

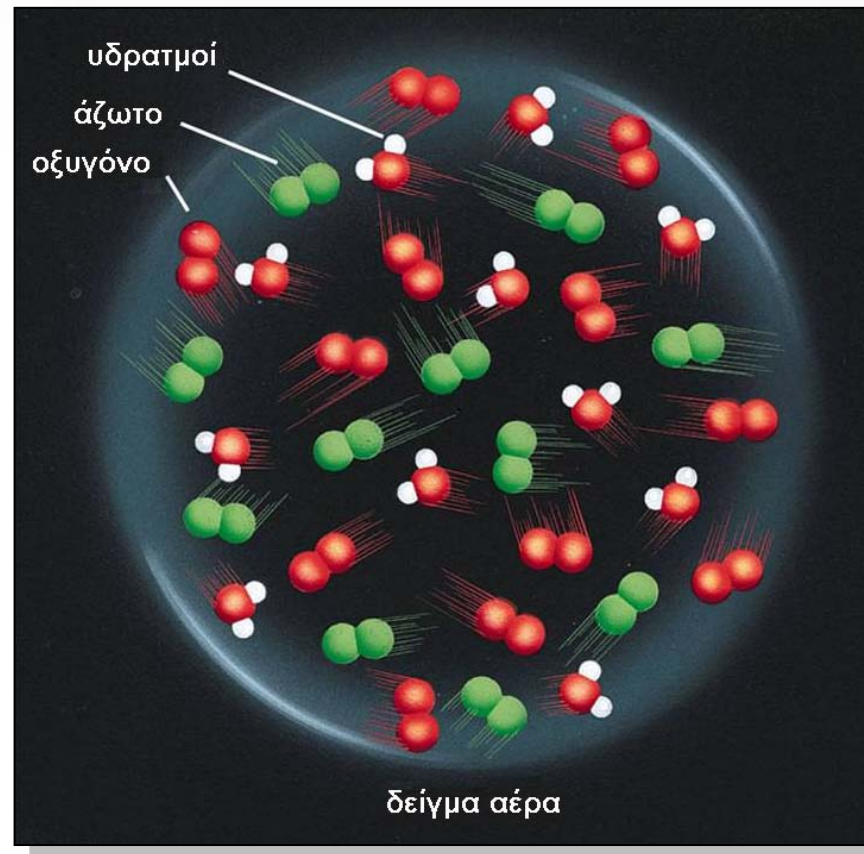
5 Η υγρασία της ατμόσφαιρας



5.1 Ορισμοί

Υγρασία του αέρα: αναφέρεται στην ποσότητα των υδρατμών που υπάρχουν κάποια στιγμή στην ατμόσφαιρα.

Υδρατμοί είναι η αέρια φάση του νερού και προέρχονται κυρίως από την εξάτμιση υδάτινων επιφανειών.

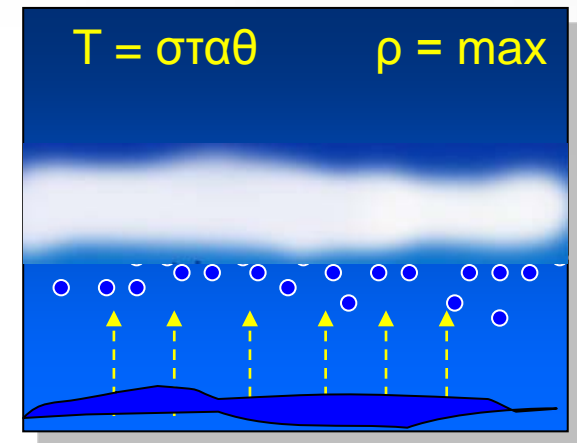
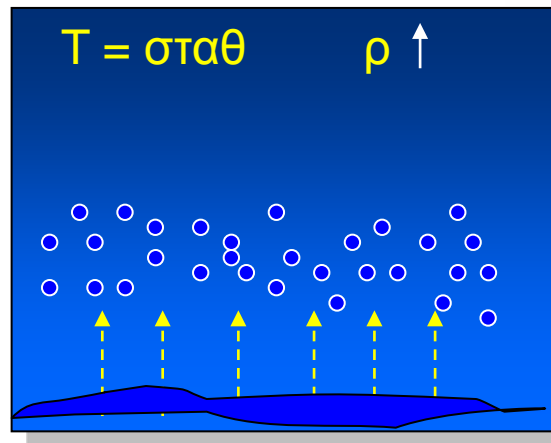
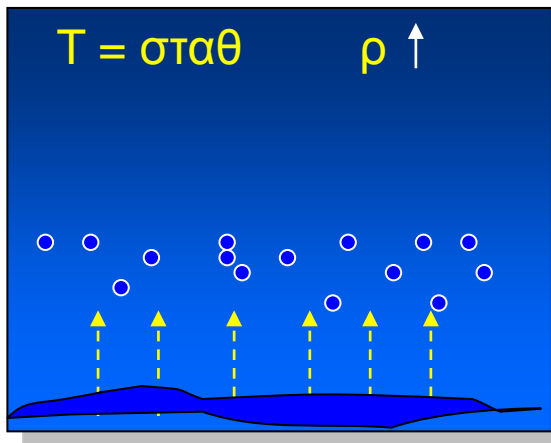




Για μια *συγκεκριμένη θερμοκρασία* η ατμόσφαιρα χωράει ορισμένη ποσότητα υδρατμών. Αν την ξεπεράσει οι υπόλοιποι υδρατμοί συμπυκνώνονται.

