

La troposphère humide

I. L'ÉTAT GAZEUX, L'ÉTAT MOUVANT.....	1
II. LA TROPOSPHÈRE.....	2
II.A. PRESSIONS DANS L'ATMOSPHÈRE.....	2
II.A.2. Rappel sur les unités, repères.....	4
II.B. LA TROPOSPHÈRE HUMIDE.....	5
LES AÉROSOLS.....	10
II.C. LES NUAGES.....	10
II.C.2. Nucléation des nuages.....	11
II.D. LES AÉROSOLS SULFATÉS.....	14
III. PROPRIÉTÉS RADIATIVES DES NUAGES.....	16
III.A. LES NUAGES ET LE RAYONNEMENT SOLAIRE DIRECT.....	16
III.B. LES NUAGES ET LE RAYONNEMENT TERRESTRE.....	17
IV. LA MACHINE À VAPEUR.....	18
BIBLIOGRAPHIE.....	21

I. L'état gazeux, l'état mouvant

Les définitions du Petit Robert, Gaz : "*corps fluide indéfiniment expansible occupant tout le volume dont il dispose*", et à vapeur d'eau : "*...-utilisation industrielle de la vapeur comme force*" laissent bien entendre la différence avec un schéma d'échange statique de type effet de serre par exemple.

Atmosphère vient du grec *atmos* qui signifie vapeur. Or il faut beaucoup d'énergie pour former cette dernière qui la rend au milieu lorsqu'elle disparaît (se condense). C'est encore cette molécule qui sert de repère pour nos thermomètres (0 et 100°C).

Les échanges radiatifs sont omniprésents comme dans les systèmes de surfaces fixées et permettent de comprendre bien des phénomènes observés. Les équations d'échanges radiatifs restent la base. Mais dans ce milieu mouvant on ne peut plus les appréhender isolément.

Le point de départ est l'équation des gaz parfaits, et applicable à l'air et la vapeur d'eau. L'état $p\nu$ (facteur de la pression et du volume spécifique) est défini par la température :

$$p\nu = RT \quad \text{ou} \quad p = \rho RT \quad (1)$$

avec ρ , densité = $1/\nu$ et R , ici la constante spécifique du gaz considéré, qui est par ex. 287,05 J kg⁻¹ °K⁻¹ pour l'air sec.

(1) exprime que si l'on touche à la température d'un gaz, on touche à sa pression ou son volume spécifique/densité...

Introduire l'état gazeux, c'est donc amener la pleine expression de la thermodynamique qui, comme son nom l'indique, traite des relations entre phénomènes thermiques et dynamiques (mécaniques). La thermodynamique est le lien entre la circulation et les transferts d'énergie.

a) Un système peut échanger de l'énergie avec son environnement en réalisant un travail :

$$w = - \int_{V_1}^{V_2} p dv \quad (\text{Joule})$$

où w est le travail spécifique (dans cette dernière équation on peut substituer à p sa valeur de l'éq. (1).

spécifique veut dire que le paramètre a été divisé par la masse ce qui donne des expressions qui ne dépendent pas de la dimension du système. Il en est de même de l'éq. (1) dérivée du célèbre

$$pV = nR^*T$$

b) Ou le système peut échanger de l'énergie avec son environnement en transférant de la chaleur, ce qui représente un échange thermique. Cela peut être par échanges radiatifs ou condensation d'eau.

Le **premier principe** de la thermodynamique ("Conservation de l'énergie") veut que le changement d'énergie interne, ΔU , soit égal à la somme de l'opposé du travail réalisé par le système, $-pdv$, et de la chaleur transférée dans le système, q . Avec introduction de C_p , la chaleur spécifique à pression constante, et C_v , la chaleur spécifique à volume constant, on peut montrer que le premier principe peut être exprimé sous deux formes équivalentes (Salby 1996, p. 68) :

$$\begin{aligned} C_p dT - v dp &= \delta q \\ C_v dT + p dv &= \delta q \end{aligned} \quad (2)$$

(pour l'air sec $C_p = 1004,5 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$ et $C_v = 717,5 \text{ J kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{K}^{-1}$)

Pour les processus adiabatiques, c'est à dire sans échange de chaleur, le terme de droite des deux équations (2) est nul.

Dans la troposphère, le travail d'expansion, les mouvements d'une parcelle d'air se font à une échelle de l'ordre de la journée ou moins. Il faut de l'ordre de deux semaines pour qu'une masse d'air atteigne un équilibre radiatif avec un nouvel environnement. Comme les transferts de chaleur sont lents par comparaison à d'autres processus météorologiques, certains de ces derniers pourront être traités comme adiabatiques. Comme les transferts de chaleurs sont centraux aux processus de maintenance de la circulation générale à long terme, l'effet diabatique, c'est à dire avec échange de chaleur, est importants pour le long terme (Salby, 1996, p. 58).

L'écoulement de chaleur du corps chaud vers le corps froid est spontané mais une fois l'équilibre atteint, le système ne revient pas à son état initial, la transformation n'est pas spontanément réversible. Le **second principe** de la thermodynamique ("Conservation du désordre") s'attaque au sens des transformations qui peuvent s'effectuer dans la nature. Il énonce les restrictions sur les possibilités de transformation de l'énergie calorifique en énergie mécanique. Le second principe utilise le concept d'entropie, S , qui mesure le "désordre". Lors d'une transformation réversible, on définit : $dS = \delta q / T$, (q chaleur, T température). Si une transformation est exécutée irréversiblement, il y a un ajout de rejet de chaleur vers l'environnement, et cela résulte en une réduction de travail net car cette chaleur n'est plus disponible dans le système ($dq < TdS$). L'entropie ne peut qu'augmenter avec un travail irréversible (mélange, dissipation...). C'est le cas d'une masse d'air qui se déplace par exemple de l'équateur vers les pôles rapidement, et perd irréversiblement une partie de chaleur avec son environnement (l'énergie décroît plus rapidement que le désordre, si bien que le degré de désordre par unité d'énergie augmente avec l'écoulement de chaleur d'un corps chaud vers un corps froid).

II. La troposphère

II.A. Pressions dans l'atmosphère

Bien qu'elle n'a pas de limite supérieure, l'atmosphère est tenue par le champs gravitationnel de la terre, qui empêche la masse atmosphérique de s'échapper vers l'espace. Cette force détermine la concentration de masse atmosphérique, 90% sous les 15 premiers kilomètres.

La "balance hydrostatique" équilibre le poids d'une colonne d'air de hauteur z , et la pression nette p sur sa base :

$$\frac{dp}{dz} = -\rho g \quad (\text{Pa m}^{-1}) \quad (3)$$

où ρ est la densité en kg/m^3 et g l'accélération de la gravité standard vaut $9,806 \text{ m s}^{-2}$.

L'air étant compressible, ρ est dépendant de la pression à travers la loi des gaz parfaits (1). En substituant cette expression de ρ dans (3), puis en intégrant de la surface à l'altitude z donne (via les propriétés des logarithmes, Salby 1996, p. 9) :

$$\frac{p}{p_s} = e^{\left(-\int \frac{g dz}{RT}\right)}$$

où p_s est la pression à la surface. La pression diminue avec l'altitude de manière exponentielle.

