

Applications : Thermodynamique de l'atmosphère

Processus thermodynamiques dans l'atmosphère

Dans tous les systèmes fermés composés d'air humide sous-saturé, l'humidité spécifique et le rapport de mélange restent constants. Par contre les pressions partielles de la vapeur d'eau et de l'air sec dépendent de la pression totale :

$$e = \frac{r}{r + \varepsilon} p$$

L'humidité relative est proportionnelle à la pression par e et à la température par e_s :

$$HR(\%) = 100 \frac{e}{e_s}$$

Une parcelle d'air contenant de l'eau liquide (par exemple l'air des nuages), à l'équilibre thermodynamique, est un système hétérogène formé par l'air sec, la vapeur d'eau en équilibre avec l'eau liquide (équilibre chimique), et l'eau liquide. La température est commune à toutes les parties du système (équilibre thermique) et la pression aussi (équilibre mécanique). Les procédés subis par ce système peuvent comporter des changements de phase. Dans ces transformations ni la pression partielle de la vapeur d'eau, ni le rapport de mélange se conservent. Par contre, si la parcelle d'air se maintient saturée, l'humidité relative est constante et égale à 100 %.

L'application du premier principe de la thermodynamique à un système constitué d'une particule atmosphérique subissant des transformations au cours de son mouvement nous permet de déterminer les variations de la température dans la particule au cours de ces transformations. La variation de température dépend de la variation de la pression, dp , et des échanges de chaleur avec l'environnement, δQ :

$$dT = \frac{R_m T}{c_p p} dp + \frac{1}{c_p} \frac{\delta Q}{m}$$

Ce qui nous conduit naturellement à considérer deux types de transformations subies par les particules atmosphériques : les transformations isobares ($dp = 0$) et les transformations adiabatiques ($\delta Q = 0$). Évidemment, toutes les transformations possibles ne se résument pas à ces deux éventualités, mais on peut généralement assimiler une transformation de l'air

atmosphérique à l'une ou l'autre. Nous verrons notamment qu'elles permettent de rendre compte d'une façon correcte du phénomène de formation des nuages.

Les transformations non adiabatiques sont, dans le cas général, les transformations thermodynamiques au cours desquelles les échanges de chaleur du système considéré avec son environnement ne sont pas nuls. Dans le modèle simplifié évoqué ci-dessus, ces transformations se réduisent aux transformations isobares.

Transformations isobares

Un système subissant une transformation isobare voit sa pression rester invariant. Un exemple simple en météorologie est l'atmosphère au niveau du sol en l'absence de perturbations. Dans ce cas, les fluctuations de la pression sont négligeables devant les fluctuations de la température – on peut alors considérer une variation de température à la surface comme une transformation isobare. C'est le cas par exemple au lever du jour lorsqu'on tentera de rendre compte de la présence de rosée au sol ; ce réchauffement matinal, et son pendant, le refroidissement nocturne, constituent l'oscillation diurne de la température de l'air dans les basses couches. On notera cependant que l'hypothèse isobare stricte n'est jamais vraie ; mais dans la mesure où les variations de la pression sont lentes et faibles devant les variations de température par exemple, elle est une bonne approximation.

À noter : les transformations isothermes n'existent pratiquement pas dans l'atmosphère.

Procédé isobare non adiabatique

Humidité relative : Points de rosée et de frimas (gelée)

L'humidité relative est le rapport (en pourcentage) entre la pression partielle de la vapeur d'eau et la pression d'équilibre de la vapeur d'eau en contact avec une surface plane d'eau pure. La température du point de rosée, T_d , est la température à laquelle il faut refroidir la vapeur d'eau (conséquemment l'air humide) pour qu'elle soit en équilibre par rapport à une surface plane d'eau liquide pure (l'air sera saturé). Il s'en suit que l'humidité relative d'une particule d'air à pression p et à température T est donnée par :

$$U(\%) = 100 \frac{e}{e_s} = 100 \frac{e_s(T_d)}{e_s(T)} \cong 100 \frac{r_s(T_d, p)}{r_s(T, p)}$$

Le point de frimas ou de gelée, T_f , est défini comme la température à laquelle la vapeur doit être refroidie pour que la pression partielle de la vapeur soit en équilibre thermodynamique avec une surface plane de glace pure.