Όταν ο αέρας περιέχει τη μέγιστη αυτή ποσότητα υδρατμών τότε χαρακτηρίζεται ως *κορεσμένος*.

Στην αντίθετη περίπτωση λέγεται *ακόρεστος*.





Για μια **συγκεκριμένη θερμοκρασία** η ατμόσφαιρα χωράει ορισμένη ποσότητα υδρατμών. Αν την ξεπεράσει οι υπόλοιποι υδρατμοί συμπυκνώνονται.

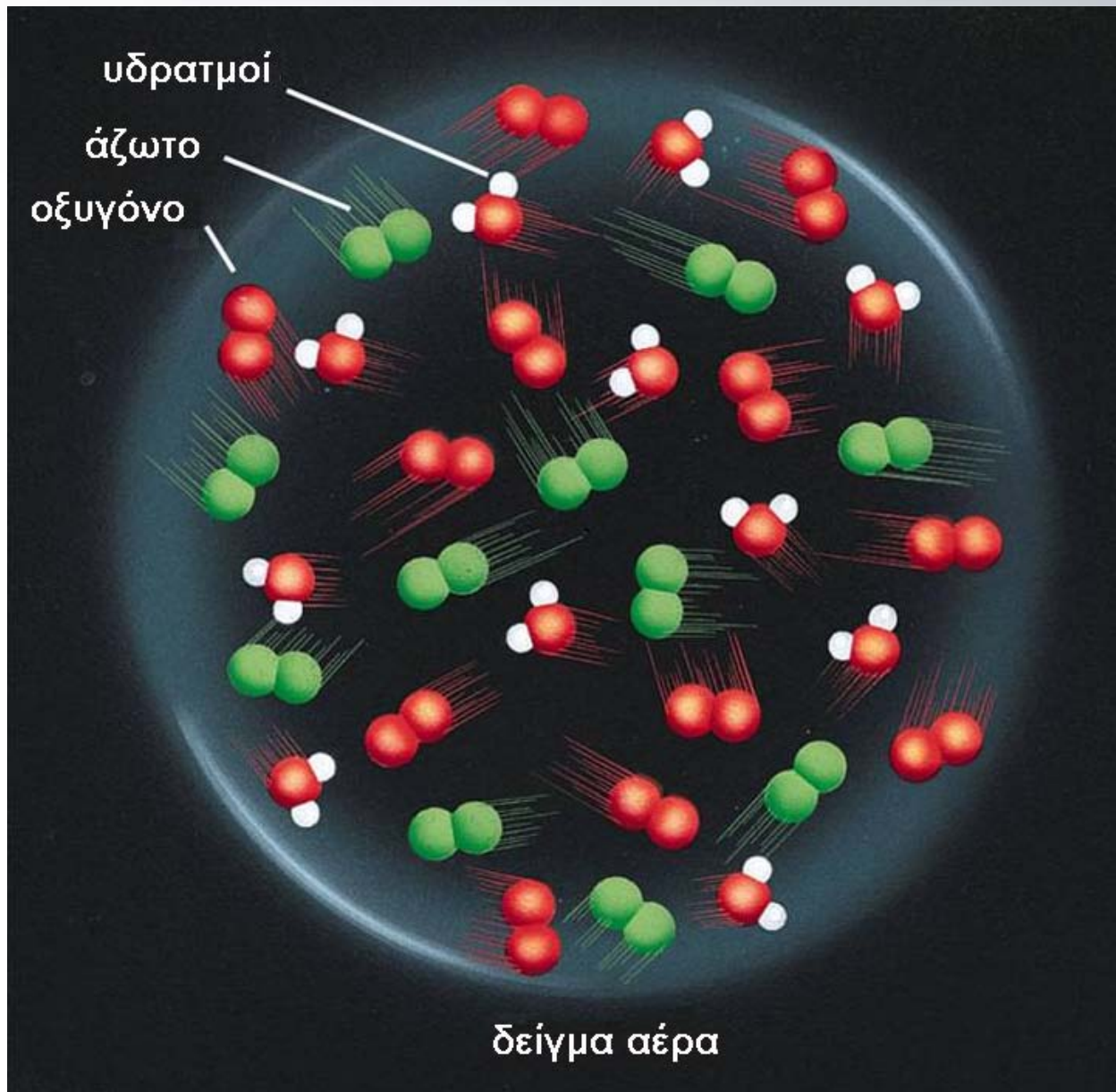
Όταν ο αέρας περιέχει τη μέγιστη αυτή ποσότητα υδρατμών τότε χαρακτηρίζεται ως **κορεσμένος**.

Στην αντίθετη περίπτωση λέγεται **ακόρεστος**.

Υγρός αέρας καλείται ο αέρας που περιέχει υδρατμούς.

Ξηρός αέρας καλείται ο αέρας που θεωρητικά δεν περιέχει υδρατμούς,

Μια *υγρή αέρια* μάζα θεωρείται το άθροισμα *υδρατμών* (H_2O) και *ξηρού αέρα* (N_2 , O_2 κλπ).



Ισχύει:

$$m = m_v + m_a$$

όπου

m η συνολική μάζα του δείγματος υγρού αέρα

m_v η μάζα των υδρατμών

m_a μάζα του ξηρού αέρα

5.2 Υγρομετρικοί παράμετροι



Η ποσότητα των υδρατμών στην ατμόσφαιρα εκφράζεται με τις «υγρομετρικές παραμέτρους».