On pose $g/RT = 1/H$, où H est appelé *hauteur d'échelle*. Si H varie peu, on peut écrire (Brasseur et Solomon 1986, p. 44) :

$$P \approx P_s e^{\left(-\frac{z}{H}\right)} \quad (4)$$

z en mètres, la pression au niveau de la mer, p_s , étant de 1013 hectoPascal, hPa, qui sont les exacts équivalents des millibars. La valeur du paramètre H varie d'environ 8400 m à la surface à 6000 m ou moins dans les parties froides de l'atmosphère (tropopause, mesopause; pour les modélisations simplifiées d'une grande partie de l'atmosphère, 7000 est souvent utilisé)

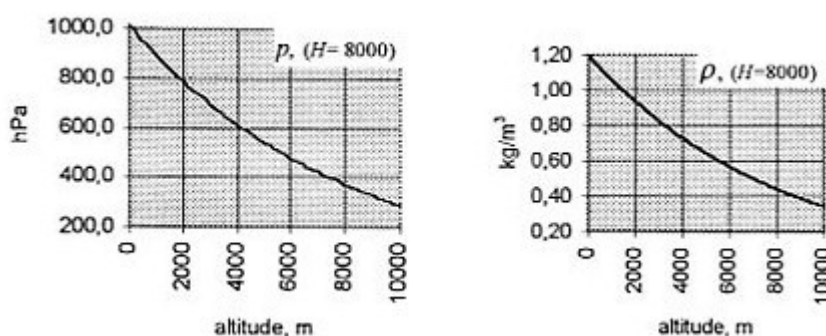


Fig. 1

Vers 5500-6000m, la pression, 500 hPa, est moitié de celle de surface. D'après (3), 50 % de la masse de l'atmosphère est disposée sous ce niveau. Vers 15 km la pression est un dixième de celle de surface. La pression décroît ensuite d'un facteur 10 pour chaque élévation supplémentaire de 15km (Salby 1996, p. 9).

La densité décroît de la même manière et parallèlement à la pression. On peut aussi écrire (Brasseur et Solomon 1986, p. 47) :

$$\rho \approx \rho_s e^{\left(-\frac{z}{H}\right)} \quad (5)$$

où ρ_s est la densité à la surface, 1,2 kg/m³ (Salby 1996, p. 9).

La forte décroissance de la pression avec l'altitude implique que les isobares, le long desquels $P=cte$, sont quasi-horizontaux (les différences de pression sur le plan horizontal sont beaucoup plus faibles). L'atmosphère est organisée en couches : "....sphères" connectées par des "...pauses". Ces couches ont été définies par leurs caractères thermiques : dans chaque couche la variation de température ne change pas de signe.

Lien approximatif "moyen" entre altitude et pression		
hauteur en km		Pression en hPa
85	Mesopause	0,1
50	Stratopause	1
30		10
20		55
12 (8-18)	Tropopause	200 (300 à 80)
8,5		300
5,5-6		500
2300		750
1,5	sur les AMP, limite Planetary Boundary Layer (PBL)	840-50
1		890
0	niveau mer	1013

II.A.2. Rappel sur les unités, repères

La **masse** d'un corps est la mesure de son inertie, la résistance qu'il oppose à un changement de sa vitesse
 Encyclopedia britannica : « *comme illustration de la différence entre masse et poids, considérer l'exemple suivant. Si un corps lourd lisse reposait sur une couche de glace plate, la masse du corps influencerait le temps pris pour l'amener à une vitesse donnée, et aussi le temps qu'il faudrait pour l'arrêter, plus grande est la masse, plus long est le temps. D'un autre côté, le poids du corps influencerait l'effort pour le soulever.* ». On pourrait prendre soit la force, soit la masse comme unité fondamentale. Le système SI est connu comme système absolu l'unité fondamentale de masse est le kilo (par opposition à un système gravitationnel comme l'est l'engineering système anglo-saxon qui prend la force en pound comme unité fondamentale).

Force = masse (kg) × accélération (m/s²); $1 \text{ N} = \frac{\text{kg m}}{\text{s}^2}$ (dans le système CGS l'unité était le dyn = 10⁻⁵ N).

Cette description est la loi de Newton, qui est un concept mathématique.

Le **poids** est un cas particulier de force dans lequel l'accélération est celle de la gravité : kg × g, c'est donc aussi en newtons. A Paris, où g = 9,81 N/kg, une masse de 1 kg pèse donc 9,81 N, 1kgf = 9,81 N, même si on dit couramment dans la vie quotidienne qu'un objet pèse 1 kg.

Encyclopedia britannica : « *L'accélération de la gravité varie légèrement de place en place à la surface de la Terre et, dans l'espace interstellaire, elle peut approcher zéro. Ainsi alors que la masse d'un corps aux vitesses considérées en mécanique classique est une constante, le poids d'un corps variera avec sa position relative au centre de la Terre. A la même place, les masses des corps sont proportionnelles à leur poids et donc les peser est un moyen pratique de mesurer leurs masses.* »

La **Pression** = Force (N) par unité de surface (m²);

1 Pa est engendré par une force de 1 newton par m² : $1 \text{ Pa} = \frac{1 \text{ N}}{\text{m}^2} = \frac{\text{kg}}{\text{m s}^2}$

nom en l'honneur de Blaise Pascal qui avec le baromètre à mercure inventé par Torricelli, mis en évidence la différence de pression entre Paris, Clermont-Ferrand et le sommet du Puits de Dôme. Autour des années 1650 il a écrit *Traité de l'équilibre des liqueurs et de la pesanteur de la masse de l'air*.

Ainsi 1 kgf/m² ≈ 9,8 Pa (1kgf = 9,81 N) → 1kgf/m² ≈ 10 Pa pour simplifier.

1 bar = 10⁵ Pa = 0,1 MPa (vient du grec baros : qui pèse, également baromètre)

1 hPa (hectopascal, 10² Pa) = 1 mb (millibar, 10⁻³ bar),

1 atm (standard) = 1,0133 bar = 1013,3 hPa (unité désignée pour représenter la pression moyenne de l'atmosphère terrestre au niveau de la mer).

« *la masse par unité de surface de l'atmosphère est d'environ 10⁴ kg m⁻² et puisque l'accélération de la pesanteur est de l'ordre de 10 m·s⁻² le poids de l'atmosphère par unité de surface, ou la pression atmosphérique, est de l'ordre de 10⁵ N m⁻² soit 10⁵ Pa soit 1bar.* » (cours Daniault, 2005).

1 torr = 1 mm de mercure défini historiquement à 0°C. Car il se trouve que la pression de 1 atmosphère est presque exactement égale à la pression exercée par une colonne de 760 mm de Hg dans un baromètre à mercure :

1 atm = 760 mm Hg = 1013 hPa; ρgh : 13550 à 13600 × 9,80665 × 10⁻³ ≈ 133,3 Pa (× 760 ≈ 1013 hPa).

L'italien Evangelista Torricelli (1608-1647) secrétaire de Galilée vieillissant, auquel il a succédé, a rempli un tube long de 1,2 m de mercure et l'a retourné dans un récipient d'eau. Malgré la densité du mercure (≈ 13,6) tout le mercure n'est pas tombé. Il a reconnu que l'espace créé au dessus du mercure était du vide. Observant une variation de jour en jour, il a conclu que cela était dû à des variations du poids de l'atmosphère sur l'eau. Le baromètre était inventé. La pression au niveau de la mer correspond à 760 mm de mercure. Il n'a inclus cela dans une publication de géométrie (*Opera Geometrica*) que plus tard en 1644.

Aujourd'hui le torr est utilisé comme unité en médecine pour la pression sanguine voir la pression intra oculaire.