À la surface terrestre la pression atmosphérique varie peu. Alors le point de rosée est un bon indicateur du contenu en vapeur d'eau de l'air. En été, le point de rosée est aussi un bon indicateur du confort humain. Des points de rosée supérieures à 20 °C indiquent des situations très humides et inconfortables.

L'humidité relative dépend autant de la température de l'air que du contenu en vapeur de celui-ci. Dans un jour ensoleillé l'humidité peut diminuer jusqu'à 50 % du matin à 2 h de l'après-midi, juste à cause de l'augmentation de la température.

Pour trouver le point de rosée dans un diagramme thermodynamique on doit suivre un procédé isobare, c'est-à-dire le point image qui représente l'état thermodynamique de l'air, doit se déplacer selon une isobare, jusqu'à l'intersection avec la courbe qui correspond au rapport de mélange de la particule d'air.

Il est possible aussi de calculer la quantité d'énergie qui doit perdre la masse d'air pour que l'air atteigne le point de rosée. Dans un processus isobarique cette énergie est égale à la variation d'enthalpie. Comme l'air humide est un gaz parfait $dh = (c_{pd} + qc_{pv})dT$, où q est l'humidité spécifique. La quantité de chaleur par unité de surface qui doit être perdue par une masse d'air de température T_0 pour être refroidie jusqu'à sa température du point de rosée T_d sera :

$$\Delta q = dh = c_p (T_0 - T_d), \text{ où } c_p = (c_{pd} + qc_{pv})$$

Condensation / évaporation : formation / dissipation du brouillard

Lorsque le ciel est dégagé et les vents faibles, la température près du sol diminue pendant la nuit par perte de chaleur par rayonnement infrarouge. Le procédé thermodynamique est isobare. Si les pertes de chaleur sont suffisantes, l'air atteint la température du point de rosée (ou frimas). L'humidité relative est alors 100 %. Si le refroidissement continue, une partie de la vapeur d'eau se condense pour maintenir l'équilibre thermodynamique.

Si la condensation se réalise sur les surfaces on parle de rosée ou frimas. Si les conditions sont propices, des gouttelettes microscopiques se forment sur les noyaux de condensation de l'air : c'est le brouillard radiatif. Une fois que la condensation commence le taux de refroidissement diminue puisque le changement de phase libère de la chaleur latente ce qui compense, en partie, les pertes de chaleur. Le brouillard se dissipera après le lever du soleil, par un apport d'énergie solaire qui provoque l'évaporation des gouttelettes qui constituent le brouillard.

La formation du brouillard peut aussi être observée lorsque de l'air ayant une certaine température et humidité relative passe au-dessus d'une surface ayant une température inférieure, la masse d'air refroidit et la vapeur d'eau condense en brouillard ; c'est le brouillard d'advection.

Le système thermodynamique est constitué d'air sec (masse = m_d), eau condensée (masse = m_w) et vapeur d'eau (masse = m_v) à l'équilibre thermodynamique sous les conditions de pression et température p, T . L'eau condensée peut être dans la phase solide ou liquide ou les deux. Nous allons traiter le cas du brouillard liquide. Comme l'air est saturée la pression partielle de la vapeur est $e_s(T)$ où T est la température du système :

$$m = m_d + m_v + m_w = m_d + m_t, m_t = m_v + m_w$$

En supposant que le système est fermé m et m_t sont conservés. Comme le procédé est isobare, il est un procédé dont la variation de l'enthalpie est égale aux échanges de chaleur avec l'environnement :

$$(dh)_p = (\delta q)_p$$

L'enthalpie du système est $mh = m_d h_d + m_v h_v + m_w h_w$; La variation d'enthalpie dh sera :

$$mdh = m_d c_{pd} dT + m_v c_{pv} dT + m_w c_w dT + l_v dm_v$$

En divisant par m et en définissant un coefficient de chaleur spécifique moyen pour le système