5.2.1 Τάση των υδρατμών (*vapour pressure*) (e)

Είναι η μερική πίεση των υδρατμών δηλ. η συνεισφορά των υδρατμών στην ολική ατμοσφαιρική πίεση. Στην επιφάνεια της θάλασσας κυμαίνεται από 5 έως 30 mbars.

Η τάση των υδρατμών (e) εξαρτάται από την ποσότητα των υδρατμών.

Όταν η ατμόσφαιρα είναι κορεσμένη τότε η τάση των υδρατμών είναι η μέγιστη και καλείται *μέγιστη τάση των υδρατμών* (e_s).

Η μέγιστη τάση των υδρατμών (e_s) εξαρτάται μόνο από τη θερμοκρασία (T):

$$e_s = f(T)$$

Εμπειρικός τύπος *Magnus-Tetens*:



$$e_s = e_{s0} 10^{\frac{\alpha\Theta}{\beta+\Theta}}$$

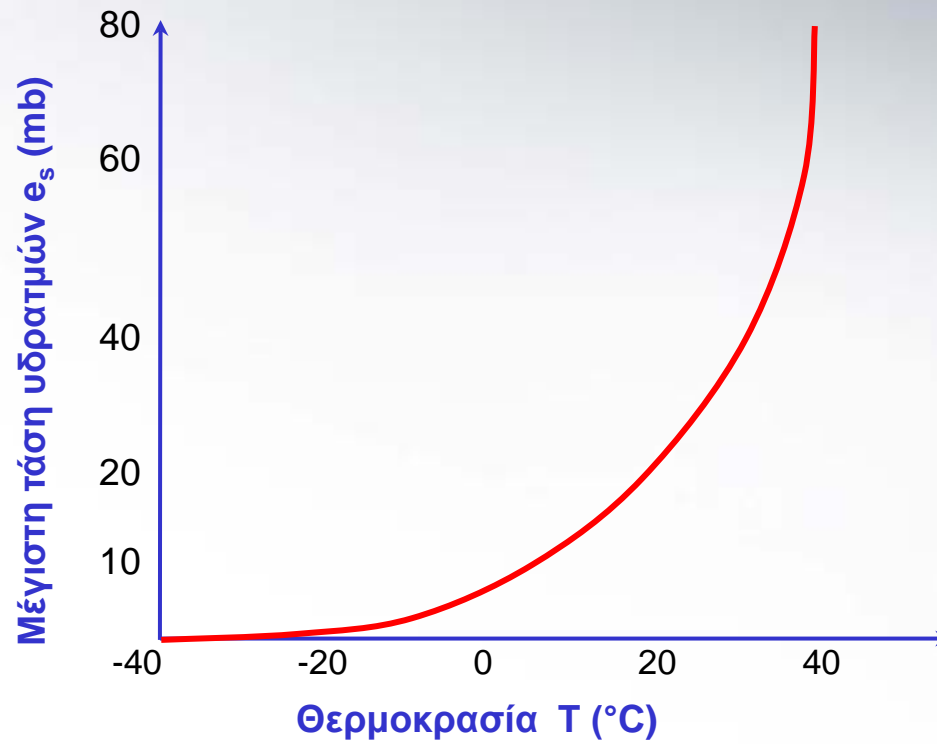
όπου $e_{s0} = 6,11 \text{ mb} = 4,55 \text{ mmHg}$

$\alpha = 7,5$ και $\beta = 237,3 \text{ }^\circ\text{C}$ πάνω από το νερό (εξαέρωση)

$\alpha = 9,7$ “ $\beta = 265,5 \text{ }^\circ\text{C}$ πάνω από τον πάγο (εξάχνωση)

Θ η θερμότητα του αέρα σε $^\circ\text{C}$

Χρειαζόμαστε μόνο τη **θερμοκρασία** του αέρα Θ σε $^\circ\text{C}$



$$e_s = e_{s0} 10^{\frac{\alpha\Theta}{\beta+\Theta}}$$



Η **τάση των υδρατμών (e)** εξαρτάται από την **ποσότητα των υδρατμών (m_v)** και την **ατμοσφαιρική πίεση (P)**:

$$e = f(m_v, P)$$

χρησιμοποιείται συνήθως η σχέση

$$e = e_{s(\Theta_w)} - \alpha P (\Theta - \Theta_w)$$

όπου: P η ατμοσφαιρική πίεση

Θ η θερμότητα του ξηρού θερμομέτρου σε υγρόμετρο August

Θ_w η θερμοκρασία του υγρού θερμομέτρου σε υγρόμετρο August.

$e_{s(\Theta_w)}$ η μέγιστη τάση που αντιστοιχεί στη θερμότητα του υγρού θερμομέτρου Θ' .