L'eau : 1 m d'eau à 4°C = 98,06 hPa, en simplifié ~ 100 hPa et donc : 1 hPa ~ 1cm d'eau. Donc 10 m sous l'eau on a une pression (en plus) de ≈ 1 atmosphère.

« *La masse volumique de l'eau étant 1000 fois celle de l'air, environ 10 m d'océan ont le même poids par unité de surface : la pression augmente d'environ 1bar tous les 10m de profondeur.* » (cours Daniault, 2005).

Sous une dépression à 985 hPa le niveau de la mer aura une élévation relative de 28 cm; sous un AMP à 1040 hPa, le niveau de la mer aura un déficit relatif de 22 cm. Si les deux se succèdent à un endroit donné, la variation est de 1/2 mètre.

Lors des tempêtes de fin 1999 où la centrale nucléaire du Blayais a été envahies par les vagues, la pression était de 981,3 hPa (736 mm Hg ; B. Belbéoch in Gazette Nucléaire, [là](#), n°181/2 p. 19).

Sur l'Atlantique Nord entre l'Islande et l'Écosse, la pression la plus basse connue est inférieure à 916 hPa le 10 janvier 1993 (Leroux 2000 p. 117). Et, dans un cyclone, "L'œil est également dépressionnaire, le record de pression la plus basse mesuré étant de 870 hPa (dans le Pacifique Nord-Ouest)." (Leroux 2000 p. 195).

Le vent :

Le vent à 240 km/h d'un cyclone tropical exerce une pression d'environ 600 kg/m² (Leroux 2000, p. 196), soit 60 hPa, souvent par à coup, véritables coups de butoirs...

Lors des tempêtes de fin 1999, le vent a eu des pointes à 194 km/h à Royan (B. Belbéoch in Gazette Nucléaire n°181/2 p. 19)

"The force exerted by the wind on an object is equal to the rate at which it intercepts momentum from the air. It's roughly equal to the cross-sectional area of the object, times the density of the air, times the velocity of the air squared. The velocity gets squared because while the momentum of a volume of gas is equal to its mass times its velocity, the mass intercepted per second is also proportional to velocity. That gives a factor of velocity squared."

II.B. La troposphère humide

C'est par définition la partie "troublée" de l'atmosphère avec des mouvements à la fois horizontaux et verticaux. Elle est épaisse de 18 km à l'équateur, environ 12km aux latitudes moyennes, et 8 km aux pôles, hauteurs où se situe la tropopause (200 hPa). C'est donc la plus dense avec presque 90% de la masse atmosphérique.

▫ La **température** moyenne observée diminue de bas en haut, suivant un gradient linéaire, d'environ 0,65°C/100m. A la tropopause, la température est de -50°C (pôles) à -80°C (équateur où elle est deux fois plus haute).

La température d'un gaz en mouvement décroît linéairement avec l'altitude par effet de détente opérée sans échange de chaleur (transformation adiabatique). Dans ces conditions, la température de l'air sec décroît d'environ 10°C en montant d'1km ou croît d'environ 10°C en descendant d'1km, c'est le **gradient dit adiabatique**. Il est valable aussi pour de l'air humide non saturé parce que les propriétés thermiques de l'air sont peu modifiées par la présence de vapeur d'eau.

On part d'une expression de la première loi de thermodynamique (2) appliquée au processus adiabatique qui décrit que la température varie avec la pression de manière déterminée :

$C_p d\ln T - R d\ln P = 0$. La pression est remplacée par sa valeur de la relation de la balance hydrostatique où elle est fonction de g l'accélération de la gravité terrestre, et de ρ , la densité (eq. 3). Cette densité enfin est remplacée par sa valeur de l'équation des gaz parfaits (eq.1). On arrive simplement à (Salby 1996, p. 74) :

$$C_p dT + g dz = 0 \quad \text{soit} \quad -dT/dz = g/C_p$$

où C_p est la capacité de chaleur spécifique à pression constante de l'air sec qui est 1004,5 J Kg⁻¹ °K⁻¹.

C'est une droite de pente 9,8°/km.

Le deuxième cas est celui de l'air humide mais cette fois à saturation. La vapeur d'eau transportée verticalement est systématiquement et progressivement extraite au fur et à mesure de l'élévation. La libération de chaleur latente freine le refroidissement du à l'expansion adiabatique. On obtient une relation un petit peu plus complexe, qui n'est pas une droite mais en est assez proche avec une pente de 6,5°/km (Salby 1996, p. 133). C'est le **gradient dit pseudo-adiabatique**. Il caractérise une stabilité neutre à saturation.

On constate que **le gradient moyen réel de 6,5°C est proche du gradient pseudo-adiabatique**. On revient sur ce constat plus loin.

L'effet foehn est un témoin de ces variations de température avec l'altitude. L'air chaud (sinon il ne monte pas) s'élève sur une chaîne de montagne et perd son eau en refroidissant (gradient pseudo-adiabatique). En descendant de l'autre côté du relief, sa température s'élève suivant le gradient adiabatique. Il y a un gain de température. C'est le cas du vent de sud, le föhn, qui vient d'Italie et descend sur le versant nord des Alpes suisses et autrichiennes, de la Lombardie sur les Alpes françaises, du "Vent d'Espagne" sur le versant français des Pyrénées, du Chinook à l'Ouest des Rocheuses, etc.

▫ Pratiquement toute **l'eau**, sa quantité à un instant donné est estimée à 13 000 km³ (13 000 milliards de tonnes), vapeur et nuages, est localisée dans cette seule troposphère, les 3/4 sous 4 km d'altitude. De concentration très variable, elle constitue une moyenne d'environ 1% par volume de l'atmosphère (de quelques ppmv à 40 000 ppmv, 1% étant 10 000ppmv, parties par million par volume).

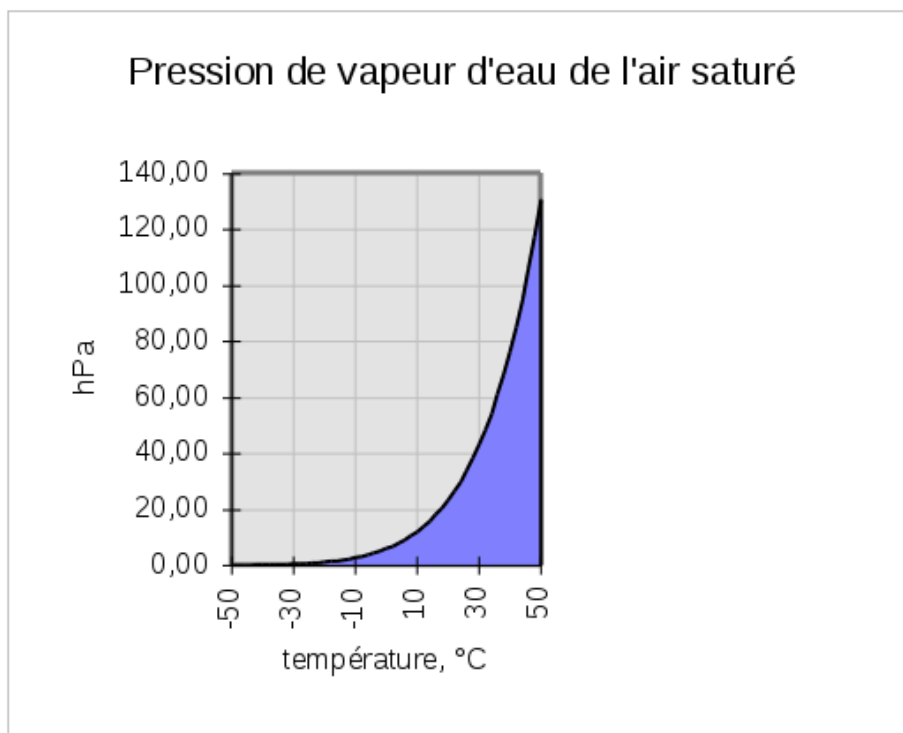
Un corps pur dont l'état implique deux phases, par exemple liquide et vapeur, possède seulement un degré de liberté thermodynamique. Par exemple si l'on spécifie sa température, on détermine la pression du système et cela est valable tant que les deux phases coexistent. La relation entre les deux paramètres est déduite des lois de la thermodynamique pour le changement d'état (relation de Clausius-Clapeyron).