$$\bar{c}_p = \frac{m_d c_{pd} + m_v c_{pv} + m_w c_w}{m}$$

On obtient

$$dh = \bar{c}_p dT + l_v \frac{dm_v}{m} \quad (\text{exact})$$

Dans les phénomènes atmosphériques $m_d \gg m_v + m_w$, on a donc approximativement $\bar{c}_p \cong c_{pd}$ et $dq = dm_v/m \cong dm_v/m_d = dr$ et la variation d'enthalpie du système est approximativement :

$$dh \cong c_{pd} dT + l_v dr \quad (\text{approché})$$

L'enthalpie spécifique varie parce que la température varie ($c_{pd} dT$) et parce que, dans le système, le changement de phase d'une partie de l'eau libre (ou absorbée) de la chaleur latente ($l_v dr$).

Or dans le procédé isobare, $p = \text{constante}$, $dh = \delta q$:

$$\delta q \cong c_{pd} dT + l_v dr, \quad r = \varepsilon \frac{e}{p-e} \stackrel{p=\text{const}}{\Rightarrow} dr = \varepsilon \frac{p-e-(-e)}{(p-e)^2} de = \varepsilon \frac{p}{(p-e)^2} de \cong \frac{\varepsilon}{p} de$$

De plus

$$\begin{cases} e = e_s \\ de_s = \frac{l_v}{RT^2} dT \end{cases} \Rightarrow \begin{cases} dr \cong \frac{\varepsilon l_v e_s}{p R_v T^2} dT \end{cases}$$

$$\delta q \cong \left(c_{pd} + \frac{\varepsilon}{p} \frac{l_v^2 e_s}{R_v T^2} \right) dT$$

$$q \cong c_{pd} (T_f - T_i) + A (T_f - T_D), A = \frac{\varepsilon}{p} \frac{l_v^2 e_s (T_D)}{R_v T_D^2}$$

Le deuxième terme de droite est non nul si et seulement si la température finale $T_f < T_D$. Sinon l'air n'a pas atteint la saturation et $dr = \text{cste}$.

Si d'autres données (par exemple évaluation des pertes ou gains radiatifs) permettent l'estimation des pertes ou gains de chaleur, les équations ci-dessus nous permettent de déterminer la variation de température ΔT et la variation de la pression partielle de la vapeur Δe_s ou d'où rapport de mélange Δr

Procédé isenthalpique (isobarique et adiabatique)

Mélange de masses d'air

Mélange isenthalpique sans condensation de deux masses d'air

Considérons deux particules atmosphériques, à la même pression p , de températures T_1 et T_2 et d'humidités spécifiques q_1 et q_2 différents, et supposons qu'elles se mélangent sans condensation et sans échange de chaleur et masse avec l'environnement. Soient m_1 et m_2 les masses de ces particules.

L'humidité spécifique du mélange sera : $q = \frac{q_1 m_1 + q_2 m_2}{m_1 + m_2}$.

Puisque $r \cong q = \varepsilon \frac{e}{p}$, $r \cong \frac{r_1 m_1 + r_2 m_2}{m_1 + m_2}$ et $e = \frac{e_1 m_1 + e_2 m_2}{m_1 + m_2}$

Comme le procédé est isenthalpique, la variation d'enthalpie est nulle :

$$m_1 c_{p1} dT + m_2 c_{p2} dT = 0$$

$$m_1 (1 + 0,87 q_1) c_{pd} dT + m_2 (1 + 0,87 q_2) c_{pd} dT = 0$$

$$m_1 (1 + 0,87 q_1) c_{pd} (T - T_1) + m_2 (1 + 0,87 q_2) c_{pd} (T - T_2) = 0$$

Et la température du mélange sera :

$$T = \frac{(m_1 T_1 + m_2 T_2) + 0,87 (m_1 q_1 T_1 + m_2 q_2 T_2)}{m + 0,87 (m_1 q_1 + m_2 q_2)}$$