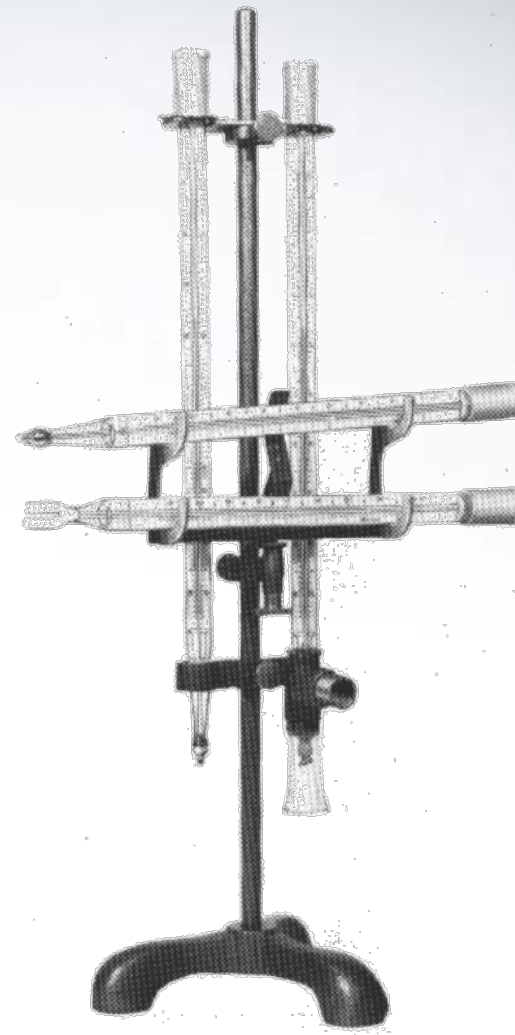
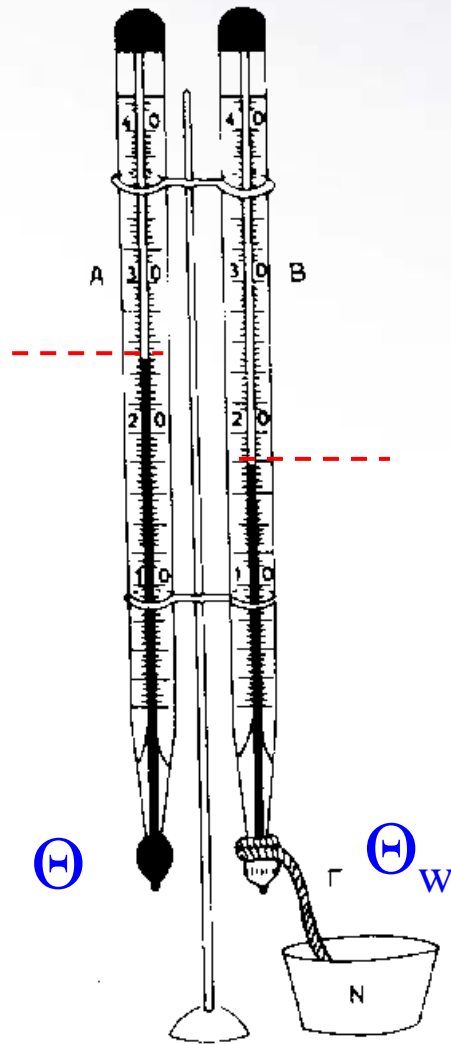
α 0,00079 για $\Theta > 0^\circ\text{C}$ και $\alpha = 0.00069$ για $\Theta < 0^\circ\text{C}$

Χρειαζόμαστε την **πίεση P**, και τις **θερμοκρασίες Θ και Θ_w** σε $^\circ\text{C}$

5.2.2 Ψυχρόμετρο August



Το υγρόμετρο ή ψυχρότερο August είναι το απλούστερο αλλά ακριβέστερο όργανο μέτρησης της υγρασίας του αέρα και ειδικότερα της τάσης των ατμών ε.





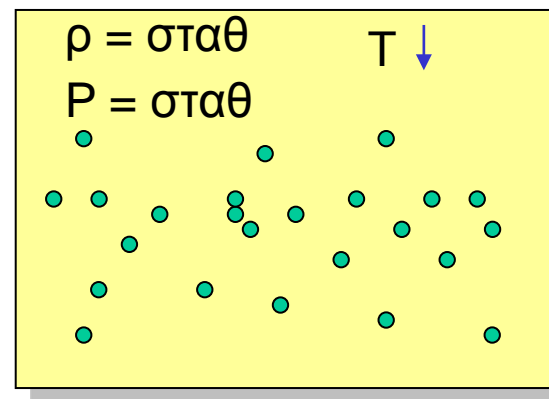
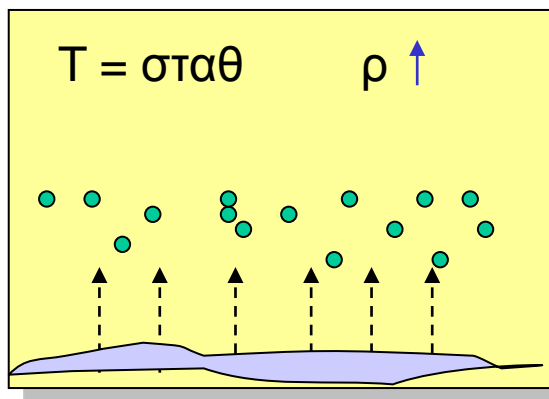
5.2.3 Θερμοκρασία δρόσου ή κόρου (T_d)

Ο ατμοσφαιρικός αέρας σε μια δεδομένη θερμοκρασία περιέχει ορισμένη ποσότητα υδρατμών, την οποία όταν υπερβεί, οι υδρατμοί θα αρχίσουν να συμπυκνώνονται. Το όριο αυτό ονομάζεται σημείο δρόσου ή κόρου

με δύο τρόπους:

↳ διατηρώντας σταθερή τη θερμοκρασία να τροφοδοτείται συνεχώς με υδρατμούς

↳ διατηρώντας σταθερή την ποσότητα των υδρατμών και την πίεση, να της μειώνεται η θερμοκρασία.





Θερμοκρασία δρόσου (T_d) (dew point temperature): η θερμοκρασία στην οποία θα συμπυκνωθούν οι υδρατμοί της αέριας μάζας όταν αυτή ψύχεται υπό σταθερή πίεση.

- Αποτελεί ένα καλό δείκτη της υγρασίας καθώς εξαρτάται μόνο από την ποσότητα των υδρατμών.
- Καλύτερη ένδειξη της υγρασίας η διαφορά $T - T_d$. Εκφράζει την απόσταση της αέριας μάζας από το σημείο δρόσου. Αν $T = T_d$ τότε βρίσκεται στο σημείο δρόσου (κορεσμένη).
- Χρησιμοποιείται στην πρόγνωση κυρίως σχηματισμού δρόσου, πάχνης, παγετού και ομίχλης.



Υπολογίζεται από την τάση υδρατμών e

$$T_d = \frac{237.3 (\log e - \log 6.11)}{7.5 - (\log e - \log 6.11)}$$



5.2.4 Απόλυτη υγρασία (absolute humidity) (ρ)

εκφράζει τη μάζα των υδρατμών (m_v) σε gr, που περιέχεται σε συγκεκριμένο όγκο (V) αέρα πάνω από μια περιοχή, σε μια δεδομένη στιγμή.

$$\rho = \frac{m_v}{V} \quad (\text{gr/m}^3)$$

είναι ανάλογη της θερμοκρασίας του αέρα με αποτέλεσμα να παρουσιάζει ίδια κύμανση με αυτή.

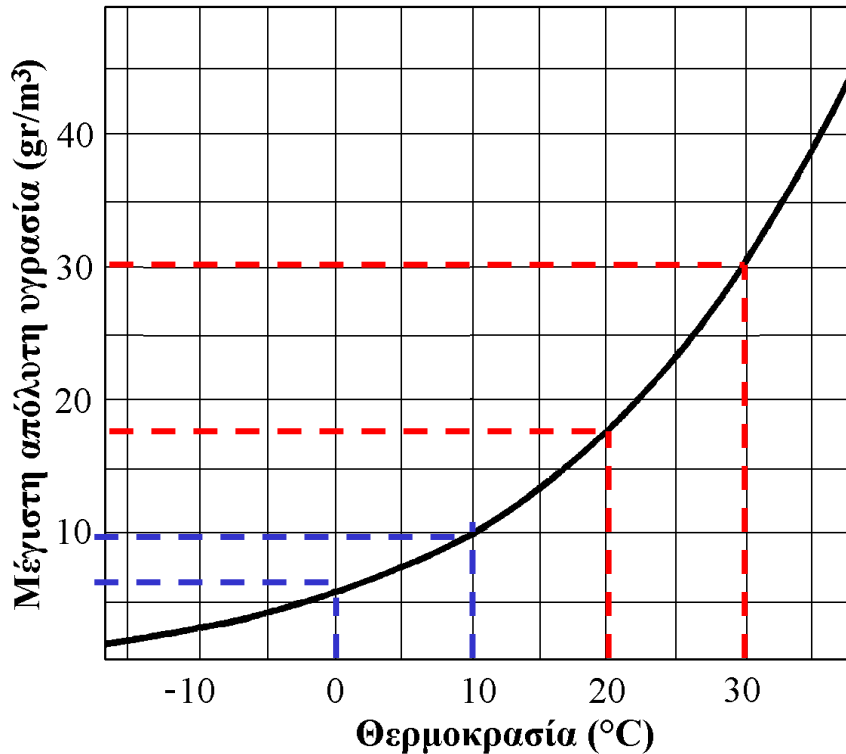
Το **καλοκαίρι** ευνοείται η εξάτμιση των υδάτινων επιφανειών λόγω των μεγάλων θερμοκρασιών \Rightarrow εμφανίζεται μεγαλύτερη απόλυτη υγρασία από ότι το χειμώνα.



Για την επιφάνεια της θάλασσας ισχύει:

$$\rho \text{ (gr/m}^3\text{)} \approx e \text{ (mmHg)}$$

Για κάθε τιμή *θερμοκρασίας* υπάρχει και μια αντίστοιχη *μέγιστη τιμή απόλυτης υγρασίας* (ρ_s).



Υπολογίζεται η ποσότητα των υδρατμών που συμπυκνώνεται αν ο κορεσμένος αέρας ψυχθεί, π.χ.

από 30° σε 20° C συμπυκνώνονται 30 – 18 gr = **12 gr** υδρατμών

από 10° σε 0° C συμπυκνώνονται 10 – 7 gr = **3 gr** υδρατμών



5.2.5 Αναλογία μείγματος (mixing ratio) (r)

Εκφράζει το πηλίκο της μάζας των υδρατμών (m_v) που περιέχονται σε ένα δείγμα υγρού αέρα προς τη μάζα του ξηρού αέρα (m_a) στο δείγμα:

$$r = \frac{m_v}{m_a} \quad \text{ή} \quad r = \frac{\rho_v}{\rho_a} \quad (\text{gr/kgr})$$

Επειδή οι τιμές του r στην ατμόσφαιρα είναι πολύ μικρές (< 0.04 gr/gr), το r εκφράζεται σε **gr/kgr** (< 40 gr/kgr).