La pression de vapeur d'eau à l'équilibre est la quantité maximale de vapeur que peut supporter l'air à une température donnée. En rapport à l'eau (vaporisation, Fig. 2), elle est donnée par (Salby 1996, p. 113) :

$$P_{H_2O_{sat}} \approx 10^{\left(9,4041 - \left(\frac{2354}{T}\right)\right)} \quad (6)$$

écrite ici pour donner un résultat en hectoPascals, T étant en °K. La courbe d'équilibre de la vapeur en rapport à l'état solide (glace, sublimation) est proche de celle pour l'eau.

Fig. 2



$P_{H_2O_{sat}}$ varie vivement avec la température de manière exponentielle.

A une température donnée, il y a une quantité fixée de vapeur d'eau qui peut occuper une certain espace, par exemple celui d'une bouteille fermée à demie remplie d'eau. Si on met cette bouteille au soleil, il y aura un supplément d'évaporation jusqu'au nouveau niveau de saturation. Il y aura plus de vapeur dans la bouteille, sa pression sera plus élevée. Ainsi, la pression de vapeur d'eau est une mesure directe de la quantité de vapeur d'eau dans un volume donné d'atmosphère. Sur la Fig. 2, le domaine coloré foncé est celui où l'évaporation a lieu. L'autre est celui où la condensation se produit (l'eau est évacuée). On voit tout de suite que le gros de l'évaporation se produira au dessus des océans tropicaux (dont la température de surface est $> 25^\circ\text{C}$). "A 14°C , par exemple, 1 m^3 d'air contient au maximum 12g de vapeur d'eau. A 30°C , il peut en contenir 30g." (Pédélaborde, "Les moussons", 1970, p. 96; il fait remarquer que la masse moléculaire de la vapeur est 18 contre 28,8 pour l'air sec).

A cause de la compressibilité de l'air, on ne peut pas parler en concentration absolue, il faut parler en concentration relative. Pour une espèce i , la fraction molaire, N_i :

$$N_i = \frac{n_i}{n}$$

et par la loi des gaz parfait (Salby 1996, p. 7) :

$$N_i = \frac{p_i}{p} = \frac{V_i}{V}$$

Il est pratique de se référer à l'air sec. On utilise la fraction massique de mélange, r_i :

$$r_i = \frac{m_i}{m_{\text{sec}}},$$

pour l'eau l'unité utilisée est le g/kg, pour l'ozone stratosphérique, elle est le ppmm ou simplement ppm (1 mg/kg). Contrairement à la fraction molaire, les masses sont constantes et donc r_i est fixe pour une parcelle individuelle d'air. En fait pour les espèces en trace, même la vapeur d'eau, la masse d'air en présence de l'espèce en question est virtuellement la même que celle de l'air sec et on a la relation :

$$N_i \approx \frac{r_i}{M_i/M_{\text{sec}}}$$

où M_{sec} et M_i sont les poids molaires de l'air sec et du gaz i .

Le lien de r_i avec la pression vapeur, p_v , est (Salby 1996, p.119) :

$$r = 622 \frac{p_v}{p} \quad (\text{g/kg}) \quad (7)$$

ou p est la pression ambiante.

On définit aussi une grandeur sans unités :

- l'humidité relative, HR :

$$HR = \frac{p_{H_2O}}{P_{H_2O, \text{sat}}} = \frac{r}{r_{\text{sat}}}$$

Cette notion d'humidité relative, bien qu'invisible à l'œil, correspond parfaitement à nos sensations physiques. Pour la mesurer :

- On a l'hygromètre à cheveux basé sur le fait qu'un cheveu (humain; ou un autre matériel organique) qu'on garde sous une légère tension se raccourcit, ou s'allonge, selon l'humidité relative. Un système mécanique qui magnifie l'écart le lie à une aiguille qui pointe sur un support gradué qui a été étalonné. Il existe de nombreux petits appareils peu coûteux sur le marché. Cependant cet hygromètre est peu précis.

- Le psychromètre, qui est aussi un hygromètre, qui aboutit à un résultat précis, est utilisé de préférence par les météorologistes. Il est constitué de deux thermomètres semblables montés l'un à côté de l'autre, dont le réservoir de l'un est entouré d'une mousseline serrée (coton, lin) saturée d'eau distillée, ou qui peut l'être (lié à une petite réserve, ou bien qu'on trempe quand on veut faire la mesure), mis en un endroit convenablement aéré, ou ventilé. L'évaporation, proportionnelle à l'humidité relative de l'air, absorbe de la chaleur du réservoir du thermomètre humide et entraîne une baisse de la température qu'il indique (l'autre indiquant la vraie température, à lire en même temps). Plus l'air est sec plus l'eau s'évapore vite alors qu'à saturation la température des deux thermomètres devient identique. Par l'emploi de tables dites psychrométriques (à double entrée, la température du thermomètre sec d'une part, et de la différence entre les deux thermomètres d'autre part), ou par calcul (les formules sont connues), on peut déterminer l'humidité atmosphérique. On peut aussi en calculer le dit "point de rosée" : la température à laquelle l'air devrait être refroidi pour qu'on ait saturation.

- la fraction volumique de mélange donne une information similaire à r_i mais en dimension différente (Salby 1996, p. 7) :

$$\frac{V_i}{V_{\text{sec}}} = \frac{r_i}{M_i/M_{\text{sec}}} \quad \text{pour la vapeur d'eau :} \quad \frac{V_v}{V} = \frac{r_v}{0,622},$$

Cette fraction est généralement donnée en ppmv, parties par millions par volume (fraction $\times 10^6$; 1 ml/m³ = 1cm³/m³). Par exemple, la "couche d'ozone" dans la stratosphère a 12 ppmv : l'ozone y représente 12 cm³ de gaz dans un mètre cube d'air (12/1 000 000 cm³). On voit que la fraction volumique de mélange est approximativement égale à la fraction molaire ($N_i = V_i/V$), ce qui reflète l'abondance relative des molécules de l'espèce i .

Le tableau 1 donne les valeurs de saturation à la surface (1013 hPa) en fonction de la température :

Tableau 1		
Température °C	$p_{H_2O.sat}$ (eq. 6) hPa	r_{sat} (eq. 7), P=1013hPa (g/kg)
0	6,0	3,68
5	8,6	5,31
10	12,2	7,49
15	17,0	10,43
20	23,4	14,39
25	32,0	19,63
30	43,2	26,5
35	57,7	35,43

Aux températures et pressions de la troposphère, la pression de saturation dépasse rarement 60hPa et la fraction massique de mélange à saturation excède rarement 35g/kg (c'est à dire 3,5 % en poids). C'est pour cette raison que la vapeur d'eau n'est pas plus abondante dans la troposphère. La distribution moyenne observée à la surface varie de 18g/kg à l'équateur à 2g/kg à la latitude de 70° (Salby 1996, p. 26).