En fait, comme q_1 et q_2 sont de l'ordre de 10^{-2} , les seconds termes du numérateur et du dénominateur sont toujours petits devant les premiers, on trouve :

$$T \cong \frac{(m_1 T_1 + m_2 T_2)}{m}$$

C'est-à-dire que la température finale est donnée par la moyenne pondérée par la masse des températures initiales. De plus, par définition de température potentielle :

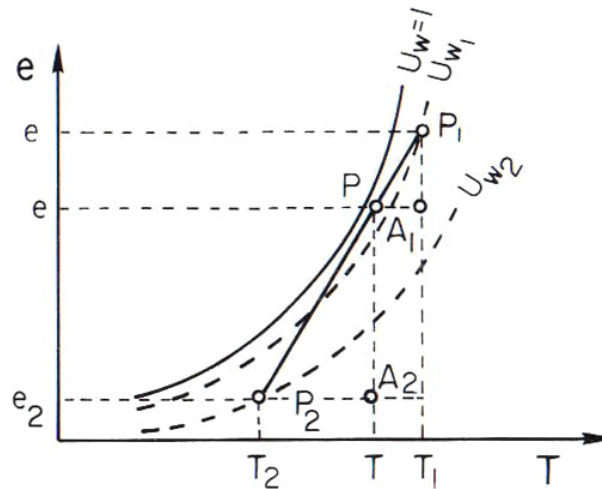


Figure 1 : effets du mélange isenthalpique sur l'humidité relative. Source : Iribarne, 1973.

Cette relation montre que $e = f(T) \cong mT + b$, équation d'une droite. La figure 1 montre sur un diagramme e vs T les trois points images A_1 , A_2 , et A distribués sur la droite $e = mT + b$. Les courbes d'humidité relative constante sont aussi représentées sur ce graphique ($U_{w1} = e_1/e_w(T)$ et $U_{w2} = e_2/e_w(T)$). A cause de la courbure des courbes d'humidité relative constante, l'humidité relative du mélange est toujours supérieure à la moyenne pondérée par la masse des humidités relatives avant le mélange.

Il se peut que le rapport de mélange du mélange dépasse le rapport de mélange saturant, même si les particules étaient, initialement, seulement très humides sans être saturées, comme la figure 2 le fait ressortir. Dans ce cas, le mélange des deux masses d'air est à l'origine d'un brouillard qui on appelle brouillard de mélange.

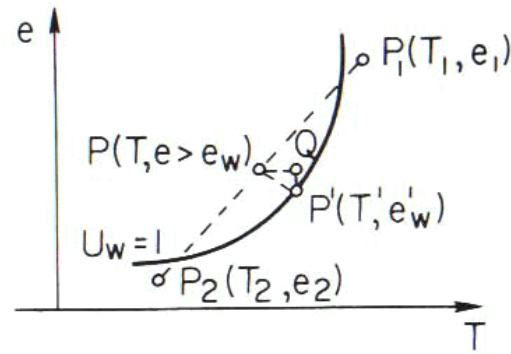


Figure 2 : mélange isenthalpique avec sursaturation. Source : Iribarne, 1973.

La formation des nuages. Expansion adiabatique

La presque totalité des nuages sont formés quand l'air humide est soulevé et que sa pression diminue. Les mouvements sont assez rapides pour qu'on puisse considérer que l'ascension est adiabatique. On la considère aussi réversible. La variation d'entropie est alors nulle :

$$c_{pd} \ln T - R_d \ln p + d \left(\frac{l_v r_s}{T} \right) = 0$$

Avant que la condensation commence, l'équation différentielle qui décrit le processus est :

$$c_{pd} \ln T - R_d \ln p = 0$$

L'intégration de cette équation nous donne la température finale, T , en fonction de la pression finale, p , si on connaît la température, T_0 , et la pression, p_0 , initiales.