Ισχύει για τη σχέση $r = f(e)$:

$$r = 0.622 \frac{e}{p - e}$$

και επειδή $e \ll p$

$$r = 0.622 \frac{e}{p}$$

Αντίστοιχα ορίζεται και η *κορεσμένη αναλογία μείγματος* (r_s)



Ισχύει:

$$r_s = 0.622 \frac{e_s}{p - e_s}$$

και

$$r_s = 0.622 \frac{e_s}{p}$$



5.2.5 Ειδική υγρασία (specific humidity) (q)

εκφράζει το πηλίκο της μάζας των υδρατμών (m_v) προς τη μάζα του υγρού αέρα ($m_a + m_v$) που περιέχονται σε ένα δείγμα υγρού αέρα στο δείγμα.

$$q = \frac{m_v}{m_v + m_a} \quad (\text{gr/kgr})$$

Διαιρώντας με m_v προκύπτει η σχέση $q = f(r)$:

$$q = \frac{1}{1 + \frac{m_a}{m_v}} = \frac{1}{1 + \frac{1}{r}} = \frac{r}{1 + r}$$

Αλλά: $r = 0.622 \frac{e}{p - e}$

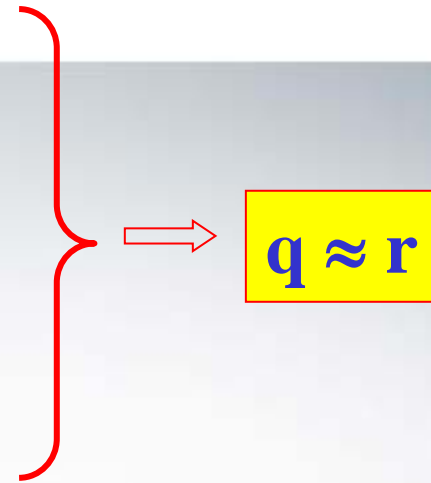
$$q = 0,622 \frac{e}{p - 0,378 e}$$

$$q = f(e)$$

Δηλ. ισχύει:

$$q = 0,622 \frac{e}{p - 0,378 e}$$

$$r = 0.622 \frac{e}{p - e}$$





5.2.6 Σχετική υγρασία του αέρα RH

ορίζεται ο λόγος της πραγματικής ποσότητας των υδρατμών (m_v) της ατμόσφαιρας προς τη μέγιστη ποσότητα (m_{vs}) την οποία μπορεί να συγκρατήσει κάτω από την ίδια θερμοκρασία και πίεση.

$$RH = \frac{m_v}{m_{vs}} = \frac{e}{e_s} = \frac{r}{r_s} = \frac{q}{q_s}$$

δίνει το μέτρο του κατά πόσο η ατμόσφαιρα απέχει πολύ ή λίγο από το σημείο του κόρου.

100%, κορεσμένη ατμόσφαιρα (ομίχλη, βροχή). Όταν η αέρια μάζα φτάσει στο σημείο δρόσου (π.χ. $T=T_d$).

Επιλύοντας τη γνωστή σχέση της αναλογίας μείγματος (r) με την τάση υδρατμών (e), ως προς e :



$$r = 0.622 \frac{e}{p - e} \quad \Rightarrow \quad e = p \frac{r}{0.622 + r}$$

Δηλ. η τάση (e) μεταβάλλεται **ανάλογα** προς την ολική πίεση (p) και την ποσότητα των υδρατμών (r) και **ανεξάρτητα** της θερμοκρασίας (T).

Αλλά (e_s) είναι **μονοσήμαντη συνάρτηση** της θερμοκρασίας (T).

Άρα, για σταθερή πίεση (p), ισχύει:

$$\text{RH} = \frac{e}{e_s} = \frac{f(r)}{f(T)}$$

$$RH = \frac{e}{e_s} = \frac{f(r)}{f(T)}$$



Δηλ. για σταθερή πίεση (p), η **RH** είναι ανάλογη της ποσότητας των υδρατμών (r) και αντιστρόφως ανάλογη της θερμοκρασίας (T)

Άρα, για σταθερή πίεση (p) η **RH** αυξάνεται

↳ με προσθήκη υδρατμών μέσω εξάτμισης, διατηρώντας σταθερή την θερμοκρασία (T),

↳ ελαττώνοντας την θερμοκρασία (T) διατηρώντας τώρα σταθερή την ποσότητα των υδρατμών που περιέχει

Συμπέρασμα

Όλες οι παράμετροι εκφράζονται σε σχέση με την τάση υδρατμών e και την πίεση P :



$$\rho \text{ (gr/m}^3\text{)} \approx e \text{ (mmHg)}$$

$$r = 0.622 \frac{e}{p - e}$$

$$q = 0,622 \frac{e}{p - 0,378 e}$$

$$RH = \frac{e}{e_s} = \frac{f(r)}{f(T)}$$

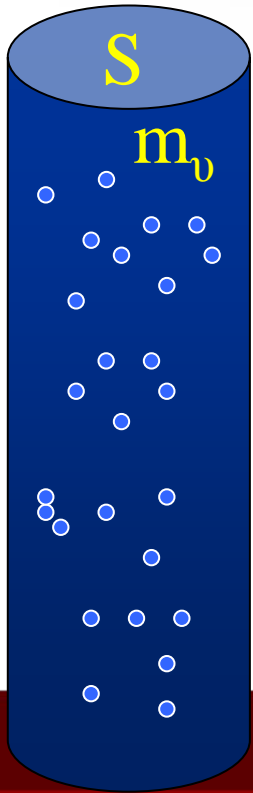
Η οποία υπολογίζεται μόνο με παρατηρήσεις θερμοκρασίας (Θ και Θ_w) και πίεσης P :

$$e = e_{s(\Theta_w)} - \alpha P (\Theta - \Theta_w)$$

5.3 Το Υετίσιμο νερό (YN)



Ονομάζουμε *υετίσιμο νερό (precipitable water)* ενός ατμοσφαιρικού στρώματος το σύνολο της μάζας των υδρατμών (m_v) που περιέχονται σε μια στήλη μοναδιαίας διατομής (S).



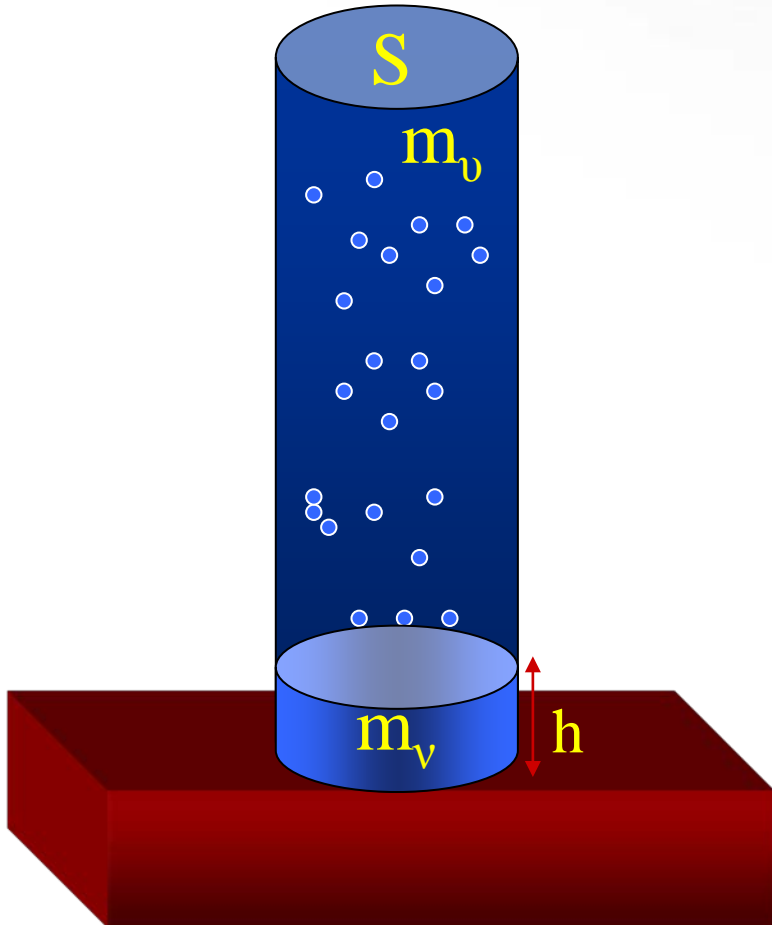
$$YN = \frac{m_v}{S}$$

Ο όρος «ολικό υετίσιμο νερό» αναφέρεται στην περίπτωση που το ύψος της στήλης αυτής είναι το ύψος όλης της ατμόσφαιρας.

Είναι ένα μέτρο του δυναμικού βροχής της ατμόσφαιρας σε περίπτωση καταιγίδας

το ΥN μετράται συνήθως και με το ύψος h της υδάτινης στήλης, μοναδιαίας τομής, που σχηματίζεται αν θεωρήσουμε ότι συμπυκνώνεται - υγροποιείται το σύνολο των υδρατμών που υπάρχουν στη στήλη αυτή.

Οπότε για $\Upsilon N = 1 \text{ kgr/m}^2$
έχουμε $\Upsilon N = 1 \text{ mm}$



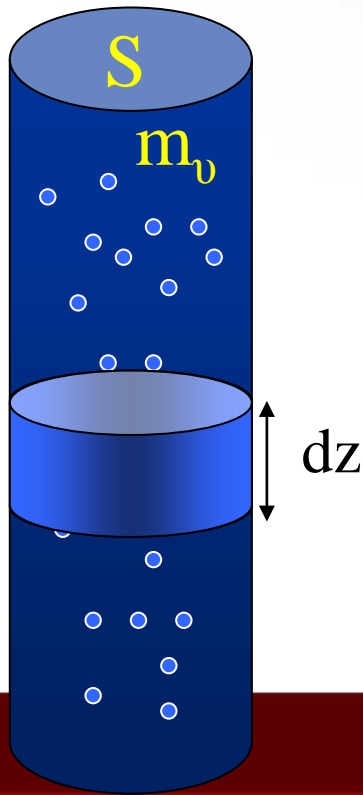
Η μάζα των υδρατμών dm_v στον στοιχειώδη όγκο dV :



$$dm_v = \rho_v dV = \rho_v S dz$$

Ολοκληρώνοντας μεταξύ z_1 και z_2 : $\int dm_v = S \int_{z_1}^{z_2} \rho_v dz$

$$\Rightarrow m_v = S \int_{z_1}^{z_2} \rho_v dz \quad \Rightarrow \frac{m_v}{S} = \int_{z_1}^{z_2} \rho_v dz \quad \Rightarrow$$



$$dm_v = \rho_v dV$$

$$YN = \int_{z_1}^{z_2} \rho_v dz$$

Το $\rho_v = f(z)$ και είναι άγνωστο.