Verticalement, la zonation est plus sévère encore.

On prend pour exemple une parcelle d'air qui contient 6g/kg de vapeur d'eau (*humidité relative* = 42%) à une température de 20°C (293°K), chaude en rapport à son environnement troposphérique, et qui s'élève à partir de la surface (1013hPa) : tableau 2, qu'on peut schématiser par la Fig. 3.

La température de la parcelle diminue adiabatiquement avec l'élévation. Tant que sa fraction massique r_0 , 6g/kg, est inférieure à la fraction massique à saturation, r_{sat} , elle ne change pas avec l'ascension (grosse flèche verticale Fig. 3). Arrive le niveau où la fraction massique de saturation, r_{sat} est égale à la fraction massique de la parcelle, r_0 , ici 6 g/kg. On l'appelle Niveau de Condensation d'Ascension, NCA. Ce NCA est la base des cumulus qui sont nourris par de l'air provenant de la surface. A ce niveau, r devient plus grand que r_{sat} . Pour restaurer l'équilibre, de la vapeur doit se condenser, juste assez pour que $r = r_{sat}$. Désormais la fraction massique de la parcelle varie comme r_{sat} avec l'altitude (flèche oblique qui suit la courbe). Le relâchement de chaleur latente, une source majeure interne à la parcelle ajoute à la différence de densité qui maintient l'ascension. On passe dans la parcelle à une variation de température avec l'altitude qui est celle du gradient pseudo-adiabatique. Comme r_{sat} décroît continuellement avec l'altitude, le pourcentage de vapeur d'eau diminue au profit du condensât et les gouttelettes d'eau grossissent. Peut arriver un point où elles ne peuvent plus être supportées par l'air ascendant et elles précipitent.

tableau 2

Altitude (mètres)	pression (eq. 4, $H=8000$)	Température grad. adiabatique $10^\circ/\text{km}$	Température grad. pseudo-adiabatique $6,5^\circ/\text{km}$	Pression de vapeur à saturation (eq. 6), hPa	r_0 (g/kg)	r_{sat} (eq.7) (g/kg)
0	1013,0	293		23,44	6	14,39
500	951,6	288		17,00	6	11,11
1000	894,0	283		12,19	6	8,48
1500	839,8	278		8,64	6	6,40
2000	788,9		273,0	6,04	$\approx 3/4$ ®	4,77
2500	741,1		269,8	4,76		3,99
3000	696,2		266,5	3,72		3,33
3500	654,0		263,3	2,90		2,76
4000	614,4		260,0	2,24		2,27
4500	577,2		256,8	1,72		1,85
5000	542,2		253,5	1,31		1,51
Tropopause						
12 000	100		208 (-65°C)	0,01		0,076

NCA

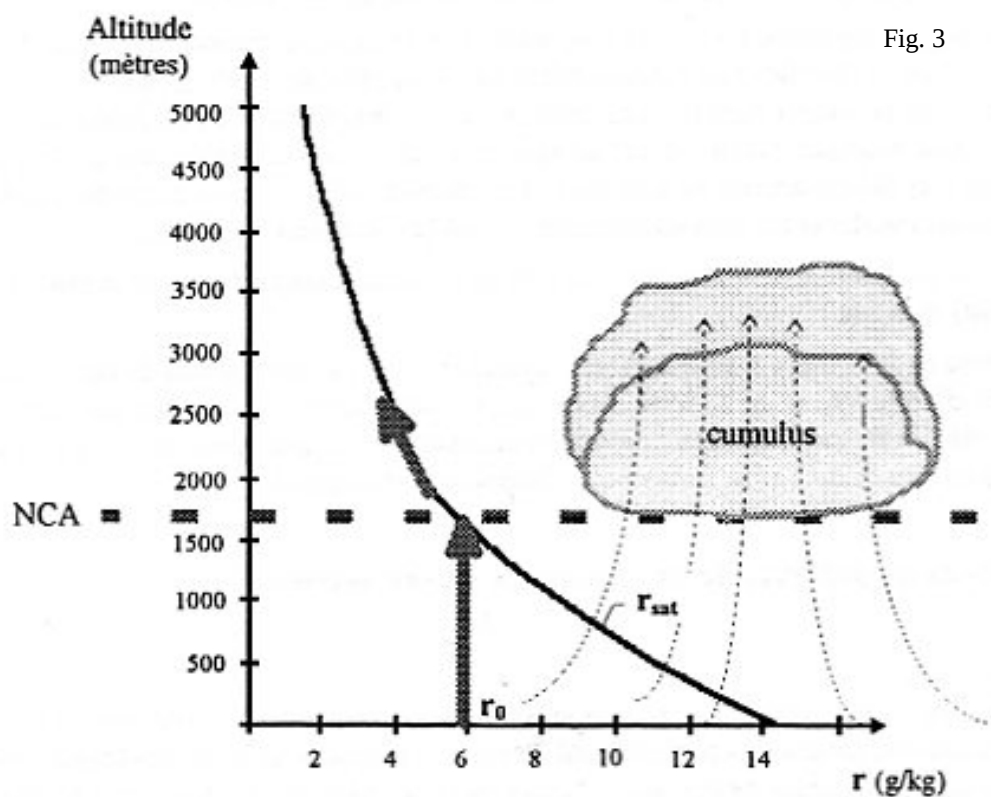


Fig. 3

Aux latitudes moyennes, vers 7000-8000m d'altitude (vers 400hPa), la fraction massique observée est tombée à 0,25 g/kg (Salby 1996, p. 26). Les dernières traces liées à la présence de vapeur d'eau sont les cirrus de haute altitude. Le passage froid de la tropopause élimine presque totalement la vapeur d'eau pour la stratosphère (tableau 2, derrière ligne; Fig. 2). Les nuages ne traversent pas la tropopause. Cela a de grandes conséquences pour la composition de la stratosphère au dessus. La Fig. 3 montre aussi pourquoi à basse altitude dans la journée, nous sommes rarement dans la brume où les nuages, les couches basses près de la surface terrestre chaude ont une grande capacité à porter de la vapeur d'eau.

La thermodynamique et la stratification hydrostatique imposent de fortes contraintes sur la vapeur d'eau. Même dans un nuage, la quantité de vapeur diminue avec l'altitude. C'est pour ces raisons que l'essentiel de la vapeur d'eau est située dans les deux premiers kilomètres de la troposphère.

La vapeur d'eau est produite par la surface de la terre, distribuée par l'atmosphère et éliminée avec l'altitude ou aux hautes latitudes par condensation et précipitation.

Parce qu' H_2O est impliqué dans les processus radiatifs, la formation des nuages et l'échange d'énergie avec l'océan (changement de phase), c'est l'élément mineur le plus important de l'atmosphère.

La plus grande partie des aérosols est également située dans la troposphère.

LES AÉROSOLS

Les aérosols sont des gouttelettes de liquide ou des particules solides en suspension dans l'air. Leur taille varie du centième à la centaine de μm . Les aérosols solides sont des particules argileuses ou fragments de minéraux (silicates) de zones désertiques, notamment suite aux tempêtes de sable, de fins éjecta volcaniques siliceux, des particules carbonées surtout en zone tropicales (carbone, hydrocarbures naturels et de feux, pollen, spores...) et des produits de combustion dans les régions industrialisées. Sur les océans c'est déjà surtout le sel de mer, aussi des sulfates d'origine biologique en fonction de la saison. Hormis le sel, les aérosols sont plus abondants dans l'hémisphère nord. Ils sont plus abondants dans les 2km inférieurs de la troposphère d'où ils sont lavés par les pluies. Les plus importants sont les gouttelettes liquides, produites par une "conversion gaz à particules" dont il sera essentiellement question ci-dessous.