$$\frac{T_0}{T} = \left(\frac{p_0}{p} \right)^{R_d / c_{pd}}$$

Si la parcelle d'air poursuit son ascension jusqu'à que sa saturation ($HR = 100\%$), on dit qu'elle atteint son niveau de saturation par ascension adiabatique. Il est possible de connaître la pression à laquelle l'air devient juste saturé si on connaît l'état thermodynamique de l'air (p , T et $U = HR/100$) :

Par définition d'humidité relative :

$$U = \frac{e}{e_s} \Rightarrow \ln U = \ln e - \ln e_s \Rightarrow d \ln U = d \ln e - d \ln e_s$$

Pendant le processus adiabatique la pression partielle de la vapeur d'eau va varier selon l'équation différentielle $d \ln e = \frac{c_{pd}}{R_d} d \ln T$, et la pression partielle saturante, qui dépend seulement de la température, varie selon l'expression différentielle de l'équation de Clapeyron :

$d \ln e_s = \frac{l_v}{R_v T^2} dT$. La variation de l'humidité relative vient :

$$d \ln U = \frac{c_{pd}}{R_d} \frac{dT}{T} - \frac{l_v}{R_v T^2} dT$$

On peut intégrer cette expression pour trouver la température, T_c , à laquelle $U = 1$ (niveau de saturation) :

$$\int_{U_0}^{U=1} d \ln U = \int_{T_0}^{T_c} \frac{c_{pd}}{R_d} \frac{dT}{T} - \int_{T_0}^{T_c} \frac{l_v}{R_v T^2} dT$$

$$-\ln U_0 = \frac{c_{pd}}{R_d} \ln \frac{T_c}{T_0} - \frac{l_v}{R_v} \left(\frac{1}{T_0} - \frac{1}{T_c} \right)$$

En connaissant T_c nous sommes en mesure de déterminer le niveau p_c au quel, par un processus adiabatique, cette température est atteinte :

$$\frac{T_0}{T_c} = \left(\frac{p_0}{p_c} \right)^{R_d/c_{pd}} \Rightarrow p_c = p_0 \left(\frac{T_0}{T_c} \right)^{c_{pd}/R_d}$$

p_c est la pression du niveau de condensation par soulèvement adiabatique (NCA).

Annexe

Rappels (mélange de gaz parfaits) : Propriétés thermodynamiques de l'air humide

L'air humide est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau. Tant qu'il n'y a pas de changements de phase, les deux gaz se comportent comme des gaz parfaits et, selon les lois de Dalton, aucun des gaz n'est affecté par la présence de l'autre. L'air humide en contact avec une surface d'eau sera à l'équilibre thermodynamique quand la pression de la vapeur est la pression d'équilibre (saturante) à la température commune du système. Une condition d'équilibre similaire est vérifiée quand l'air humide est en contact avec une surface de glace.

Rappels du cours de mélange de gaz parfaits

La vapeur d'eau est un gaz parfait et son l'équation d'état est :

$$e v_v = R_v T, \text{ où } R_v = R/M_v = 461 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}.$$

où e est la pression partielle de la vapeur d'eau, v_v le volume massique de la vapeur d'eau (volume par unité de masse), R_v la constante spécifique de la vapeur d'eau et T la température. Pour l'air saturé

$$e_s v_v = R_v T$$

où e_s est la pression d'équilibre de la vapeur d'eau (pression saturante).

Pour définir l'état thermodynamique de l'air humide il faut connaître sa teneur en vapeur d'eau. Plusieurs grandeurs mesurent la quantité de vapeur dans une parcelle d'air humide de masse m .

Soit m_v la masse de vapeur dans une parcelle d'air de masse m , pression p et température T . Si l'air n'est pas saturé, la masse d'air sec sera $m_d = m - m_v$.

Rapport de mélange

Par définition, on appelle rapport de mélange, r , de l'air humide, le rapport

$$r = \frac{m_v}{m_d}$$

r représente la masse de vapeur d'eau associée à l'unité de masse d'air sec. La grandeur du rapport de mélange est nettement inférieure à l'unité. En dehors des basses couches et des régions chaudes de l'atmosphère, il reste inférieur à 10^{-2} . Pour des raisons de commodité on exprime r en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec.

À partir de la définition précédente, on établit la relation fondamentale:

$$r = \varepsilon \frac{e}{p_d} = \varepsilon \frac{e}{p - e}$$

où $\varepsilon = R_d/R_v$, e la pression partielle de vapeur, p la pression de l'air humide et p_d la pression partielle de l'air sec dont la constante spécifique est $R_d = R/M_d = 287 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$.

Humidité spécifique

L'humidité spécifique est la quantité de vapeur d'eau par unité de masse d'air humide et est donnée par le rapport :

$$q = \frac{m_v}{m}$$

Les deux rapports r et q ne sont pas indépendants. Ils sont reliés par les expressions suivantes :

$$r = \frac{q}{1 - q}, \quad q = \frac{r}{r + 1}.$$

Puisque r et q sont plus petits que 0.02, $r \cong q$.

Humidité relative

La formation des nuages débute en général dès que l'air, initialement humide, devient saturé. On conçoit alors que les chances de formations nuageuses sont d'autant plus grandes que l'air est proche de la saturation. Il est alors intéressant de pouvoir estimer cette proximité de la saturation. L'humidité relative, HR , nous donne cette information.

$$HR(\%) = 100 \frac{e}{e_s(T)}$$

où T est la température de l'air.

On compare ainsi e à e_s : si l'air est sec, $e = 0$ et $HR = 0 \%$; si l'air est saturé, c'est-à-dire que la vapeur d'eau de l'air humide a une pression partielle d'équilibre à la température de l'air, $e = e_s(T)$, alors $HR = 100 \%$.

L'humidité relative a été définie en considérant la pression d'équilibre par rapport à une surface plane d'eau liquide pure. Pour des températures négatives, il est possible d'utiliser comme référence l'équilibre par rapport à une surface de glace pure. On définit ainsi l'humidité relative par rapport à la glace U_i :

$$U_i(\%) = 100 \frac{e}{e_{si}(T)}$$

Signalons alors que pour une même température négative, $e_{si}(T) < e_s(T)$ ce qui signifie que si l'air est saturé par rapport à la glace il ne l'est pas forcément par rapport à l'eau:

$$HR_i(\%) = 100 \frac{e_{si}(T)}{e_{si}(T)} = 100\%, \text{ mais } HR(\%) = 100 \frac{e_{si}(T)}{e_s(T)} < 100\%$$

Les hygromètres qui indiquent l'humidité relative par rapport à l'eau liquide à toute température, n'indiquent pas 100 % d'humidité quand ils sont placés dans un nuage de cristaux de glace.

On utilise souvent les formules suivantes (approximatives)

$$HR(\%) = 100 \frac{e}{e_s(T)} \cong 100 \frac{r}{r_s} \text{ où } r_s = \varepsilon \frac{e_s}{p - e_s}$$

Équation d'état de l'air humide

La présence simultanée d'air sec et de la vapeur d'eau dans une particule d'air humide est une particularité du système thermodynamique en étude. Dans le cas de l'air sec seul, l'état thermodynamique est complètement décrit par sa pression, p_d , sa densité, ρ_d , et sa température, T ; dans le cas de la vapeur d'eau pure, son état est défini par la pression e , sa densité, ρ_v , et sa température, T . Dans le cas de l'air humide il faut aussi spécifier la quantité d'humidité présente. Dans ce qui suit les symboles se référant à la vapeur d'eau aurons l'indice v , ceux se référant à l'air sec aurons l'indice d et ceux que se réfèrent à l'air humide n'aurons pas d'indice.

Les équations d'état de l'air sec, de masse m_d , occupant le volume V , à la température T et de la vapeur d'eau, de masse m_v , occupant le volume V et à la température T , sont respectivement :

$$p_d V = m_d R_d T \text{ et } e V = m_v R_v T$$

De la loi de Dalton des pressions partielles dans un mélange de gaz parfaits, à la température T , et occupant le volume V , la pression du mélange (air humide) est donnée par :

$$p = p_d + e = \frac{R_d m_d T}{V} + \frac{R_v m_v T}{V} = \frac{T}{V} (R_d m_d + R_v m_v)$$

Multipliant et divisant par la masse totale du système ($m = m_d + m_v$) on obtient :

$$p = \frac{Tm}{V} \left(R_d \frac{m_d}{m} + R_v \frac{m_v}{m} \right) = \rho T R^* \left(\frac{m_d}{m} \frac{1}{M_d} + \frac{m_v}{m} \frac{1}{M_v} \right) = \rho T \frac{R^*}{M} = \rho T R$$

Où R_d et R_v sont respectivement les constantes spécifiques de l'air sec et de la vapeur d'eau, R^* la constante universelle des gaz parfaits, M , M_d et M_v respectivement la masse molaire de l'air humide, de l'air sec et de la vapeur d'eau, R est la constante spécifique de l'air humide :

$$R = R_d \left(\frac{m_d}{m} \right) + R_v \left(\frac{m_v}{m} \right)$$

$$R = R_d (1 - q) + R_v q$$

$$R = R_d \left(1 - q + \frac{R_v}{R_d} q \right) = R_d \left(1 - q + \frac{1}{\varepsilon} q \right)$$

En sachant que $\varepsilon = 0,62197$, on obtient pour R en fonction de l'humidité spécifique, q , est :

$$R = R_d (1 + 0,608q)$$

On peut alors écrire l'équation d'état de l'air humide :

$$p = \rho T R_d (1 + 0,608q) \cong \rho T R_d (1 + 0,608r)$$

Température virtuelle

En météorologie, le facteur $\left(1 - q + \frac{1}{\varepsilon} q \right) = (1 + 0,608q)$ est en générale associée à la température absolue, plutôt qu'à R puisque la constante des gaz devrait être constante.... Ceci amène à définition de température virtuelle, T_v :

$$T_v = T (1 + 0,608q) \cong T (1 + 0,608r)$$

La température virtuelle est la température qu'une parcelle d'air devrait avoir pour que sa densité soit celle de l'air humide, aux mêmes conditions de pression et volume.

L'équation d'état des gaz parfaits prend alors une forme plus simple :

$$p = \rho T_v R_d$$

Autres propriétés de l'air humide sous-saturé

Constante spécifique R

$$R = \frac{m_d R_d + m_v R_v}{m} = (1 + 0,608q) R_d \cong R_d$$

Chaleurs spécifiques c_p et c_v

$$c_p = \frac{m_d c_{pd} + m_v c_{pv}}{m} = (1 + 0,87q) c_{pd} \cong c_{pd}$$

$$c_v = \frac{m_d c_{vd} + m_v c_{vv}}{m} = (1 + 0,97q) c_{vd} \cong c_{vd}$$

$$c_{pd} = 1004 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}; \quad c_{pv} = 1870 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}; \quad c_{vd} = 717 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}; \quad c_{vv} = 1410 \text{ J kg}^{-1}\text{K}^{-1}.$$

Exercices et travaux pratiques

Exercice 1

Lorsqu'il fait frais à l'extérieur, la condensation peut se produire sur la surface intérieure des vitres dans la maison. Supposons que la température de l'air dans la maison est de 20°C et que l'humidité relative est de 75 % (voir la figure E.1). À quelle température de la surface intérieure de la vitre la condensation commencera à se manifester?

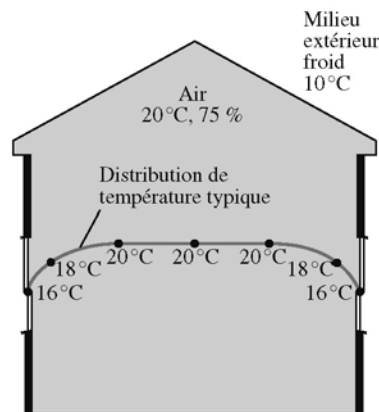


Figure E.1 – source : Thermodynamique. Une approche pragmatique. Çengel et Boles.

Exercice 2

Soit une pièce dont les dimensions sont de 5 m sur 5 m sur 3 m. La pièce est remplie d'air à 100 kPa et à 25°C , et son humidité relative est de 75%. Déterminez :

- 1) La pression partielle de l'air sec;
- 2) L'humidité absolue;
- 3) La masse d'air sec;
- 4) La masse de vapeur d'eau;
- 5) Le rapport de mélange;
- 6) La température du point de rosée;
- 7) La température virtuelle.
- 8) On déshumidifie la pièce par condensation, à température constante et pression partielle d'air sec constante, jusqu'à que l'humidité relative soit 40%. Déterminez :
 - a. Le rapport de mélange final
 - b. La pression finale
 - c. La quantité d'eau condensée.

Exercice 3

La pression totale et la température d'une parcelle d'air humide sont respectivement 975 hPa et 15°C. Son rapport de mélange est $1,80 \text{ g kg}^{-1}$. Déterminez pour cette parcelle :

- La pression partielle de la vapeur d'eau
- La température virtuelle

Exercice 4

Deux parcelles d'air de même masse, toutes deux à 1000 mb, se mélangent complètement. Leurs températures initiales et leurs rapports de mélange sont : $T_1 = 23.8^\circ\text{C}$, $r_1 = 16.3 \text{ g/kg}$; $T_2 = -6.4^\circ\text{C}$, $r_2 = 1.3 \text{ g/kg}$. Le mélange sera nuageux ou non?

- Utilisez un diagramme de Clapeyron (figure E.2) pour répondre à la question
- Utilisez les tables de pression de vapeur saturante pour répondre à la question.

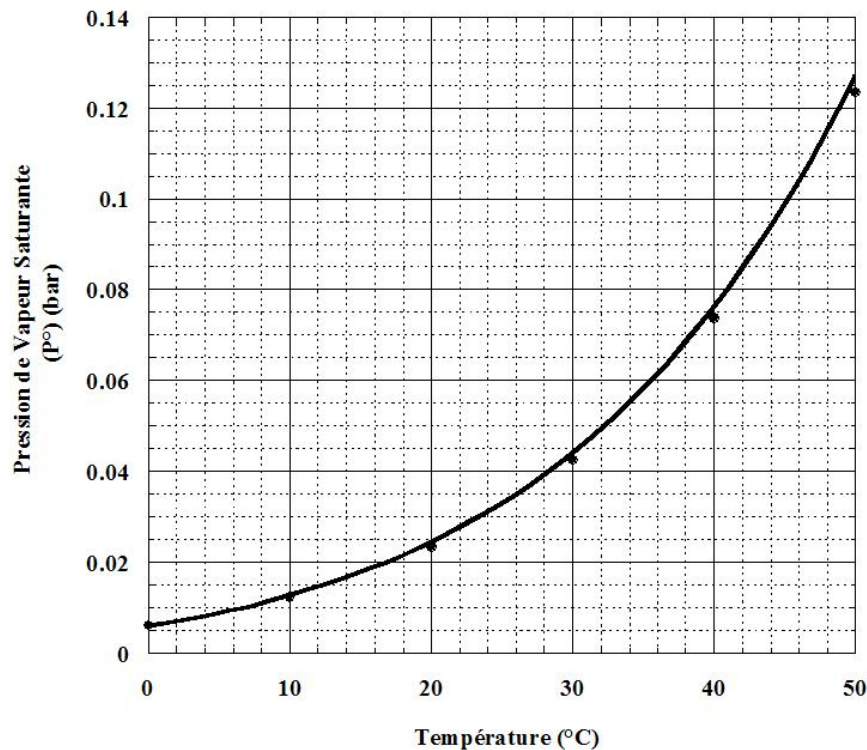


Figure E.2. Diagramme de Clapeyron pour l'eau

Exercice 5

Durant la formation d'un brouillard de radiation, 4,2 J/g est perdu après le commencement de la saturation, à 10 °C. La pression est 1000 mb. Quelle est la température finale? Quelle est la diminution de pression de vapeur et quelle est la concentration de brouillard, en gramme d'eau liquide par mètre cube?