Άρα δεν έχει πρακτική εφαρμογή.



Επειδή η αναλογία μείγματος (r):

$$r = \frac{m_v}{m_a} = \frac{\rho_v}{\rho_a} \Rightarrow \rho_v = r \rho_a$$

Άρα: $YN = \int_{z_1}^{z_2} \rho_v dz = \int_{z_1}^{z_2} r \rho_a dz$

Από υδροστατική
εξίσωση:

$$dp = -\rho_a g dz \Rightarrow \rho_a dz = -\frac{dp}{g}$$

$$YN = -\int_{p_1}^{p_2} r \frac{dp}{g} \Rightarrow$$

$$YN = \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} r dp$$

Αν το πάχος του στρώματος $z_2 - z_1$ δεν είναι πολύ μεγάλο, τότε μπορούμε να χρησιμοποιήσουμε τη μέση τιμή του (r) στο στρώμα αυτό:



$$\bar{r} = \frac{r_1 + r_2}{2}$$

Οπότε:

$$YN = \frac{1}{g} \int_{p_2}^{p_1} r \, dp \quad \Rightarrow \quad YN = \frac{1}{g} \bar{r} \int_{p_2}^{p_1} dp \Rightarrow$$

$$YN = \frac{1}{g} \bar{r} (p_1 - p_2)$$

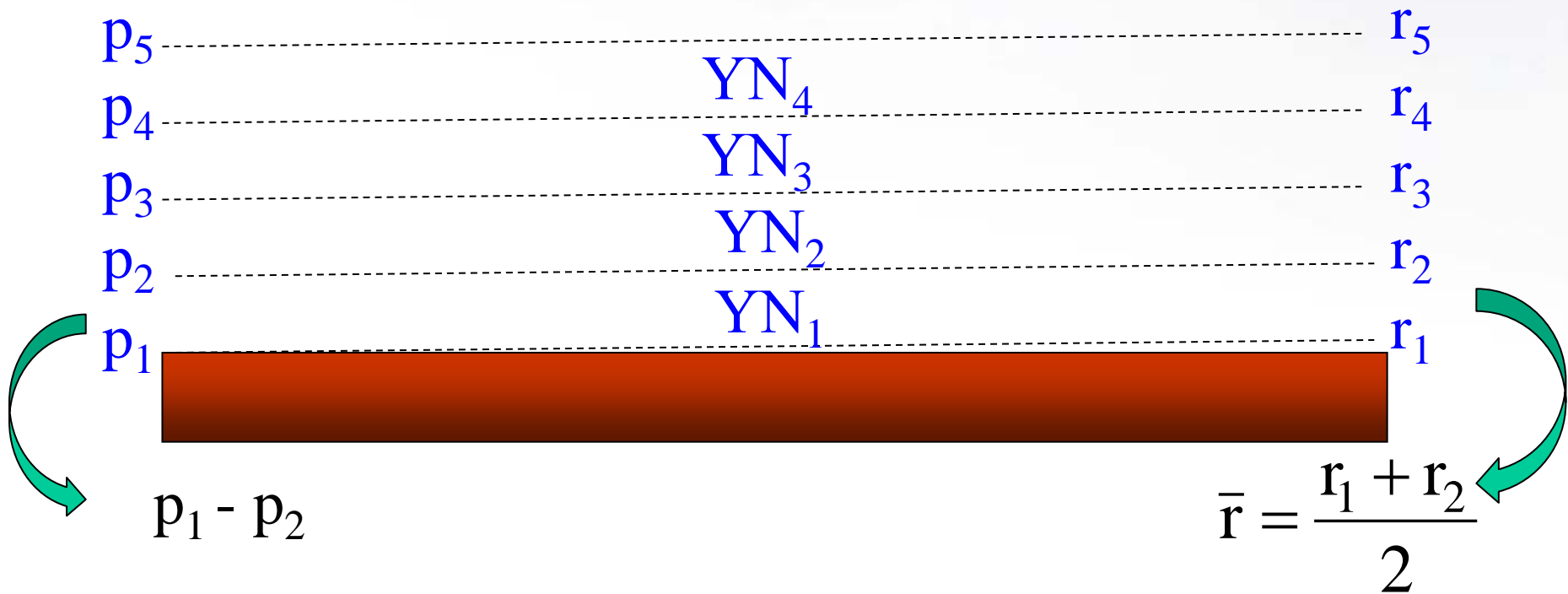
Έχει πρακτική εφαρμογή.

Χρησιμοποιούνται μετρήσεις p και r σε διάφορα επίπεδα από ραδιοβολίσεις



$$Y_N = \frac{1}{g} \bar{r} (p_1 - p_2)$$

$$Y_N = Y_{N_1} + Y_{N_2} + Y_{N_3} + Y_{N_4} \dots$$



$$\gamma_N = \frac{1}{g} \bar{r} (p_1 - p_2)$$



Μετράται σε **kgr/m²** (1mm υετού) εφόσον

g (m/sec²), r (Kgr/Kgr) και P (N/m²)

Μετράται σε **10⁻¹ kgr/m²** (10⁻¹ mm υετού) εφόσον

g (m/sec²), r (gr/Kgr) και P (mb ή hPa.)