II.C. Les nuages

La plupart des nuages se développent au cours de mouvements ascendants, lorsque l'air humide est amené au dessus du niveau de condensation par refroidissement adiabatique et devient supersaturé (Fig. 3) : soulèvement à grande échelle d'une couche stable pour les stratus, cellules chaudes ascendantes pour les cumulus; l'un ou l'autre de ces procédés pouvant produire des cirrus. Les termes additionnels nimbus veut dire "de pluie" et alto d'altitude moyenne.

Les nuages sont des gouttelettes d'eau (état liquide) d'un rayon de quelques microns à plusieurs centaines de μm , et des particules de glace de quelques dizaines de μm à 1mm pour les cirrus. Il y a 50 à 500 gouttelettes par cm^3 et 0,03 particules pour les cirrus. Ce contenu en eau liquide varie de 0,15 à 2,5g/ m^3 . C'est un cas particulier d'aérosols.

"Le processus de condensation... conduit à une distribution de taille relativement étroite... Cette caractéristique vient du fait que le taux de croissance des gouttelettes de pluie par la diffusion moléculaire de la vapeur d'eau est inversement proportionnelle à la taille de gouttelettes [une fois la difficile phase de formation dépassée] et diminue lorsque la taille des gouttelettes monte à environ 20 μm ." (Fuzzi 1994, p. 303).

"La densité du nombre de gouttelettes dans les nuages d'eau liquide... (...) Bien que hautement variable, les densités typiques de nombre sont quelques $\times 100 cm^{-3}$ dans les nuages continentaux et quelques $\times 10 cm^{-3}$ dans les nuages marins (fig...). Les densités de nombre sont généralement plus élevées dans les nuages convectifs que dans les nuages stratiformes.

Une fois activées, les gouttelettes grandissent par diffusion de vapeur d'eau. La croissance diffusionnelle est plutôt lente et il est inhabituel pour des rayons de gouttelettes de dépasser 20-30 μm par ce processus. Les gouttelettes de nuage atteignent typiquement des tailles de 10 μm en quelques minutes mais il leur faut plus d'une heure pour atteindre 100 μm (puisque le temps de

croissance $\propto r^2 / S$ [S pression de vapeur à l'équilibre, r rayon de la gouttelette]. *La collision et coalescence de gouttelettes (qui se produisent lorsque les gouttelettes se percutent pendant qu'elles tombent sous l'influence de la gravité) prend le relais en tant que mécanisme principal de croissance pour les rayons au delà d'environ 20 μ m.*

Pour que les nuages génèrent de la pluie, certaines gouttes doivent grandir à des tailles précipitables de 1mm ou plus élevées. Cela est fait soit par collision et coalescence des gouttelettes ou par la formation de glace (glaciation). La formation de glace se produit généralement dans seulement une petite fraction des gouttelettes de nuage, permettant à ces dernières de croître préférentiellement par diffusion de vapeur ce qui est dû à la pression de vapeur plus basse de la glace comparée aux gouttelettes d'eau (§ 4.5.1). La capacité d'un nuage à générer de la pluie est un facteur important pour déterminer sa durée de vie." (Kirkby 2002, p. 34).

« L'efficacité de précipitation des nuages typiquement, n'est que de quelques dizaines de pourcent, avec la ré-évaporation de l'eau non précipitée qui refroidit la masse d'air localement. » (Tinsley 1996, p. 29,702).

Les précipitations qui atteignent le sol ont un rayon >100 μ m soit > 0,1 mm (jusqu'à une paire de mm au delà elles cassent par impact). Leur croissance est surtout commandée par coalescence ce qui privilégie les plus grosses qui laveront les plus petites. Quand aux cirrus, la sédimentation des plus grosses particules de glace leur donne un aspect soyeux. On appelle hydrométéores l'ensemble des gouttelettes d'eau, cristaux de glace, flocons de neige (= agrégation de cristaux de glace), gouttes de pluie et "graupels"(grêlons non durs ou boulettes de neige = agrégation de cristaux de neige)/grêlons.

II.C.2. Nucléation des nuages

L'un des aspects mal connu est la nucléation des gouttelettes qui les composent. L'approche thermodynamique avec introduction de la tension de surface (qui a la dimension d'une énergie/surface) aboutit à la conclusion que seules des "grosses" gouttelettes peuvent être "nourries" (non pas évaporées). Cela est dû à "l'effet de courbure", qui rend plus élevé la pression de vapeur d'équilibre sur le pourtour d'une gouttelette sphérique que sur une surface plane. Or une condensation par nucléation homogène, c'est à dire à partir de vapeur pure, se produirait au départ par des agrégations de molécules au hasard des collisions. Ces groupements moléculaires ne peuvent être d'abord que de taille infime (taille d'une molécule de l'ordre de $1 \cdot 10^{-4}$ μ m). Mais la thermodynamique indique que même une gouttelette déjà d'une taille de 0,01 μ m n'est pas stable avant une sursaturation au moins 12 fois supérieure aux valeurs observées (dans l'atmosphère, la sursaturation est généralement < 1%). La gouttelette serait stable, "nourrie", vers 1 μ m. Mais comment passer du stade moléculaire à la taille du micron ? **"la formation des nuages ne peut pas être expliquée par la nucléation homogène."** (Salby 1996, p. 268).

Les gouttelettes se forment donc par "nucléation hétérogène". La vapeur mouille ou est absorbée par un nucleus existant. L'ensemble fait une gouttelette qui est tout de suite à une taille où elle peut être "nourrie" à des valeurs de sursaturation communément observées, selon la théorie thermodynamique. Il faut donc des nucléi de taille suffisante et hydrophiles (par ex. des particules de sel, condensation hygroscopique). Seule une fraction des aérosols peut servir de nuclei aux gouttes d'eau (il va rester des particules interstitielles, trop petites, hydrophobe ou insolubles). "...pour une supersaturation de 1% (une valeur relativement forte pour l'atmosphère réelle), une particule entièrement mouillable mais insoluble doit avoir un rayon de au moins 0,1 μ m pour grandir en une gouttelette, alors qu'il peut être aussi petit que 0,01 μ m pour des particules solubles." (Fuzzi 1994, p. 294). Pendant un moment à la fin du 19^{ème} siècle, les expériences avec ou sans poussières avaient poussé à penser que la formation des nuages était entièrement dépendante de la poussière (dans une chambre à nuage, une très légère sursaturation d'un air poussiéreux génère un nuage dense alors que rien ne se passe sans poussière; Leone et Robotti 2004, p. 782).

Les gouttelettes des cumulus en environnement marin vierge sont de taille nettement supérieure, et de répartition inhomogène par rapport à celles de leur homologues continentaux, à contenu d'eau liquide égal (rayon de 10 à 20 à comparer à < 10 μ m) et ils ont plus de chance de précipiter que les nuages continentaux (Salby 1996, p. 275). Elles n'en sont pas moins fortement minéralisées parce que leurs nuclei sont des particules de sel. Une goutte d'écume de mer en fer à cheval éclate donnant des

gouttelettes de 25 μm et 1 μm qui s'évaporent donnant des particules de sel $> 1 \mu\text{m}$ et $< 1 \mu\text{m}$ (Salby 1996, p. 263). Ces copieuses quantités de poussière de sel représentent l'aérosol le plus abondant à l'échelle du globe. Si l'on retire de cette minéralisation les composants du sel marin, il reste très peu (Fuzzi 1994, p. 305). Cependant cette poussière de sel se trouve essentiellement dans la "Boundary layer", les 1500 premiers mètres, un peu comme la vapeur d'eau, au dessus de quoi la densité des aérosols s'effondre en milieu marin. Les aérosols continentaux sont moins abondants dans la "Boundary layer" mais ils gardent une bonne densité jusqu'à 4-5 km (on retrouve parfois une forte concentration dans la stratosphère; Salby 1996, p. 260). Les gouttelettes de cumulus continentaux sont donc plus nombreuses, plus petites et plus homogènes. Cela provient de la plus grande quantité d'aérosols-nucléi disponibles en environnement continental.

Les aérosols sulfatés sont les aérosols liquides les plus importants (par ex. $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$). On trouve des sulfates solubles dans bien des gouttelettes de pluie sur les continents comme sur les mers (Salby 1996, p. 271). L'échappement des bateaux émet des aérosols dans les nuages bas. Leur trace peut être analysée de satellite, ils augmentent localement et l'albédo du nuage et son absorption (donc température) par diminution de la taille des gouttelettes (plus grande abondance d'aérosols) et contenu en eau (Marsh et Svensmark 2000, p. 10-12). L'étude de la formation des nuages ne peut donc être traitée en dehors de celles des aérosols et sera donc poursuivie dans le paragraphe suivant.

La nucléation de la glace est encore plus difficile. Au dessus de -36°C , la *nucléation homogène* ne serait possible que pour un nucleus de 20 μm (alors "nourri" et non sublimé). La nucléation hétérogène à température moins froide ne se produit que sur des nucléi dont la structure est comparable à celle de la glace (les particules argileuses sont efficaces) et est encore plus difficile que celle des gouttelettes d'eau. Seuls les nuages plus froids que -20°C sont essentiellement de glace, avec encore beaucoup des gouttelettes superfroides, car très peu d'aérosols servent de nucléi, qui peuvent geler sur les avions qui traversent de tels nuages (Salby 1996, p. 275). Les conditions de température font que les nuages glacés ne se rencontrent qu'à très haute altitude (grand froid).

"Une fois qu'elles sont formées, les particules de glace peuvent s'agrandir par condensation de vapeur, ou déposition. Comme la pression de vapeur à saturation pour la glace est [légèrement] plus basse que celle pour l'eau... un nuage qui est presque saturé par rapport à l'eau peut être sursaturé par rapport à la glace. La croissance d'une particule est donc accélérée si elle gèle et, dans une population mélangée, les particules de glaces vont grossir plus vite que les gouttelettes [dans Fig. 4 : à -22°C , pour une P. partielle $\sim 1\text{hPa}$, l'eau sera à l'équilibre alors que qu'on est dans le domaine de déposition pour la glace]. Les particules de glace grandissent aussi par collision avec les gouttelettes superfroides, ou "riming". Cela produit une structure en couches autour de la particule originale. Au delà d'une certaine dimension, la structure originale n'est plus visible. La particule résultante est alors qualifiée de "graupel" [Collins : "graupel" (sic): soft hail or snow pellets], qui a une forme irrégulière et s'est souvent étendue avec des cavités. Enfin les particules de glace peuvent grandir par coagulation, ce qui est favorisé à des températures supérieures à -5°C . Ces mécanismes aboutissent à un large éventail de formes et tailles qui incluent des balles de fusil, des plaques, des aiguilles minces et des configurations complexes de cristaux hexagonaux (fig. 9.14 [= ce qu'on voit d'habitude pour les flocons de neige])." (Salby 1996, p. 276).

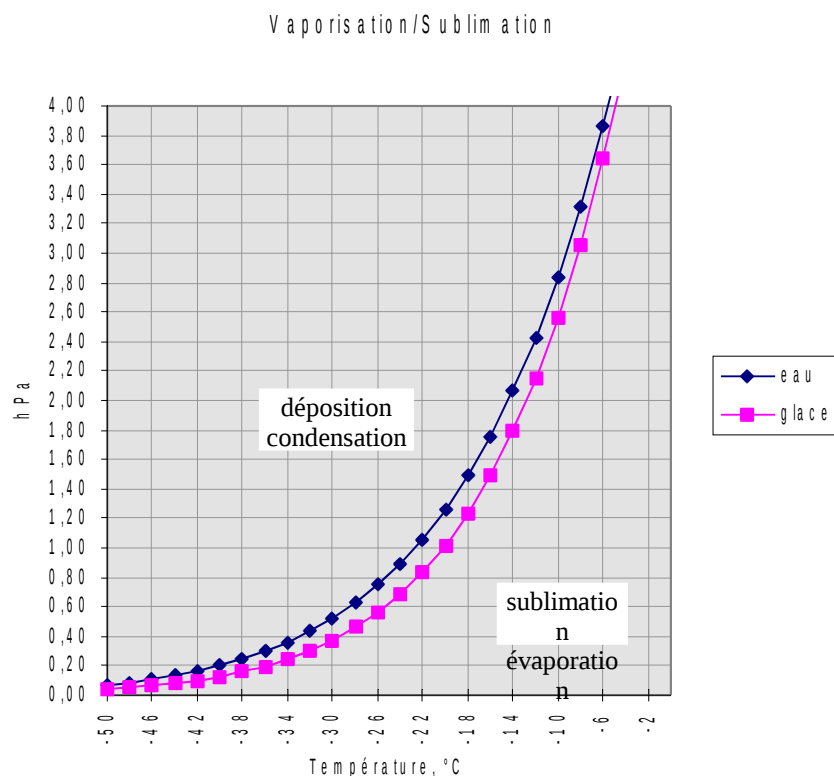


Fig. 4

Wilson a montré dès 1897 que dans l'air débarrassé de poussière la nucléation se produit avant celle prédite par la thermodynamique s'il y a ionisation de l'air saturé par des rayons X, γ , β ou α (Leone et Robotti 2004, p. 782). La "chambre à nuage de Wilson" est ainsi décrite par Cohen-Tannoudji (1995, p. 62) :

"Dans une vapeur qui se trouve presque à la limite de la condensation, des particules chargées électriquement se déplacent, elles ionisent les atomes tout au long de leur passage; si bien qu'au voisinage de ces atomes ainsi ionisés le liquide commence à se condenser; les gouttelettes se forment qui matérialisent la trace des particules et offrent un spectacle de toute beauté !"

La partie haute de l'atmosphère (≥ 50 km) est traversé d'un flux dit primaire de particules d'origine galactique et extra galactique. Ce flux est isotrope et subconstant dans le temps. Son "débit de fluence global est de une particule par cm^2 , par seconde et par stéradian" et il est composé à 80% de protons, 12,5% d'hélium, 1,5% de composante lourde ($Z > 2$), 1% d'électrons accompagnés de photons et de neutrinos. Ces particules primaires, essentiellement les protons, interagissent avec les noyaux présents dans la couche supérieure de l'atmosphère et créent des gerbes ou "cascades" d'un grand nombre de particules dites "secondaires". Ce sont des protons, neutrons, muons ou négatons, positons et photons qui vont traverser l'atmosphère sous-jacent.

L'hypothèse d'une éventuelle influence de la formation des nuages par le flux cosmique et a été relancé récemment. Svensmark et al 1997, ont trouvé un lien entre la variation de la couverture nuageuse et la variation du flux de rayons comiques sur la période 1980 et 1996. Sur la base du bilan publié du forçage radiatif net de la couverture nuageuse globale, ils en déduisent celui supposé du à la variation du flux cosmique, dans la fourchette 0,8 à 1,7 W/m^2 . Dans l'intervalle de temps analysé (1980-1996), cette variation peut se réaliser en 4 ans (Lenoir 2001, fig. 20, p. 123). Cela ferait de la nucléation des nuages par ionisation de l'atmosphère un paramètre climatique très important. Cependant, la sursaturation n'est pas comparable à celle de la chambre à nuage de Wilson et le mécanisme qui serait responsable est inconnu.

Les particules chargées sont affectées par les champs magnétiques. Or la terre est dans le champs magnétique solaire et a sa propre magnétosphère. L'hypothèse est que la variation de la force du champs magnétique solaire module l'arrivée des particules cosmiques chargées dans sa zone d'influence. Un champs magnétique solaire fort, c'est moins de particules cosmiques, statistiquement moins de nuages ($\pm 2\%$ entre 1980 et 1996) et un bilan radiatif positif, et vice-versa.

Cela a trouvé un échos convaincant dans les études de climats historiques. Le carbone 14 naturel et le Béryllium 10 justement sont un produit des collisions de ces particules cosmiques dans la basse stratosphère vers 15-20 km avec les molécules de l'air. Leur mesure est un moyen d'estimer les arrivées de ce flux (carbone des cernes des arbres et Béryllium dans glaciers) et l'hypothèse de la protection magnétique apportée à la terre par l'activité solaire. Or on trouve des valeurs hautes de ces radio-isotopes aux trois périodes froides : famines 1315-19; le petit Age de glace : sur une première période 1450-1550 puis le "minimum de Maunder" vers 1700, fin du règne de Louis XIV connu pour son absence de taches solaires. Ces variations obligent d'ailleurs à passablement corriger les anciennes datations au carbone 14 (Bard 1999). Inversement on mesure des valeurs basses en isotopes à l'optimum climatique du Moyen-âge (900 à 1250).

Une étude de 1989 a montré que « *l'ionisation de l'air produite par la désintégration du krypton radioactif est le paramètre atmosphérique que les activités humaines ont le plus modifié. Elle a augmenté de 1% entre 1970 et 1985 au-dessus des océans et dans les régions polaires... or l'ionisation de l'air joue un rôle important dans le fonctionnement de la machine électrostatique atmosphérique et, par un mode d'action analogue à celui des rayons cosmiques, dans la formation des nuages.* » (Lenoir 2001, p. 129). Le krypton-85 est un des produit de la fission nucléaire (comme l'iode 131). Il perd une première moitié de sa radioactivité en 10,7 ans. Il est intégralement lâché par Areva et BNFL lors du cisaillement des combustibles par les cheminées de leurs usines de retraitement de La Hague et Sellafield. Fin 1995, les rejets krypton-85 de La Hague avaient triplé par rapport à ceux de 1985 (Gazette Nucléaire 163/164, p. 6, [là](#)). Le krypton-85 ionisant, absent de l'atmosphère en 1945, atteignait 5400 PBq (10^{15} Bq) en 2009 (Ahlswede et al 2013). Quel effet sur les noyaux de condensation des nuages ?

II.D. Les aérosols sulfatés

La majeure partie du cycle du soufre est de nature sédimentaire (pyrite, gypse, sulfates solubles disponibles pour le vivant...) jusqu'à sa libération en surface par érosion. Le soufre est le 4^{ème} élément en abondance dans l'eau de mer (devancé seulement par Cl, Na et Mg) où il est sous forme de sulfate. Mais il existe déjà deux phases gazeuses de base : H_2S et SO_2 . Le soufre est présent dans les Acides Aminés méthionine, cystéine et cystine et est très important dans la structure tertiaire des protéines (ponts disulfures). Les bactéries hétéromorphes libèrent en dernier lieu de l' $H_2S_{(g)}$ à partir des protéines sulfurées restituées au sol. Des bactéries sulforeductrice peuvent aussi réduire les sulfates en milieux anaérobies en produisant du $H_2S_{(g)}$. Le phytoplancton marin produit d'importantes quantités de soufre sous la forme de dimethylsulphide $(CH_3)_2S_{(g)}$ à la belle saison. Le volcanisme, en plus de la vapeur d'eau H_2O , du CO_2 , de HCl et des aérosols solides silicatés, rejette du soufre sous forme gazeuse : SO_2 et H_2S . SO_2 est la forme du soufre produite lors de la combustion et sa production anthropogénique est donc importante et a pratiquement doublé la quantité d'aérosols de sulfates. Il a été beaucoup question du dioxyde de soufre à cause des pluies acides : " *SO_2 est beaucoup plus acide et plus soluble que CO_2 et il a donc un effet bien plus grand sur le pH, même si sa pression partielle est faible.*" (Benjamin 2002, p. 345). Sa constante de Henry (équilibre gaz-eau, est 35 fois plus faibles que celle du CO_2 , i.e. il est 35 fois plus soluble). Elle est en fait très dépendante du pH. Au pH des gouttelettes des nuages (pH 3 à 6) SO_2 est dissocié sous la forme ionique HSO_3^- (Fuzzi 1994, p. 298).

- La mesure est le Dobson Unit, DU. " looks as the molecule as if a pure layer measured in unit of 0,01 mm (10^{-5} m) , in standard conditions 1013.15 hPa and at 0° C (273.15 K)." (i.e. «comme » une "couche" de la molécule pure dont l'épaisseur est donnée en unité DU). Pour SO_3 , le bruit de fond typique (loin des volcans!) est de moins de 1 DU [pour comparaison la couche d'ozone de la troposphère, c'est 300 DU]. Pollution et petites éruptions volcaniques donnent moins de 1 DU, des grosses éruption peuvent amener à des concentration bien au delà de 10 DU et même jusqu'à 100 DU.

Coté azote, des oxydes sont produits lors des combustions à haute température (l'azote et l'oxygène de l'air peuvent s'associer en NO_x + le N présent dans les combustibles). Ils prévalent en zones urbaines et industrialisées. NO_2 est peu soluble dans l'eau. Cependant les avions à réactions (i.e. tout ceux qui sont pas à hélices) en produisent beaucoup dans la haute troposphère et les tirs atomiques en ont produit d'énormes quantités.

On ne connaît pas encore bien le cycle du soufre. La forme S(IV) [= $\text{SO}_{2(g)}$, HSO_3^- , H_2SO_3] tend à être oxydée en sulfate [=S(VI) : SO_4^{2-} , H_2SO_4]. L'oxydation se fait en phase gazeuse par OH, ou liquide (dans les gouttelettes de nuages) par H_2O_2 ou O_3 , ces trois composés oxydants qu'on trouve dans le cycle de l'ozone troposphérique (un polluant, dont la formation nécessite la présence de NO_2). L'ozone générée par les UV ne peut l'être que le jour.

"A cause de sa pression de saturation basse, la vapeur d'acide sulfurique se condense facilement, il y a nucléation, en particules liquides, surtout en présence de vapeur d'eau [l'acide sulfurique H_2SO_4 est utilisé en industrie comme déshydratant puissant, c'est à dire qu'il a une très grande affinité pour la vapeur d'eau]. Une fois formés, les nucléi s'élargissent rapidement à des rayons de 0,01 à 0,1 μm . Des aérosols plus larges peuvent alors se développer, par coagulation de nucléi individuels pour élaborer des particules d'accumulation." (Salby, 1996, p. 261). