct$$

Καταστατική εξίσωση

Για κάθε ιδανικό αέριο, και κατά προσέγγιση και για το ξηρό ατμοσφαιρικό αέρα, ισχύει:

$$PV = nR^*T$$

Πίεση Όγκος Αριθμός moles Παγκόσμια σταθερά αερίων $8.31 \text{ J mol}^{-1} \text{ grad}^{-1}$ Θερμοκρασία

Άλλη μορφή της εξίσωσης:

$$P\alpha = R_a T$$

Ειδικός όγκος

$$\alpha = \frac{1}{\rho}$$

$$R_a = R^*/MB = 287 \text{ J kgr}^{-1} \text{ grad}$$

$$P = \rho R_a T$$

Πυκνότητα

Η ατμόσφαιρα σε Υδροστατική Ισορροπία

» Αν η πίεση στο ύψος z είναι $p(z)$ τότε μεταξύ των υψών z και ∞

$$\int_z^{\infty} dp = - \int_z^{\infty} g\rho dz$$

» Θεωρώντας ότι $p_{\infty} = 0$ τότε $p(z) = \int_z^{\infty} g\rho dz$

» Η πυκνότητα μπορεί να εκφρασθεί συναρτήσει της πίεσης και της θερμοκρασίας με την βοήθεια της εξίσωσης ιδανικών αερίων

$$\rho = p \frac{\mu}{R^* T} = \frac{p}{RT}$$

$$\mu = 28,97 \text{ g/mol}$$

R^* η παγκόσμια σταθερά αερίων

$$R = R^* / \mu$$

$$dp = -p \frac{\mu g}{R^* T} dz = -\frac{p g}{RT} dz$$

Βαρομετρική εξίσωση

» Ολοκληρώνοντας

$$p(z) = p_0 \exp\left(-\int_0^z \frac{\mu g}{R^* T} dz\right) = p_0 \exp\left(-\int_0^z \frac{g}{RT} dz\right)$$
$$\rho(z) = \rho_0 \frac{T_0}{T(z)} \exp\left(-\int_0^z \frac{\mu g}{R^* T} dz\right)$$

» Όμως με βάση την εξίσωση των ιδανικών αερίων

$$p(z)/p_0 = \rho(z)T(z)/\rho_0 T_0$$

Η μεταβολή της πίεσης ή της πυκνότητας ενός αέριου συστατικού με το ύψος εξαρτάται από το είδος του αερίου (μ) και από την θερμοκρασία

- » Ομογενής ατμόσφαιρα
- » Ισόθερμη ατμόσφαιρα
- » Πολυτροπική ατμόσφαιρα

Ομογενής ατμόσφαιρα $\rho(z) = \rho_0 = \text{const}$

$$p(z) = p_0 - g_0 \rho_0 z$$

Η πίεση μειώνεται γραμμικά με το ύψος
Και μηδενίζεται στο ύψος

$$z = \frac{p_0}{g \rho_0} = \frac{R^* T}{\mu g_0} = \frac{RT}{g_0} = H$$

Η παράμετρος H ονομάζεται κλιμακα ύψους και στην περίπτωση μας ισούται με το ύψος της ομογενούς ατμόσφαιρας

Ομογενής ατμόσφαιρα $\rho(z)=\rho_0=\text{const}$

Κάνοντας χρήση του νόμου ιδανικών αερίων $\rho=p/RT$

Η υδροστατική εξίσωση γράφεται $\frac{dp}{p} = -\frac{g}{RT} dz = -\frac{dz}{H}$

Η παράμετρος H ονομάζεται κλιμακα ύψους και στην περίπτωση μας ισούται με το ύψος της ομογενούς ατμόσφαιρας

Ομογενής ατμόσφαιρα $\rho(z)=\rho_0=\text{const}$

Η μεταβολή της θερμοκρασίας με το ύψος, στην ομογενή ατμόσφαιρα μπορεί να βρεθεί από την εξίσωση των ιδανικών αερίων για ξηρό αέρα $T=p/R\rho$

Διαφορίζοντας

$$\frac{dT}{dz} = \frac{1}{R\rho} \frac{dp}{dz} = -\frac{g_0}{R} = -34,2^\circ / \text{km} .$$

Πολυτροπική ατμόσφαιρα $\gamma = dT/dz = \text{const}$

$$\frac{dp}{p} = -\frac{gdz}{RT} = -\frac{gdz}{R(T_0 - \gamma z)} = \frac{g}{R\gamma} \frac{dT}{T}$$

$$\frac{p(z)}{p_0} = \left(\frac{T(z)}{T_0} \right)^{g_0/\gamma R} = \left(1 - \frac{\gamma z}{T_0} \right)^{g_0/\gamma R}$$

Καταστατική εξίσωση ξηρού και υγρού αέρα

Καταστατική εξίσωση του **ξηρού αέρα**:

$$P = \rho R_a T$$

Καταστατική εξίσωση των **υδρατμών**:

$$e = \rho_v R_v T$$

Όπου ρ η πυκνότητα του ξηρού αέρα
 ρ_v η πυκνότητα των υδρατμών

$$R_v = R^*/M_{B_v} = 462 \text{ J kgr}^{-1} \text{ grad}$$

η “ειδική σταθερά” ακόρεστων υδρατμών

$$R_a = R^*/M_B = 287 \text{ J kgr}^{-1} \text{ grad}$$

η “ειδική σταθερά” του ξηρού αέρα

$$R_v > R_a$$

Καταστατική εξίσωση ξηρού και υγρού αέρα

Παρομοίως, για την καταστατική εξίσωση του **υγρού** αέρα, θα ισχύει:

$$P = \rho_m R_m T$$

Όπου ρ_m η πυκνότητα του υγρού αέρα

R_m η ειδική σταθερά του υγρού αέρα

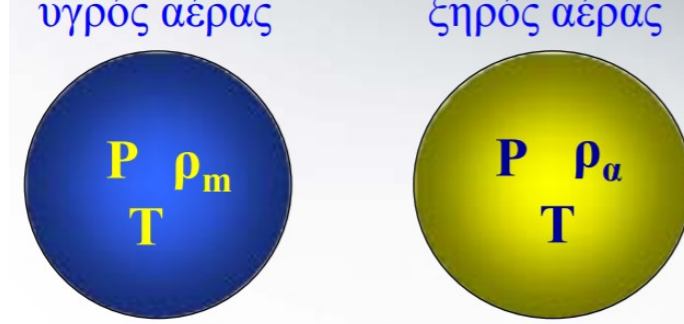
Η περιεκτικότητα όμως σε υδρατμούς του υγρού αέρα δεν είναι σταθερή, άρα ούτε και τα ρ_m και R_m είναι σταθερά

Μεταξύ των R_m και R_a ισχύει η σχέση $R_m = R_a(1 + 0.61r)$

$$P = \rho_m R_a (1 + 0.61r) T$$

↙ Αναλογία μείγματος

Θεωρούμε ένα δείγμα υγρού αέρα και ένα δείγμα ξηρού αέρα με την ίδια πίεση P και θερμοκρασία T έχουμε:



Για το δείγμα ξηρού αέρα: $P = \rho_\alpha R_\alpha T$

Για το δείγμα υγρού αέρα: $P = \rho_m R_\alpha (1 + 0.61r) T$

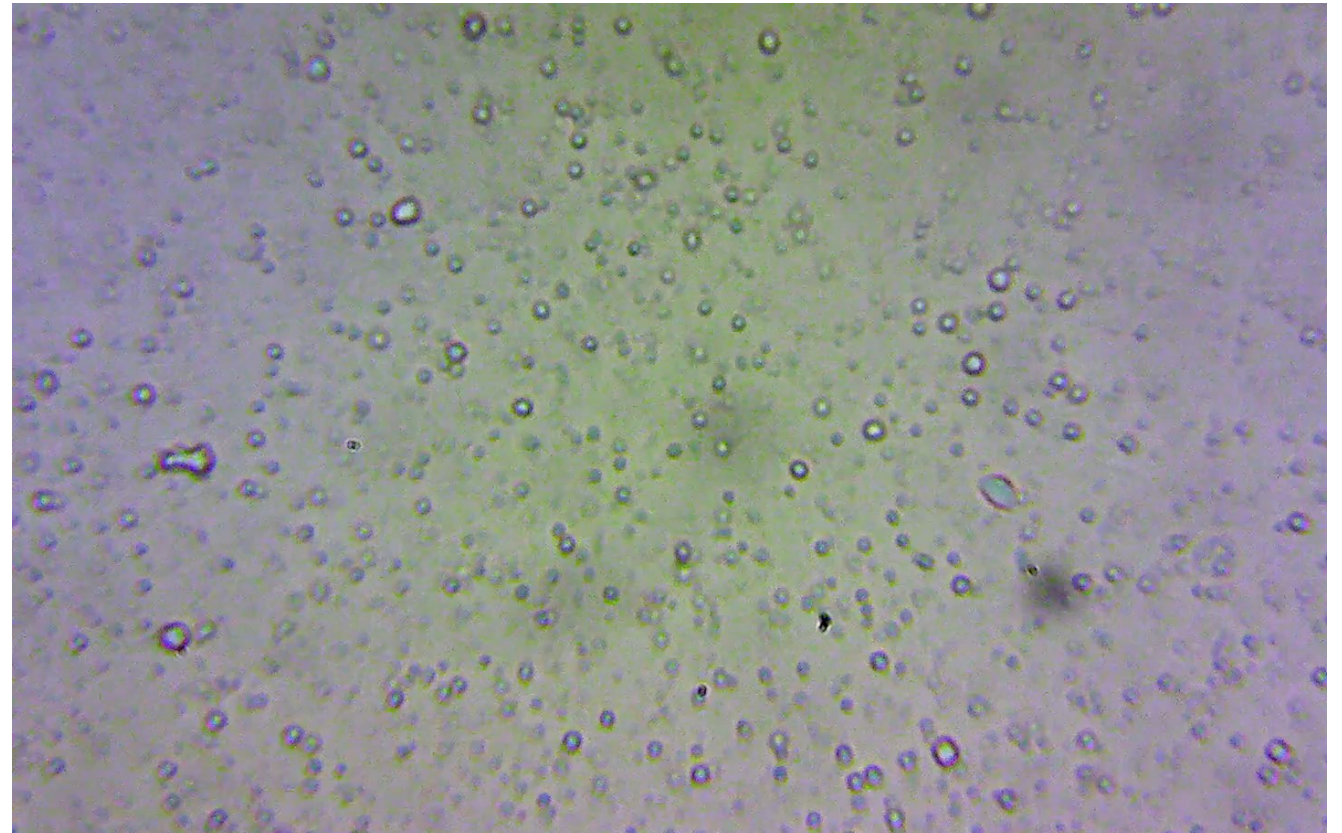
$$\rho_m R_\alpha (1 + 0.61r) T = \rho_\alpha R_\alpha T \Rightarrow \rho_m = \frac{1}{(1+0.61r)} \rho_\alpha$$

Στις **ίδιες συνθήκες πίεσης και θερμοκρασίας:**

- Η **πυκνότητα του υγρού** αέρα είναι **μικρότερη** αυτής του ξηρού αέρα (ανοδικές κινήσεις)
- Όσο **αυξάνει η υγρασία r** ενός δείγματος υγρού αέρα, τόσο **ελαφρύτερο** γίνεται

Θερμική κίνηση Brown

- Το παρακάτω παράδειγμα δεν αφορά σε ιδανικό αέριο
 - Αέανη
 - Ισόθερμη
 - Brown
 - Einstein



Παραδοχές Ιδανικού αερίου

- » Μονοατομικό αδρανές αέριο
- » Τεράστιος αριθμός μορίων
- » Μικρά μόρια αμελητέου όγκου (σε σχέση με το δοχείο που τα περιέχει)
- » Μόρια σε συνεχή άτακτη κίνηση
- » Ελαστικές συγκρούσεις
- » Ομαλή κίνηση μεταξύ συγκρούσεων
- » Απουσία έλξεων / απώσεων μεταξύ μορίων

Καταστατική εξίσωση

Η κατάσταση ενός αερίου καθορίζεται απόλυτα, όταν είναι γνωστή η τιμή 2 από τις 3 μεταβλητές τους. Η 3^η μεταβλητή υπολογίζεται από την καταστατική εξίσωση

Καταστατική εξίσωση μίγματος αερίων:

Θεωρούμε ένα μίγμα αερίων με μάζες m_1, m_2, \dots, m_n

Συνολικά η μάζα θα είναι

$$m = m_1 + m_2 + \dots + m_n$$

Νόμος Dalton:

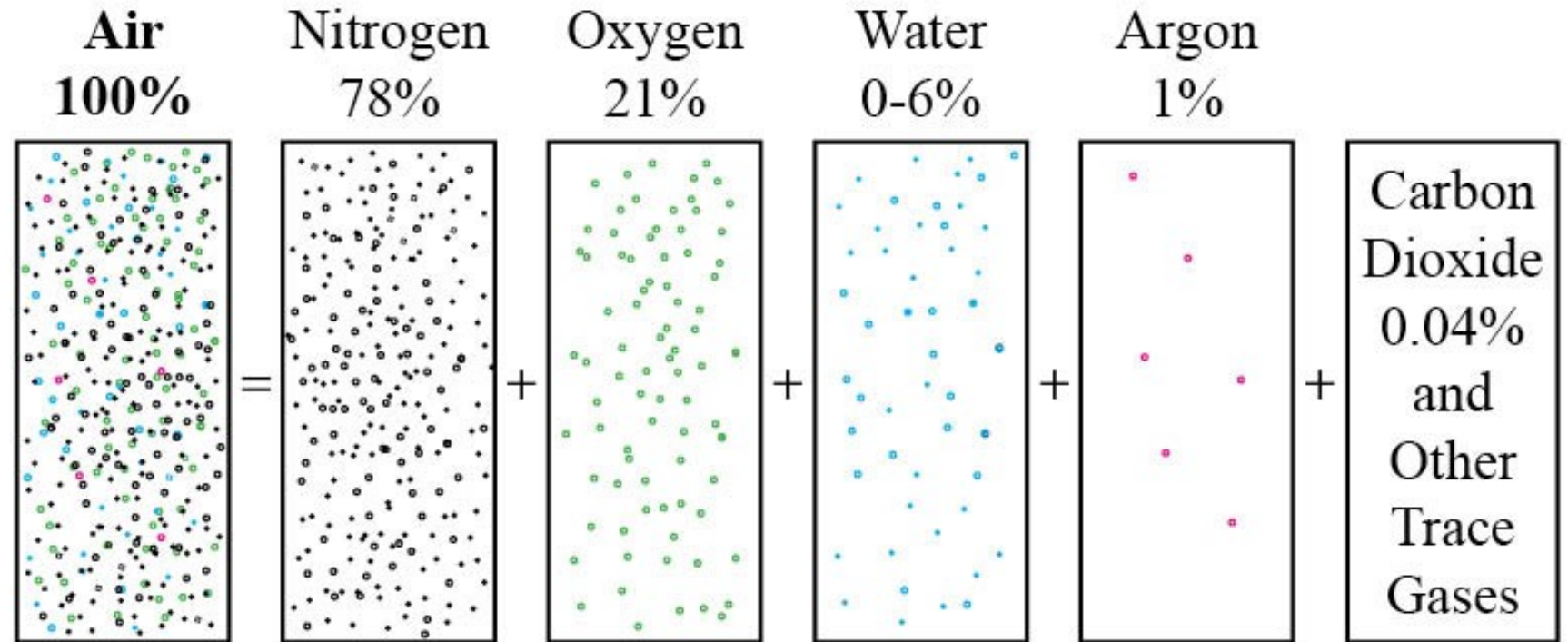
Κάθε αέριο του μείγματος καταλαμβάνει ολόκληρο τον όγκο και άρα η ολική πίεση του μίγματος ισούται με το άθροισμα των μερικών πιέσεων

$$p = p_1 + p_2 + \dots + p_n$$

Dalton's Law

$$p = nkT$$

$$p = \sum p_i = (\sum n_i kT)$$



Καταστατική εξίσωση

Ισχύει η καταστατική εξίσωση για κάθε αέριο του μίγματος

$$P_i = \rho_i \cdot R_i \cdot T \quad \text{όπου: } i = 1, 2, 3, \dots, n$$

Αθροίζοντας κατά μέλη προκύπτει

$$\underbrace{p_1 + p_2 + p_3 + \dots + p_n}_P = \underbrace{(m_1 R_1 + m_2 R_2 + \dots + m_n R_n)}_{m R} \frac{T}{V}$$

Επομένως

$$\boxed{P = mR \frac{T}{V}} \Leftrightarrow \boxed{PV = mRT} \quad \text{όπου} \quad R = \frac{m_1}{m} R_1 + \frac{m_2}{m} R_2 + \dots + \frac{m_n}{m} R_n$$

έχει τον ρόλο της ειδικής σταθεράς του μίγματος

Ειδικές θερμότητες του αέρα

Η ειδική θερμότητα των αερίων εκφράζει τη θερμότητα (σε Joule) που απαιτείται για να αυξησει τη θερμοκρασία ενός Kgr αερίου κατά 1 βαθμό (1 grad)

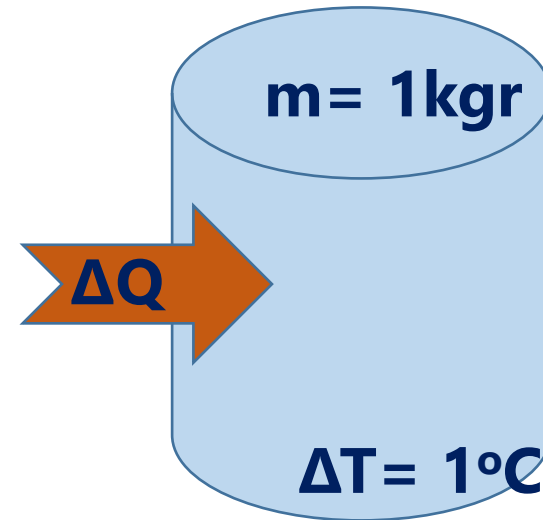
$$c = \frac{\Delta Q}{m\Delta T}$$

Αν αυτό συμβαίνει:

Υπό **σταθερή πίεση** έχουμε C_p

Υπό **σταθερό όγκο** έχουμε C_v

Μονάδες: $[J \text{ Kgr}^{-1} \text{ grad}^{-1}]$



Ειδικές θερμότητες του αέρα

Για το **ξηρό** αέρα ισχύει $C_{pa} - C_{va} = R_a$

Για τους **υδρατμούς** ισχύει $C_{pv} - C_{vv} = R_v$

Για τον υγρό αέρα, όταν δεν απαιτείται μεγάλη ακρίβεια ισχύει:

$$C_{pv} \cong C_{pa}$$

$$C_{vv} \cong C_{va}$$

Έργο εκτόνωσης αερίου

Έστω ο όγκος μιας ορισμένης και μικρής μάζας αερίου που υποθέτουμε ότι περιβάλλεται από μια νοητή επιφάνεια αυξηθεί λίγο (κατά ΔV), τότε το αέριο παράγει ένα μικρό έργο δW που δίνεται από την σχέση

$$\delta w = p dV$$

Η πίεση που ασκεί το αέριο προς το περιβάλλον του είναι η δύναμη που ασκεί η μάζα αυτού του αερίου κάθετα στη μονάδα εμβαδού της νοητής επιφάνειας που υποθέτουμε ότι περιβάλλει το αέριο με κατεύθυνση προς τα έξω.

Άρα, η συνολική δύναμη που ασκεί για τη μικρή αυτή μάζα αερίου με σταθερή πίεση είναι pA

$$\left. \begin{array}{l} \text{Έργο: } \delta w = F dx = F dn \\ F = pA \end{array} \right\} \delta w = P(A dn) = P dV \Rightarrow \delta w = p dV$$

Έργο εκτόνωσης αερίου

Αν $m=1$ τότε $dV = da$ το έργο ορίζεται ως ειδικό έργο, w , και είναι το έργο της μονάδας μάζας

Όταν $da > 0$ δηλαδή έχουμε εκτόνωση θεωρούμε το στοιχειώδες έργο είναι θετικό $dw > 0$ και λέμε ότι το αέριο παράγει θετικό έργο

Όταν $da < 0$ δηλαδή έχουμε συμπίεση θεωρούμε το στοιχειώδες έργο είναι αρνητικό $dw < 0$ και λέμε ότι το αέριο παράγει αρνητικό έργο ή διαφορετικά ότι το αέριο καταναλώνει έργο

Ειδική θερμότητα

Ειδική θερμότητα ενός σώματος είναι το ποσό της θερμότητας που απαιτείται για να αυξηθεί η θερμοκρασία της μονάδας του σώματος κατά 1 βαθμό

Για τα αέρια υπάρχουν δύο διαδικασίες ή καταστάσεις κατά τις οποίες μπορεί να χορηγηθεί η θερμότητα ώστε να αυξηθεί η θερμοκρασία του αερίου κατά 1 βαθμό

- » με **σταθερή πίεση C_s**
- » με **σταθερό όγκο C_v**

Ειδική θερμότητα υπό σταθερή πίεση

Λόγω της σταθερής πίεσης σύμφωνα με την καταστατική εξίσωση των ιδανικών αερίων η **αύξηση της θερμοκρασίας** οδηγεί σε αύξηση του όγκου και άρα **εκτόνωση του αερίου**, δηλαδή παραγωγή έργου



Επομένως το ποσό θερμότητας C_p όχι μόνο αυξάνει τη θερμοκρασία της μονάδας μάζας του αερίου κατά 1 βαθμό αλλά **χρησιμοποιείται και για την παραγωγή έργου**

Ειδική θερμότητα υπό σταθερό όγκο

Λόγω του σταθερού όγκου η μεταβολή της θερμοκρασίας **δεν** οδηγεί σε μεταβολή του όγκου και άρα **δεν έχουμε** παραγωγή ή κατανάλωση έργου



Επομένως:

$$C_p > C_v$$

$$C_v = 718 \frac{J}{kg \cdot ^\circ K}$$

$$C_p = 1005 \frac{J}{kg \cdot ^\circ K}$$

1^{ος} θερμοδυναμικός νόμος

Ο 1^{ος} θερμοδυναμικός νόμος είναι η αρχή διατήρησης της ενέργειας για ένα θερμοδυναμικό σύστημα

Αν σε μια ορισμένη μάζα αερίου χορηγηθεί μικρή ποσότητα **θερμότητας dQ** , ένα μέρος αυτής θα χρησιμοποιηθεί για την **παραγωγή έργου dW** και το υπόλοιπο για τη μεταβολή της **εσωτερικής ενέργειας dU**

$$dQ = dU + dW \quad dq = du + dw.$$

Μεταβολή της εσωτερικής ενέργειας αερίου σημαίνει μεταβολή της θερμοκρασίας της μάζας του αερίου ή και για την υπερνίκηση των δυνάμεων συνοχής των μορίων



Επομένως η εσωτερική ενέργεια μιας ορισμένης μάζας αερίου εξαρτάται από τη θερμοκρασία του και ορισμένες μοριακές ιδιότητες και διεργασίες

1^{ος} θερμοδυναμικός νόμος

$$dq = du + dw.$$

Το **στοιχειώδες ειδικό έργο** dw είναι η πίεση του αερίου επί το στοιχειώδες ειδικό όγκο $dw = pdv$.

Η **στοιχειώδες εσωτερική ενέργεια** du : για τα ιδανικά αέρια αύξηση της εσωτερικής ενέργειας οφείλεται σε αύξηση της θερμοκρασίας, η μεταβολή της οποίας είναι ανάλογη της προστιθέμενης θερμότητας, έτσι ώστε να ισχύει

$$dq = cdT$$



Επομένως προκύπτει ότι για την ίδια ποσότητα θερμότητας η μέγιστη μεταβολή της θερμοκρασίας του αερίου επιτυγχάνεται όταν κατά την παροχή της θερμότητας δεν εκτελείται έργο στο περιβάλλον

$$\left(\frac{dq}{dT} \right)_v \equiv c_v:$$

1^{ος} θερμοδυναμικός νόμος

Άρα, αντικαθιστώντας: $dq = du + dw$. \rightarrow $dq = c_v dT + p dv$

Διαφορίζοντας την καταστατική εξίσωση: $d(pv = RT) \Rightarrow p dv = RdT - v dp$

$$dq = c_p dT - v dp$$

Ειδικές μεταβολές Κατάστασης

Συχνά εμφανίζονται ειδικές μεταβολές, τέτοιες ώστε μία από τις μεταβλητές P, V, T να παραμένει σταθερή

» Τότε η εξίσωση διατήρησης της ενέργειας μπορεί να ολοκληρωθεί και μπορούμε να υπολογίσουμε το ολικό ποσό της θερμότητας που απαιτείται για μια πεπερασμένη μεταβολή της κατάστασης του αερίου

Ειδικές μεταβολές Κατάστασης

» **Ισοβαρής μεταβολή, $dp=0$**

$$dq = c_p dT = (c_p / c_v) c_v dT = (c_p / c_v) du.$$

» **Ισόθερμη μεταβολή, $dT=0$**

$$dq = p dv = -v dp = dw.$$

» **Ισόχωρη μεταβολή, $dV=0$**

$$dq = c_v dT = du.$$

» **Αδιαβατική μεταβολή, $dQ = 0$** (α): $c_v dT = -p dv$ ή (β): $c_p dT = v dp$



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

Εξίσωση Poisson

Εξίσωση Poisson

Για μια αδιαβατική μεταβολή του **ξηρού** αέρα από κατάσταση (α_1, P_1, T_1) σε (α_2, P_2, T_2) αποδεικνύεται ότι ισχύει:

$$C_p \frac{dT}{T} = R \frac{dP}{P} \quad \frac{dT}{T} = \frac{R}{C_p} \frac{dP}{P} \quad d\ln(T) = \frac{R}{C_p} d\ln(P)$$

$$\ln \frac{T_2}{T_1} = \frac{R}{C_p} \cdot \ln \frac{P_2}{P_1}$$

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

Εξίσωση Poisson

$$\frac{R}{C_p} = 0,286$$

Κατά τη κατακόρυφη προς τα άνω ή προς τα κάτω κίνηση της αέριας μάζας η θερμοκρασία αυξάνεται ή μειώνεται αντίστοιχα, με βάση την εξίσωση Poisson π.χ αδιαβατική εκτόνωση από τα 1000 έως 500 hPa (mbars) $\Delta T/T = 18\%$

Εξίσωση Poisson

Για μια αδιαβατική μεταβολή του **υγρού** αέρα από κατάσταση (α_1, P_1, T_1) σε (α_2, P_2, T_2) αποδεικνύεται ότι ισχύει:

$$\cancel{dq} = C_{p\alpha} dT - \alpha dp \Rightarrow$$

$$\frac{T_2}{T_1} = \left(\frac{P_2}{P_1} \right)^{R/C_P} \quad \text{Εξίσωση Poisson}$$

$$R_m = R_\alpha (1 + 0.61r)$$

$$C_{pm} = C_{p\alpha} (1 + 0.83r)$$

Εξίσωση Poisson

Για το **ξηρό** αέρα

$$\frac{T_2}{T_1} = \frac{P_2^{0.286}}{P_1}$$

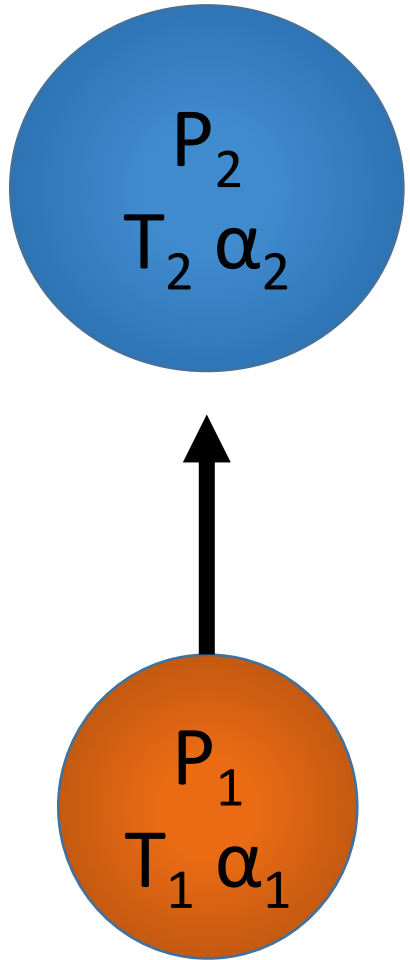
Για το **υγρό** αέρα

$$\frac{T_2}{T_1} = \frac{P_2^{0.286(1-0.2r)}}{P_1}$$

Για την ίδια ελάττωση της πίεσης η ελάττωση της θερμοκρασίας είναι μικρότερη για τον υγρό αέρα

Ανοδικές και καθοδικές κινήσεις στην ατμόσφαιρα

$$\frac{T_2}{T_1} = \frac{P_2}{P_1}^{0.286(1-0.2r)}$$



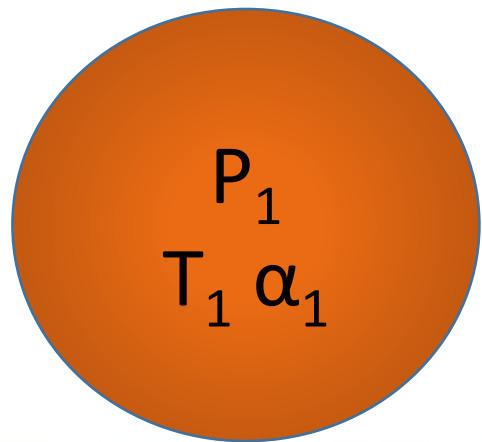
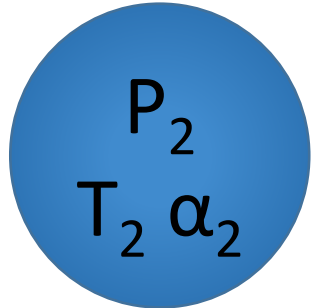
Σε έντονες ανοδικές ή καθοδικές κινήσεις αερίων μαζών οι μεταβολές θεωρούνται **αδιαβατικές**

Αν $P_2 < P_1$ θα είναι $T_2 < T_1$ δηλ. **ανοδική κίνηση** → **ψύξη αέριας μάζας** λόγω εκτόνωσης

Παράγεται έργο → μειώνεται η εσωτερική ενέργεια

Ανοδικές και καθοδικές κινήσεις στην ατμόσφαιρα

$$\frac{T_2}{T_1} = \frac{P_2}{P_1}^{0.286(1-0.2r)}$$



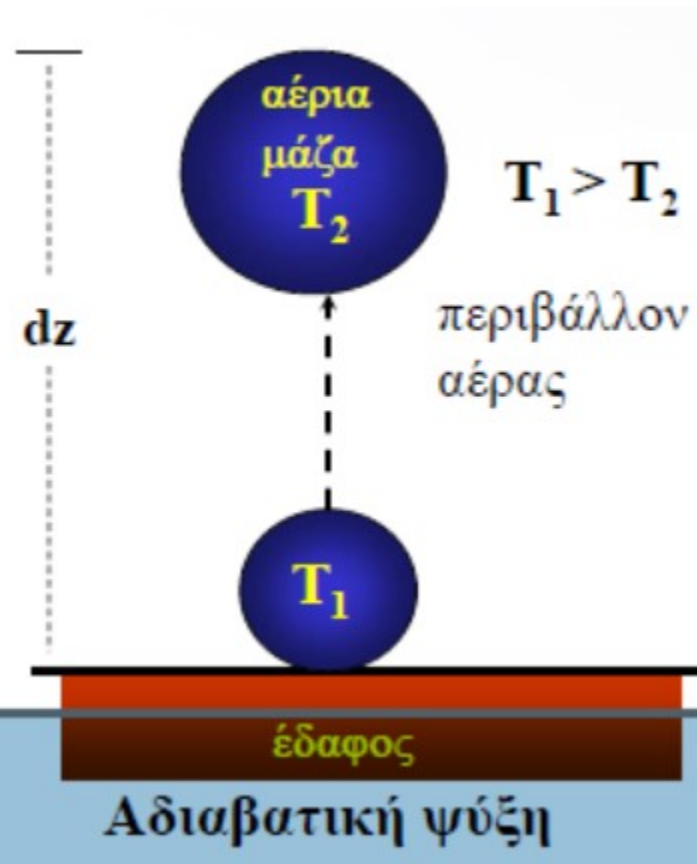
Σε έντονες ανοδικές ή καθοδικές κινήσεις αερίων μαζών οι μεταβολές θεωρούνται **αδιαβατικές**

Αν $P_2 > P_1$ θα είναι $T_2 > T_1$ δηλ. **καθοδική κίνηση** → **θέρμανση αέριας μάζας** λόγω συμπίεσης

Καταναλώνεται έργο → αυξάνεται η εσωτερική ενέργεια

Ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα

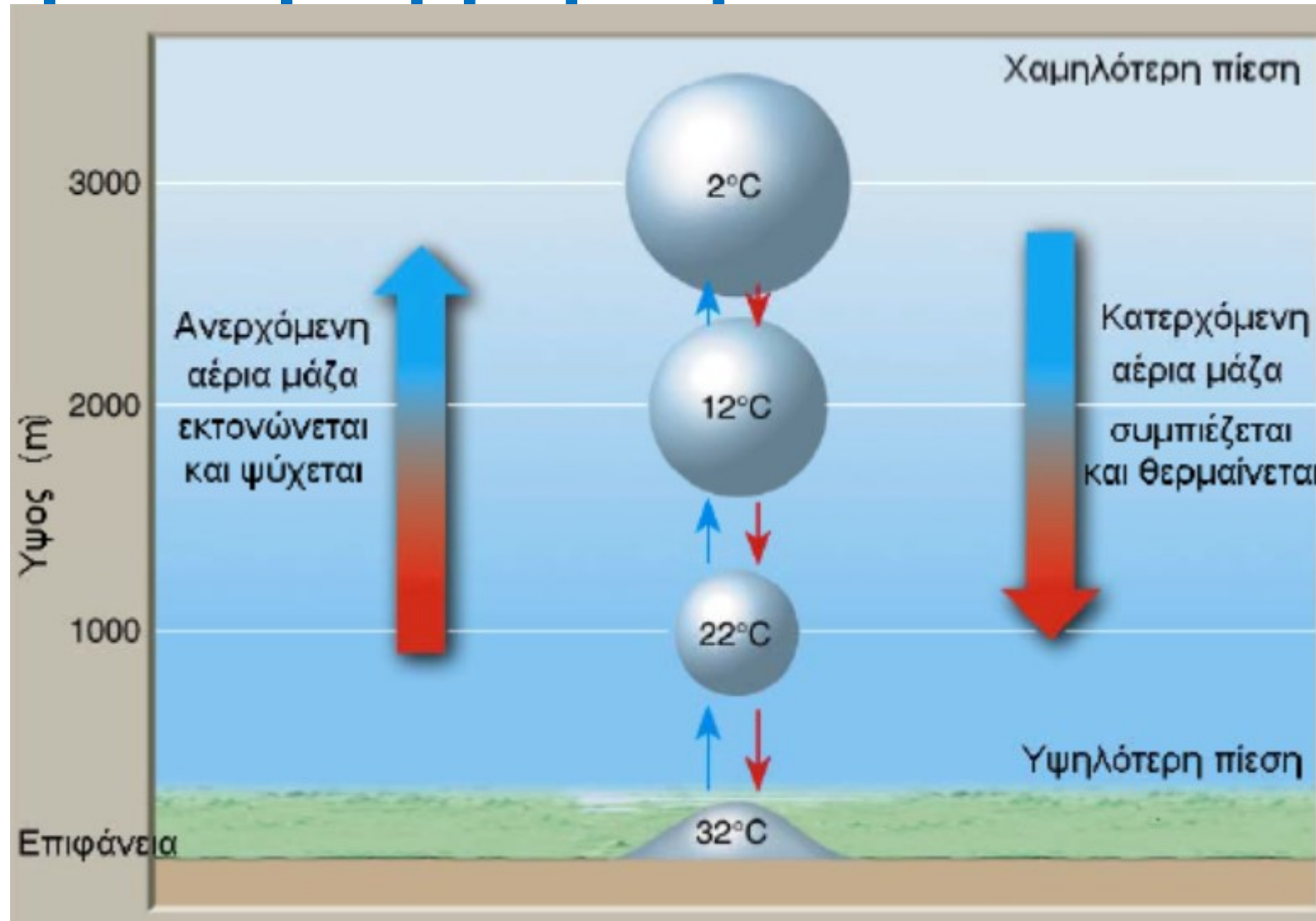
Η ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα εκφράζει το ρυθμό αδιαβατικής ψύξης μιας ακόρεστης αέριας μάζας η οποία ανέρχεται στην ατμόσφαιρα



$$\gamma_d = \frac{dT}{dz} = \frac{1^\circ C}{100m}$$

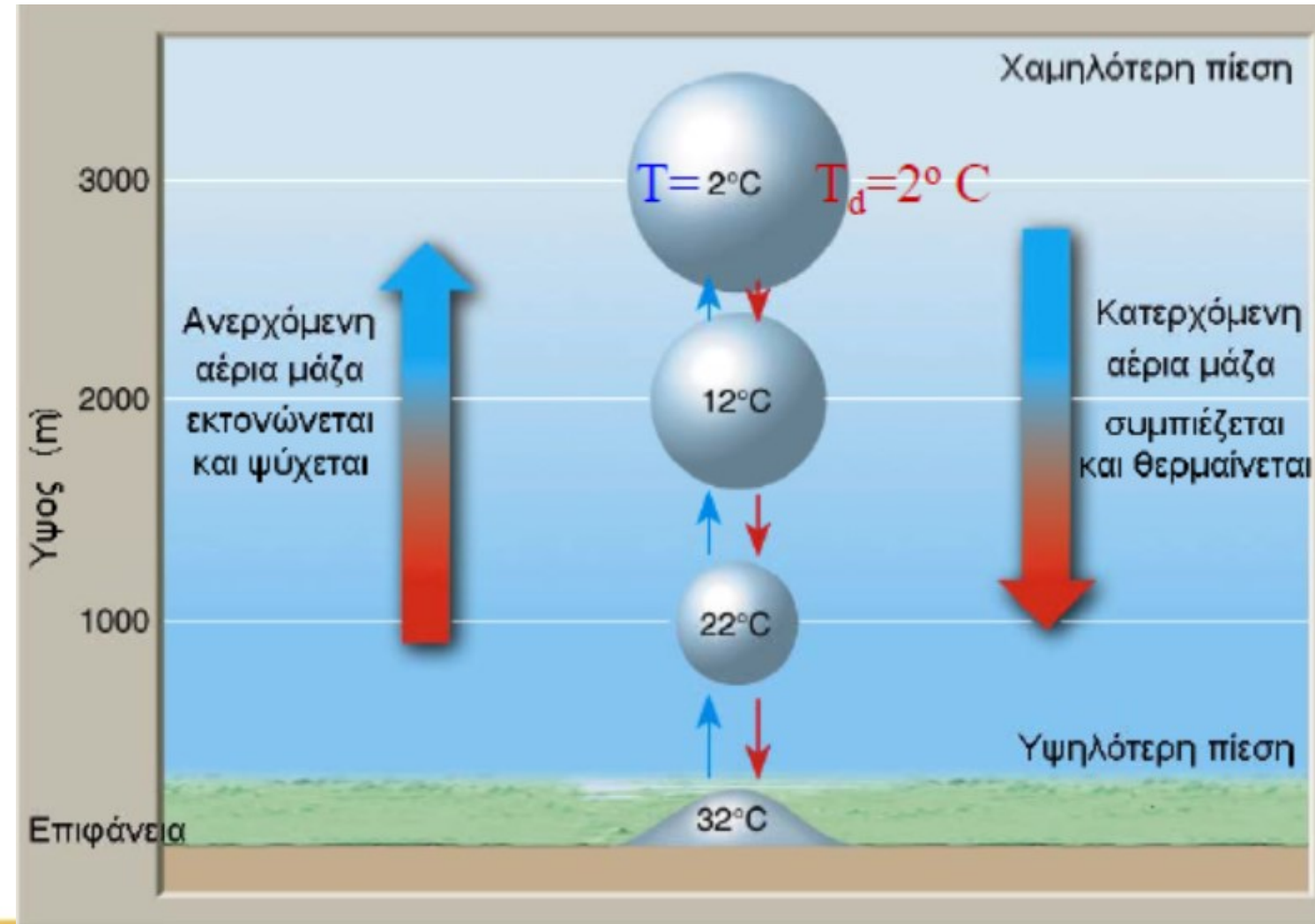
Η ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα εφαρμόζεται για **ακόρεστη αέρια** μάζα

Ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα



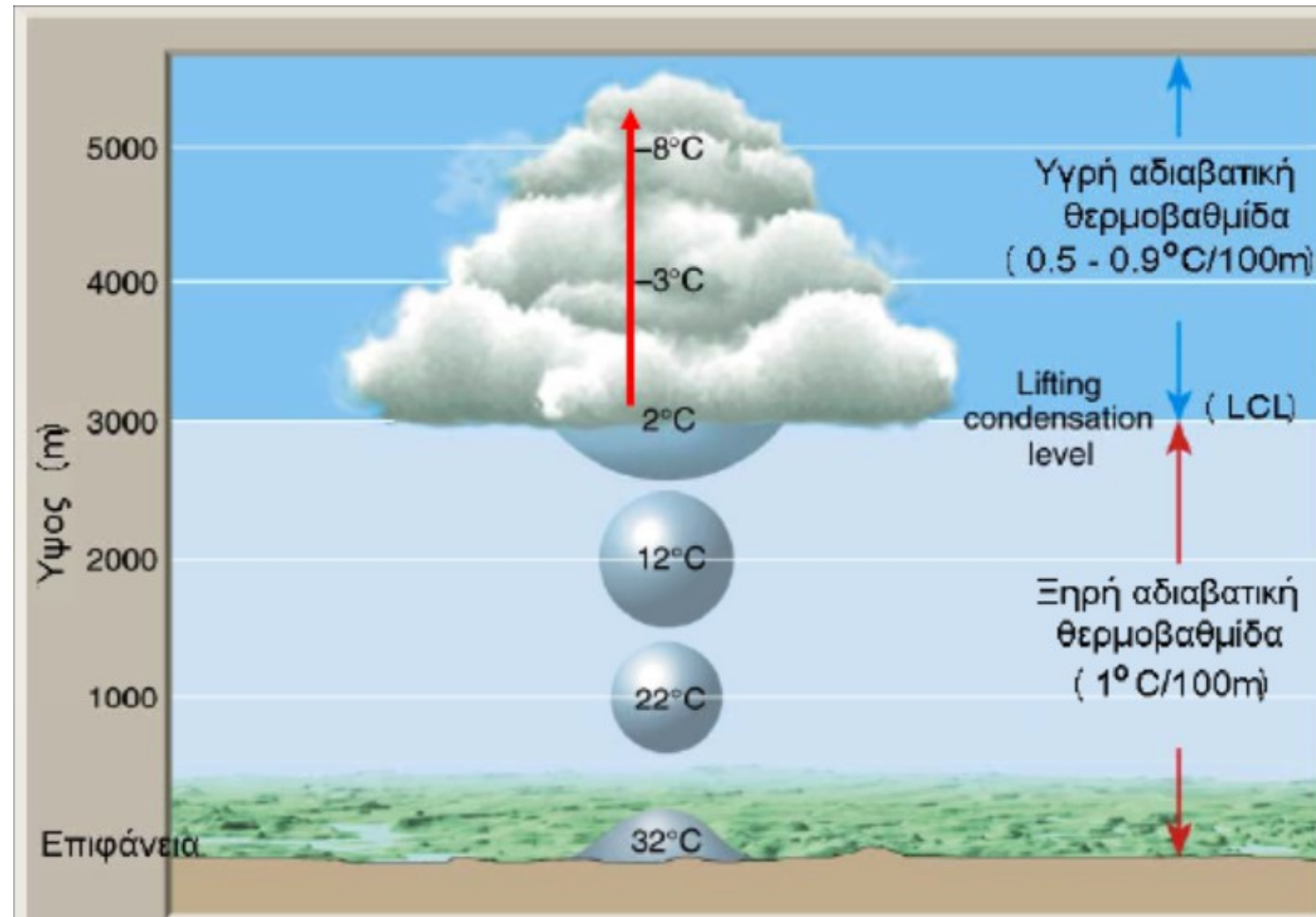
Υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα

Η υγρή αέρια μάζα θα ψύχεται με τη ξηρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα μέχρις ότου η θερμοκρασία της να γίνει ίση με τη θερμοκρασία δρόσου και συνεπώς να γίνει κορεσμένη



Υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα

Η υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα εκφράζει το ρυθμό αδιαβατικής ψύξης μιας κορεσμένης αέριας μάζας η οποία ανέρχεται στην ατμόσφαιρα

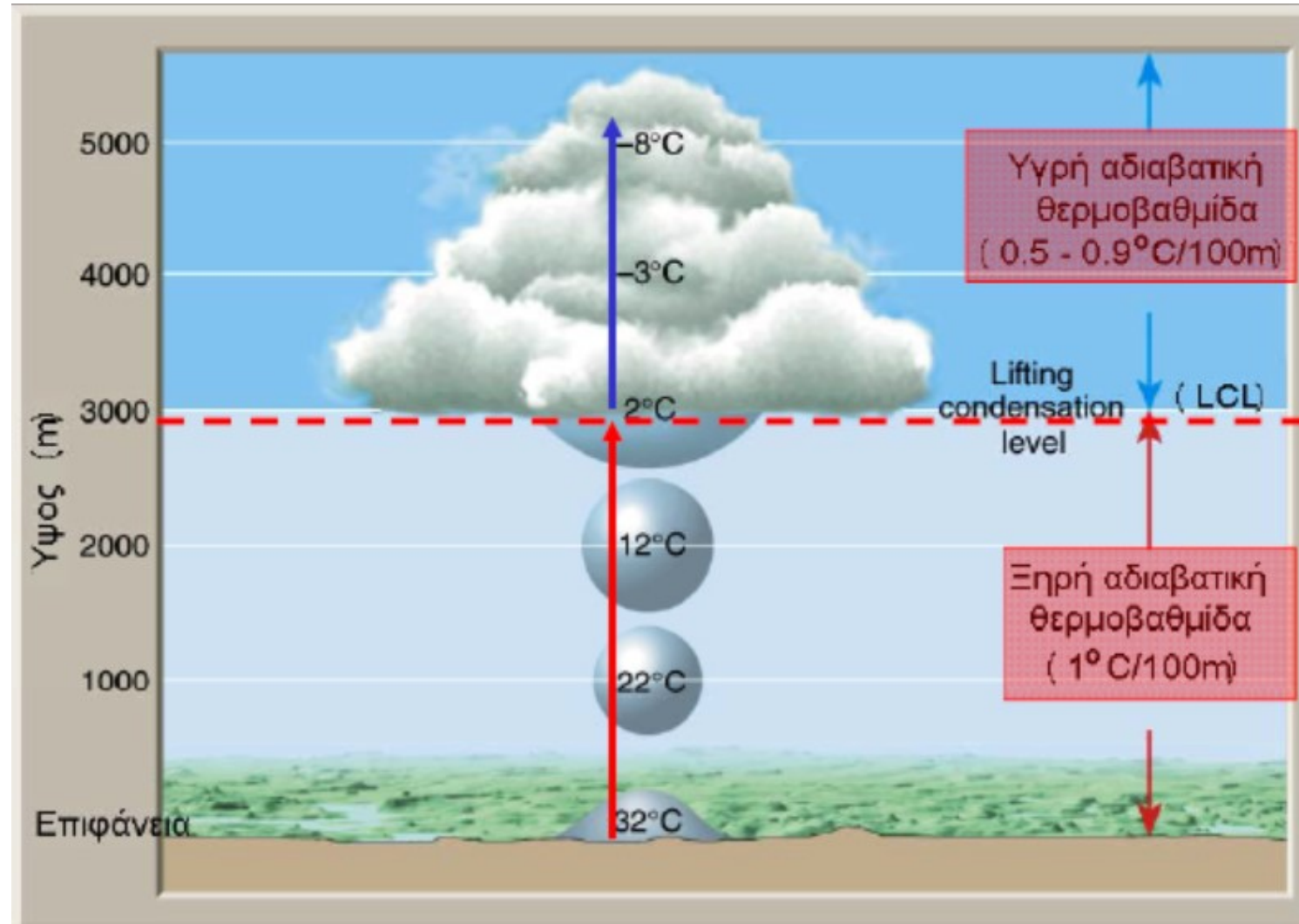


Υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα

Η τιμή της δεν είναι σταθερή αλλά μεταβάλλεται με τη θερμοκρασία.

Είναι μικρότερη της ξηρής και κυμαίνεται από **0.5 έως 0.9 °C/100 m**

Το επίπεδο στο οποίο η αέρια μάζα γίνεται κορεσμένη λέγεται **στάθμη συμπύκνωσης**



Δυνητική θερμοκρασία

Αν ένα αέριο μεταβάλλεται **αδιαβατικά** η εξίσωση Poisson μας δίνει για κάθε τιμή της πίεσης του την αντίστοιχη θερμοκρασία που παίρνει.

Πρακτικά, ορίζουμε συμβατικά μια ορισμένη τιμή της πίεσης, $P=1000\text{mbar}$, οπότε η αντίστοιχη θερμοκρασία που θα πάρει το αέριο αν τυχόν φθάσει την πίεση αυτή εκτονούμενο ή συμπιεζόμενο αδιαβατικά ονομάζεται **δυνητική θερμοκρασία**

$$\Theta = T \left(\frac{1000}{P} \right)^{R/C_p}$$



Επειδή στις αδιαβατικές μεταβολές το πηλίκο $(T/P)^{R/C_p}$ παραμένει σταθερό, η δυνητική θερμοκρασία παραμένει σταθερή και επομένως μπορεί να αποτελέσει κριτήριο για την σύγκριση των αερίων

Ποιότητα Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος

Στατική της Ατμόσφαιρας

Στατική της Ατμόσφαιρας

Η στατική της ατμόσφαιρας εξετάζει την ευστάθεια και την αστάθεια της ατμόσφαιρας

Ευστάθεια λέγεται η κατάσταση της ατμόσφαιρας στην οποία **δεν παρατηρούνται κατακόρυφες ανοδικές κινήσεις**. Η ευστάθεια συνδυάζεται με το σχηματισμό ομίχλης και την εμφάνιση επεισοδίων ατμοσφαιρικής ρύπανσης

Αστάθεια λέγεται η κατάσταση της ατμόσφαιρας στην οποία χαρακτηρίζεται από **έντονες ανοδικές κινήσεις**. Έχει σαν αποτέλεσμα την συμπύκνωση υδρατμών και τη δημιουργία βροχής

Ευστάθεια και αστάθεια ξηρού αέρα

**Αδιαβατική
θερμοβαθμίδα**

VS

**Θερμοβαθμίδα
περιβάλλοντος**

**Πόσο θα αλλάξει η
θερμοκρασία όταν η
αέρια μάζα ανέλθει**

**Πραγματική
θερμοκρασία του
περιβάλλοντος αέρα**

Προβλέψιμη διαδικασία

Κυμαίνεται με το
χρόνο και τη
τοποθεσία

Ευστάθεια και αστάθεια ξηρού αέρα

1. Απόλυτη αστάθεια
2. Απόλυτη ευστάθεια
3. Αστάθεια υπό συνθήκες

Πόσο θα αλλάξει η θερμοκρασία όταν η αέρια μάζα ανέλθει

Πραγματική θερμοκρασία του περιβάλλοντος αέρα

Αδιαβατική
θερμοβαθμίδα

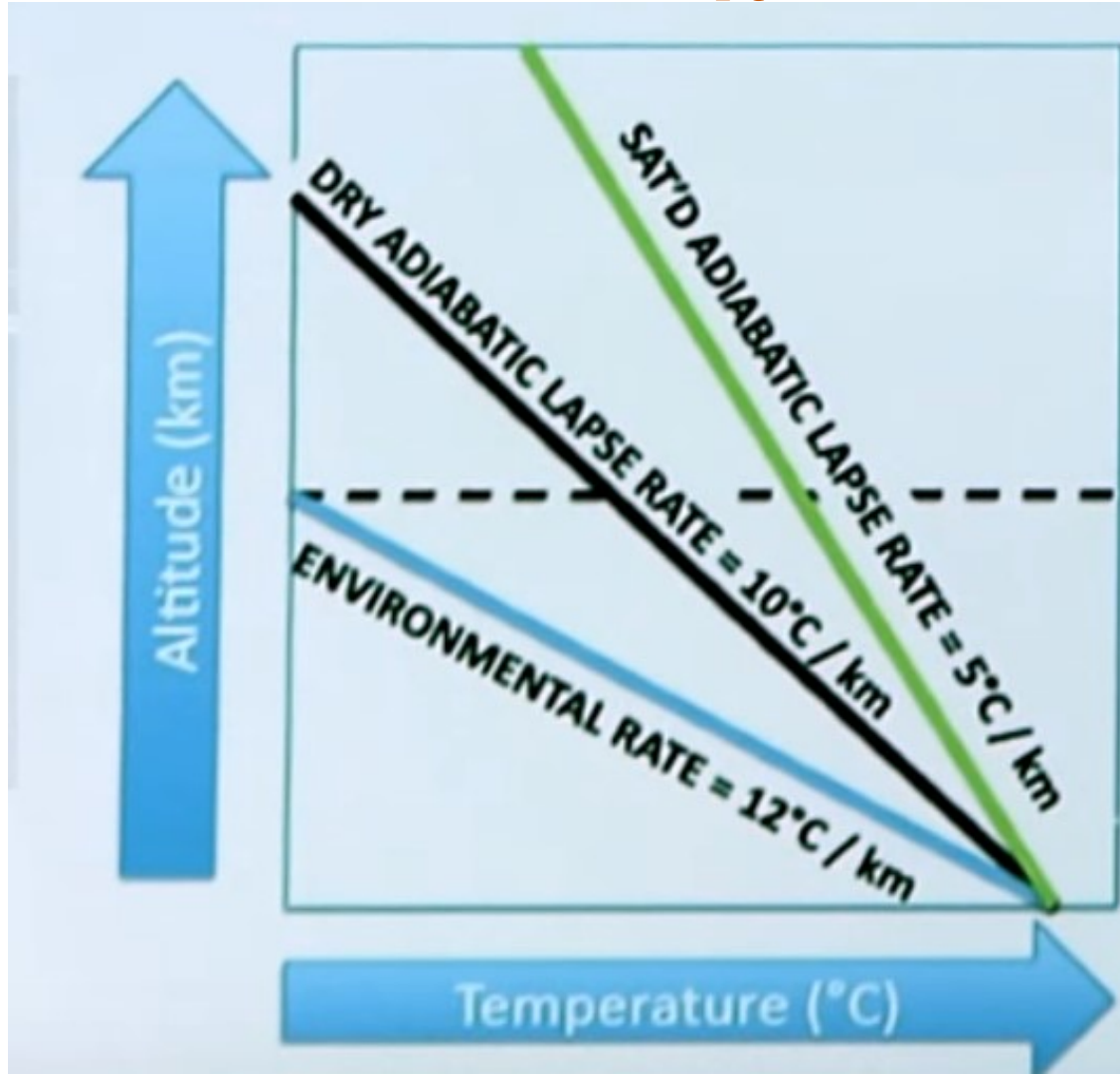
VS

Θερμοβαθμίδα
περιβάλλοντος

Απόλυτη Αστάθεια

$$\Gamma > \Gamma_d$$

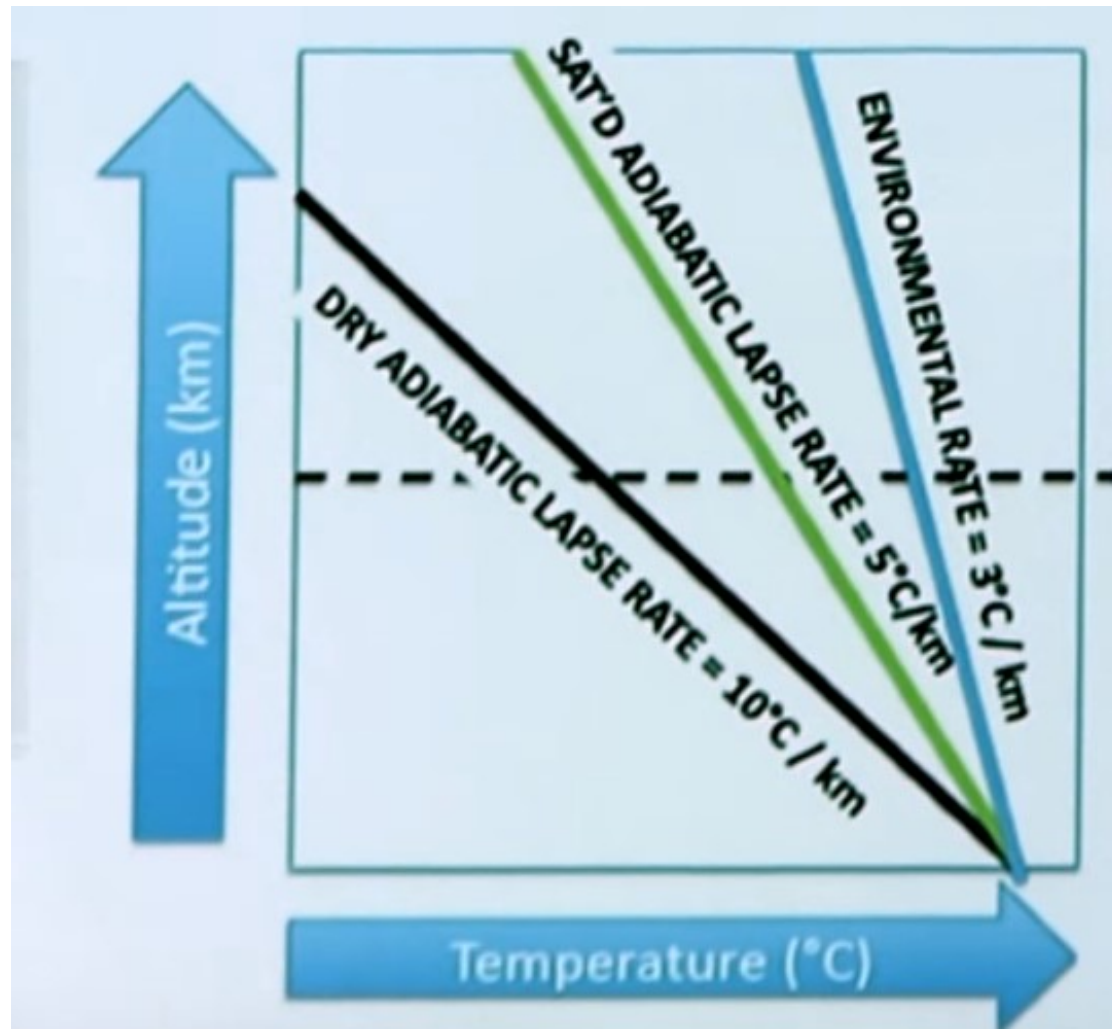
Η αέρια μάζα συνεχίζει να ανεβαίνει



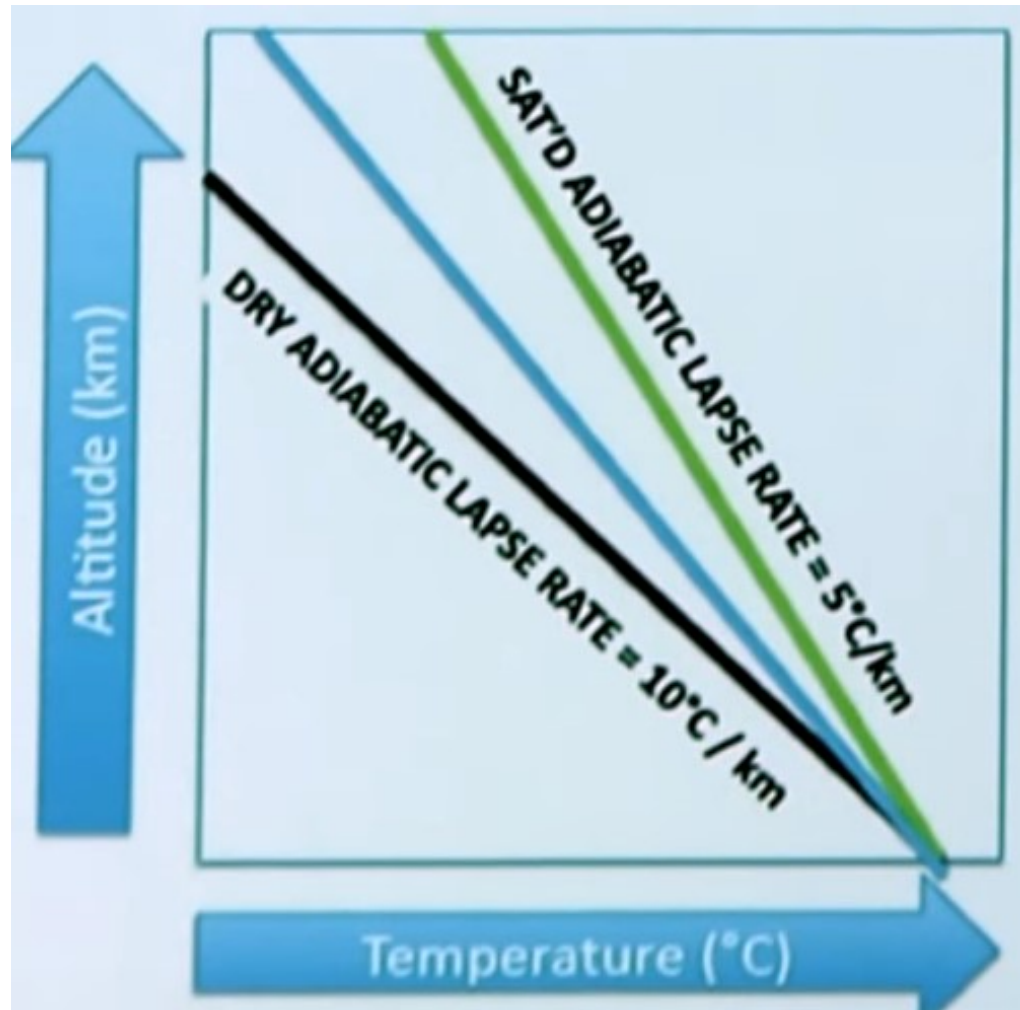
Απόλυτη ευστάθεια

Η αέρια μάζα τείνει να επανέλθει

$$\Gamma < \Gamma_d$$



Αστάρθια υπό συνθήκη



Ποιότητα Ατμοσφαιρικού Περιβάλλοντος

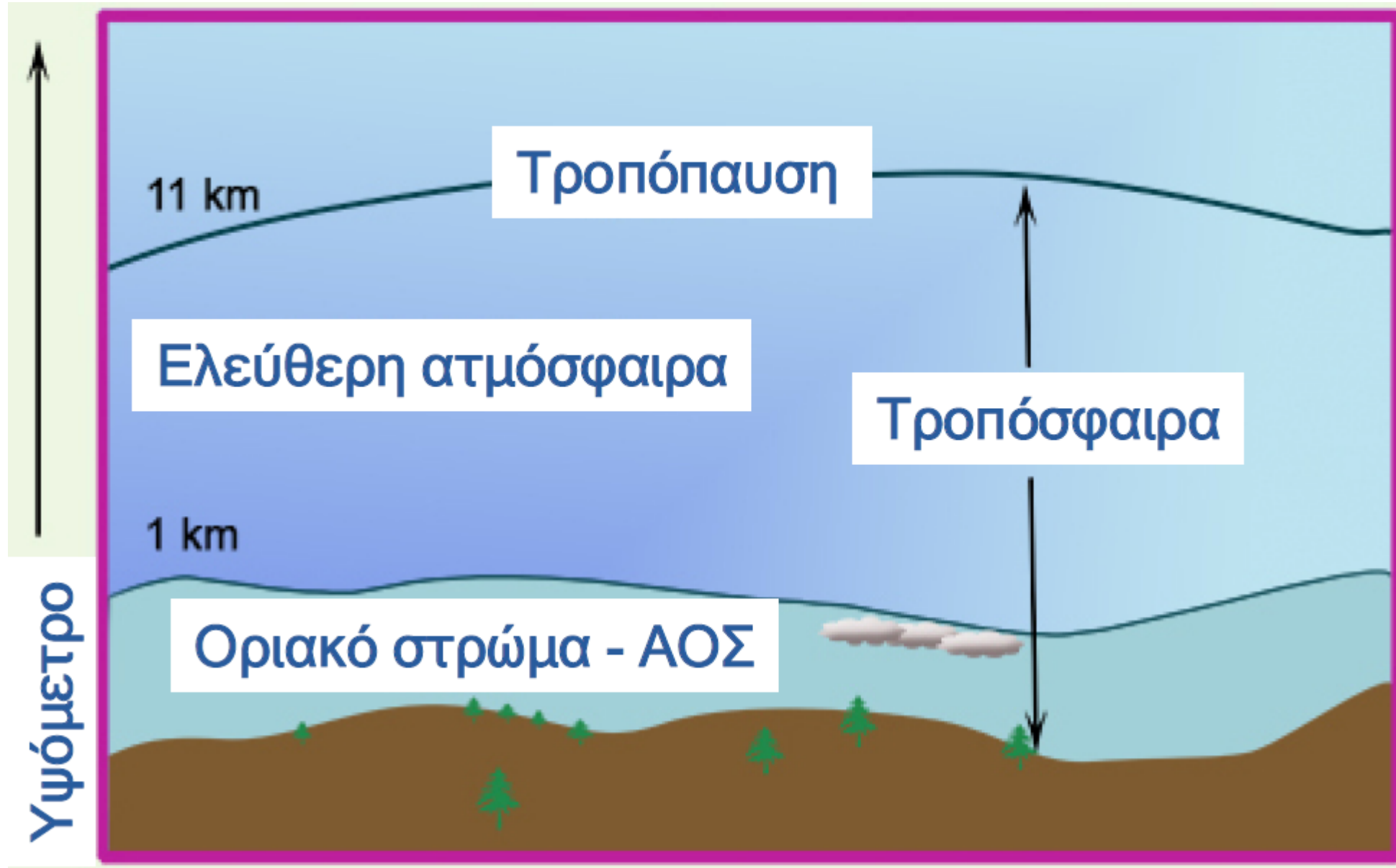
Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα

Ορισμός ΑΟΣ

Το κατώτερο στρώμα της τροπόσφαιρας που είναι σε άμεση επαφή με την επιφάνεια της Γης ορίζει το **Ατμοσφαιρικό Οριακό Στρώμα** (Atmospheric boundary layer).

- » Επηρεάζεται πολύ από τις δυνάμεις τριβής που αναπτύσσονται, σε χρονική κλίμακα από 10 έως 100 λεπτά
- » Οι μεταβολές που συμβαίνουν μέσα στο ατμοσφαιρικό οριακό στρώμα της Γής (ΑΟΣ) προκαλούνται από τις δυνάμεις τριβής, την εξάτμιση, την μεταφορά θερμότητας, τις εκπομπές αέριων και στερεών ρύπων, καθώς επίσης και από την τοπογραφία της περιοχής
- » Εκτείνεται από 500 έως 1500 μέτρα

Ορισμός ΑΟΣ

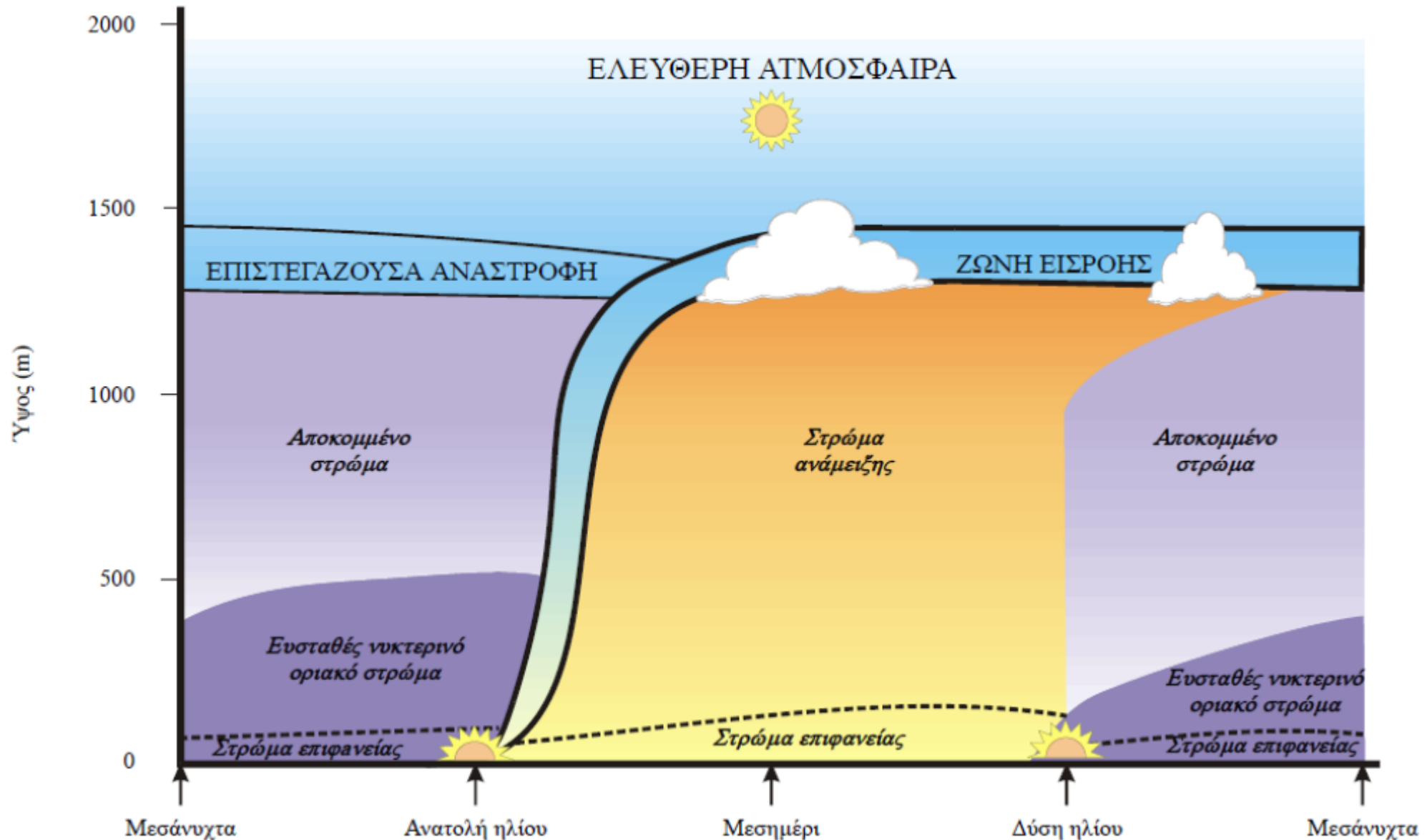


Τυρβώδης ροή

Το βασικό χαρακτηριστικό του ΑΟΣ είναι ότι σε αυτό επικρατεί η **τυρβώδης ροή**

- » Αυτό επιτρέπει στο ΑΟΣ να ανταποκρίνεται **πολύ** γρήγορα σε κάθε μεταβολή που πραγματοποιείται στην επιφάνεια της Γης
- » Λόγω της **επίδρασης του ανάγλυφου**, ο άνεμος μέσα στο ΑΟΣ στρέφεται από τις υψηλές προς τις χαμηλές πιέσεις
- » Πάνω από το ΑΟΣ πνέει παράλληλα προς τις ισοβαρείς
- » Η στροφή αυτή του ανέμου εντός του ΑΟΣ δημιουργεί μια σπειροειδή κίνηση γνωστή και ως σπείρα Eckman.
- » Το ύψος στο οποίο ο άνεμος σταματάει να στρέφεται, θεωρείται ως το μέγιστο ύψος του ΑΟΣ της Γης. Πάνω δε από τους ωκεανούς, το ύψος του ΑΟΣ μεταβάλλεται πιο αργά, τόσο τοπικά όσο και χρονικά

Ημερήσια πορεία ΑΟΣ



Κατακόρυφη Δομή του ΑΟΣ

- » **Επιφανειακό στρώμα**
 - Πολύ έντονη τύρβη
 - Έντονη κατακόρυφη βαθμίδα θερμοκρασίας/ανέμου/υγρασίας
- » **Στρώμα ανάμιξης**
 - Καλά ανανεμειγμένο
 - Έντονη τύρβη
- » **Ζώνη εισροής**
 - Αναστροφή
 - Διαλείπουσα τύρβη

Στρώμα ανάμιξης

Το στρώμα ανάμιξης έχει ως βασικό χαρακτηριστικό την τυρβώδη ροή. Αυτή είναι αποτέλεσμα της μεταφοράς θερμότητας από τον ήλιο στην επιφάνεια της Γης ή από τη βάση των νεφών προς την επιφάνεια της Γης. Στην πρώτη περίπτωση παρατηρούνται ανοδικές κινήσεις θερμού αέρα, ενώ στην δεύτερη περίπτωση έχουμε καθοδικές κινήσεις ψυχρών αέριων μαζών προς την επιφάνεια της Γης.

Εναπομείνων στρώμα

Περίπου μισή ώρα μετά τη δύση του ήλιου, σταματά ο μηχανισμός θερμικών ανοδικών ρευμάτων αέρα. Η τύρβη σταδιακά υποχωρεί, δίνοντας τη θέση της σε ένα καλά αναμεμειγμένο στρώμα αέρα. Το στρώμα αυτό ονομάζεται εναπομείναν στρώμα γιατί οι αρχικές συγκεντρώσεις των ρύπων είναι ίδιες σχεδόν με τις τιμές του στρώματος ανάμειξης.

Κατά τη διάρκεια της νύχτας, το κατώτερο στρώμα του εναπομείναντος στρώματος μετατρέπεται με την επίδραση του εδάφους σε ένα ευσταθές στρώμα αέρα. Το στρώμα αυτό χαρακτηρίζεται από έναν σταθερό αέρα με ελάχιστες και μικρές σποραδικές αναταράξεις. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα, οι ρύποι που εκλύονται τις νυχτερινές ώρες να μην διαχέονται κατακόρυφα και προς τα πάνω (fanning) [1].

Η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα

Ο ρυθμός μεταβολής της θερμοκρασίας με το ύψος, εκφράζεται με την κατακόρυφη θερμοβαθμίδα, η οποία ορίζεται ως η ελάττωση της θερμοκρασίας του ατμοσφαιρικού αέρα στη μονάδα του ύψους και συμβολίζεται με το ελληνικό γράμμα (γ).

$$\gamma = -\frac{\partial T}{\partial z}$$

Το πρόσημο (-) δηλώνει ότι εντός του ΑΟΣ η θερμοκρασία μειώνεται με το ύψος. Ο ρυθμός μείωσης της θερμοκρασίας συχνά ορίζεται με μονάδα ύψους τα 100m (μονάδα μέτρησης °C/100m)

Ξηρή και Υγρή Αδιαβατική Θερμοβαθμίδα

Θεωρούμε ότι μια ανερχόμενη εντός του ΑΟΣ αέρια μάζα δεν περιέχει καθόλου υδρατμούς και δεν ανταλλάσσει ποσά θερμότητας (αδιαβατική) με τον περιβάλλοντα ατμοσφαιρικό αέρα.

Αντίθετα η υγρή αδιαβατική θερμοβαθμίδα αφορά μια μάζα αέρα ή οποία είναι κορεσμένη από υδρατμούς και ψύχεται αδιαβατικά καθώς ανέρχεται κατακόρυφα εντός του ατμοσφαιρικού αέρα.

Αναστροφή Θερμοβαθμίδας εντός ΑΟΣ

Γενικά με την αύξηση του ύψους εντός του ΑΟΣ η θερμοκρασία μειώνεται. Υπάρχουν περιπτώσεις όπου αυτό συμβαίνει μέχρι κάποιο ύψος και στη συνέχεια, ενώ αναμένεται περαιτέρω μείωση της θερμοκρασίας, παρατηρείται **στην πραγματικότητα αύξηση της θερμοκρασίας με το ύψος**. Το φαινόμενο αυτό ονομάζεται θερμοκρασιακή αναστροφή ή απλά **αναστροφή θερμοκρασίας**.

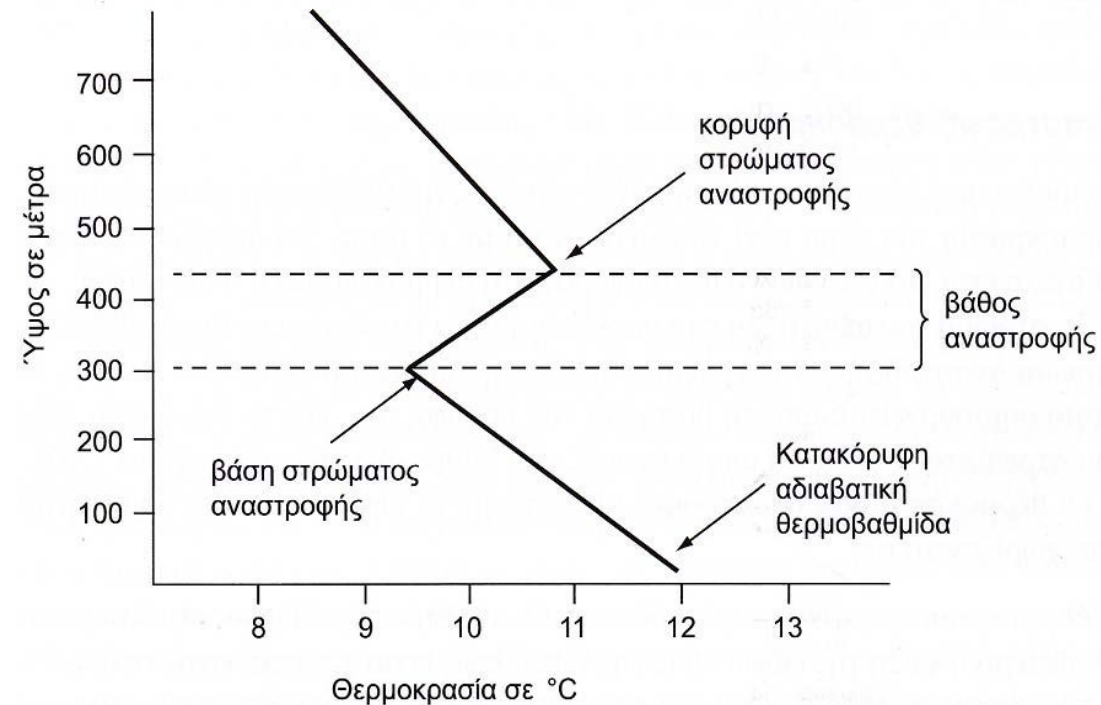
Θερμοκρασιακές Αναστροφές Εδάφους

Κατά τη διάρκεια κυρίως των νυχτερινών ωρών, το θερμότερο έδαφος εκπέμπει προς το ψυχρότερο περιβάλλον μεγάλου μήκους κύματος θερμική ακτινοβολία με συνέπεια να ψύχεται. Έτσι, και τα μόρια του ατμοσφαιρικού αέρα που βρίσκονται σε επαφή με το έδαφος ή πολύ κοντά σε αυτό ψύχονται και αυτά, με αποτέλεσμα να πέφτει η θερμοκρασία των χαμηλότερων στρωμάτων του αέρα σε σχέση με τα υπερκείμενα στρώματα αέρα. Μέσω αυτής της διαδικασίας δημιουργείται εντός του ΑΟΣ ένα στρώμα θερμοκρασιακής αναστροφής που **έχει βάση το έδαφος και φτάνει μέχρι και το ύψος των 100~200m**

Αναστροφές Ακτινοβολίας

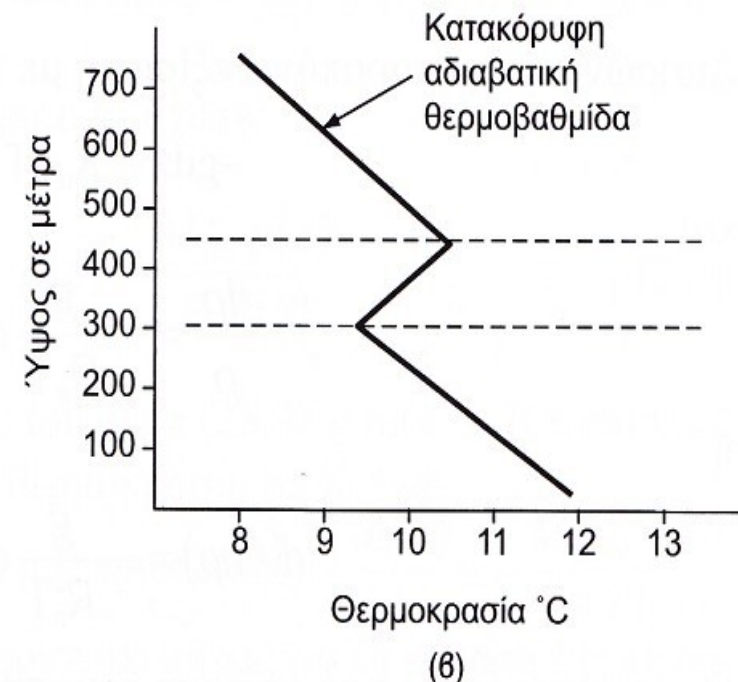
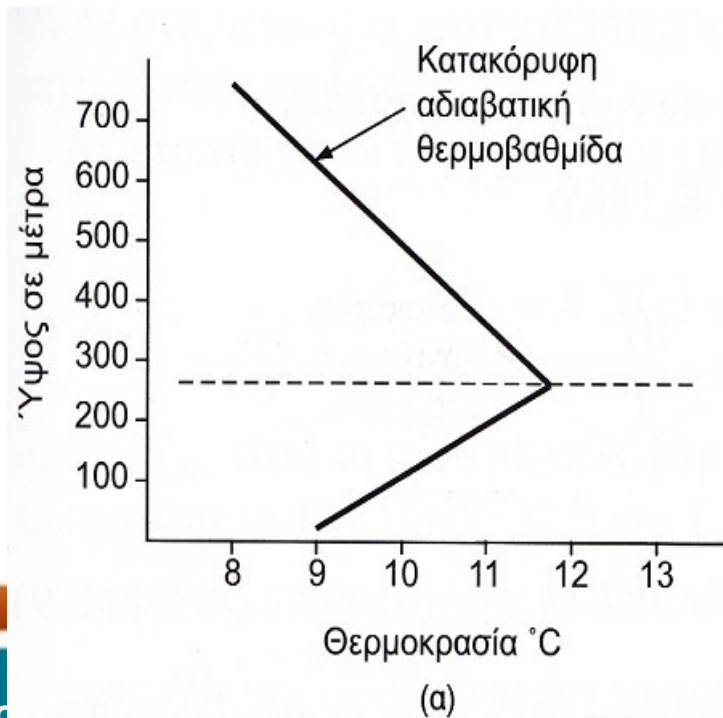
Οι θερμοκρασιακές αναστροφές εδάφους ονομάζονται και αναστροφές ακτινοβολίας και συμβαίνουν όταν κατά τη διάρκεια της **νύχτας** έχουμε **ανέφελο ουρανό** (έντονη ακτινοβολία) και **ταχύτητες ανέμου μικρότερες των 3m/s**.

Μπορεί όμως μια τέτοια ΑΘ να συμβεί και κατά τη διάρκεια της ημέρας, όταν για παράδειγμα ένα στρώμα αέρα περνάει πάνω από μια χιονισμένη ή παγωμένη επιφάνεια εδάφους. Τέλος, οι θερμοκρασιακές αναστροφές εδάφους διαρκούν μερικές ώρες και καταργούνται όταν πλέον ο ήλιος κάνει την εμφάνισή του και θερμαίνει τα στρώματα της ατμόσφαιρας.



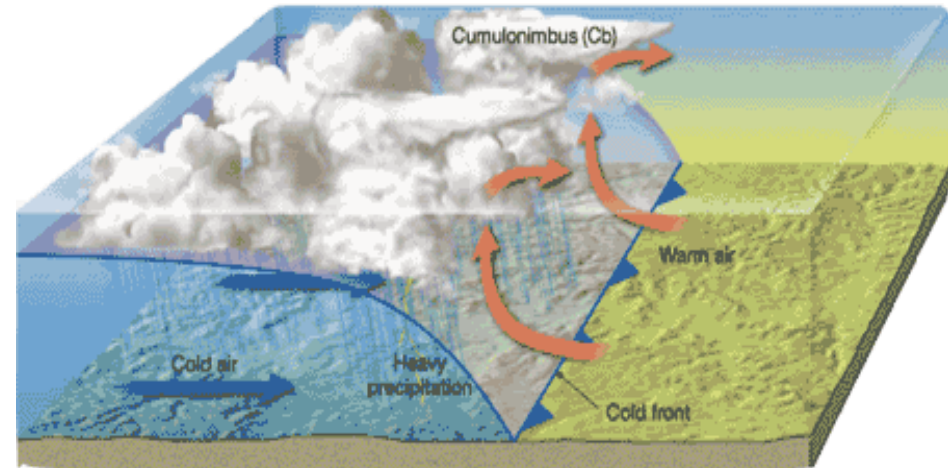
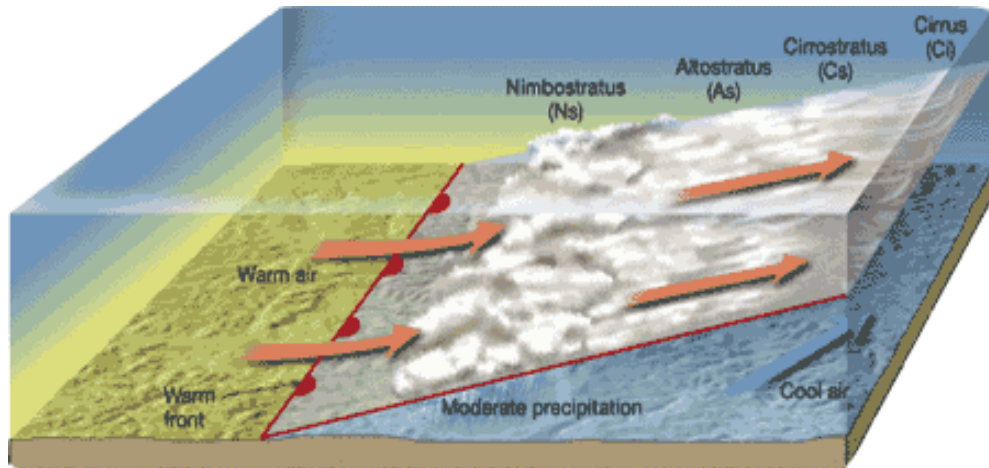
Αναστροφές Κατάπτωσης

Οι **θερμοκρασιακές αναστροφές κατάπτωσης** οφείλονται κατά κύριο λόγο στην κάθοδο ψυχρών αέριων μαζών σε χαμηλότερα ύψη. Αυτό έχει ως αποτέλεσμα ο αέρας που βρίσκεται σε χαμηλά ύψη να ψύχεται απότομα και να εμφανίζει θερμοκρασίες χαμηλότερες σε σχέση με τα υπερκείμενα στρώματα αέρα. Οι αναστροφές κατάπτωσης μπορεί να έχουν διάρκεια μερικές ημέρες ή και ακόμα περισσότερο.



Αναστροφές ύψους

Οι ΘΑ αυτού του είδους εμφανίζονται όταν θερμά στρώματα αέρα με ανοδικές κινήσεις μεταφέρονται και εγκαθίστανται πάνω από ψυχρότερα στρώματα αέρα εντός του ΑΟΣ. Αυτό το ψυχρό στρώμα αέρα μπορεί σε πολλές περιπτώσεις να φτάσει μέχρι και την επιφάνεια του εδάφους. Μια τέτοια ΑΘ δημιουργείται και κατά την δημιουργία θερμών και ψυχρών μετώπων.



Κατηγορίες ευστάθειας κατά Pasquill

Ημέρα				Νύχτα	
Ταχύτητα ανέμου ($m \cdot s^{-1}$)	Ισχυρή ηλιοφάνεια	Μέση ηλιοφάνεια	Ελαφρά ηλιοφάνεια	Ελαφριά ή χαμηλή νέφωση (<3/8)	Νέφωση (>4/8)
<2	A	A-B	B	F	G
2~3	A-B	B	C	E	F
3~4	B	B-C	C	D	E
4~6	C	C-D	D	D	D
>6	C	D	D	D	D

- A** : Πολύ ασταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
B : Ασταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
C : Λίγο ασταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
D : Ουδέτερη κατάσταση της ατμόσφαιρας
E : Λίγο ευσταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
F : Ευσταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας
G : Πολύ ευσταθής κατάσταση της ατμόσφαιρας

Μορφές και τροχιές θυσάνου

Η ευστάθεια της ατμόσφαιρας, η κατακόρυφη θερμοβαθμίδα της και οι θερμοκρασιακές αναστροφές παίζουν καθοριστικό ρόλο στην ατμοσφαιρική ρύπανση και στη διάχυση και διασπορά των αέριων ρύπων σε μια περιοχή.

Ένας άλλος σημαντικός παράγοντας που καθορίζει την μορφή και την τροχιά ενός θυσάνου μιας καμινάδας (σημειακή πηγή) ή μιας πυρκαγιάς (επίπεδη σημειακή πηγή) σε σχέση με τους παραπάνω παράγοντες είναι και η **θερμοβαθμίδα του θυσάνου (γ')**.

Για μια δεδομένη ταχύτητα του ανέμου, η μορφή και η τροχιά του θυσάνου σε σχέση με τη διαφορά μεταξύ της κατακόρυφης θερμοβαθμίδας του ΑΟΣ και της θερμοβαθμίδας του θυσάνου είναι διαφορετική όπως εξηγείται παρακάτω

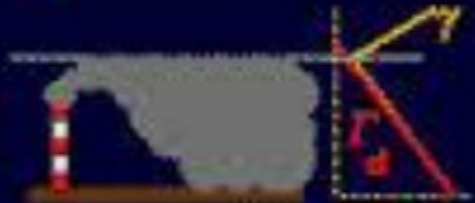
Περιπτώσεις διασποράς θύσανου από καμινάδα



ινώδης θύσανος



θύσανος βρόγχου



καθιζάμενος
θύσανος



κωνικός θύσανος



υπερυψωμένος
θύσανος

Κατακόρυφη Κικλική διασπορά ή θύσανος βρόγχου

Εντός του ΑΟΣ έντονα ασταθείς συνθήκες που εμφανίζονται κατά συνήθως το μεσημέρι ή νωρίς το απόγευμα.

Οι συνθήκες αυτές δημιουργούν μια έντονη κατακόρυφη κυκλοφορία του αέρα με διαδοχικά ανοδικά και καθοδικά ρεύματα αέρα.

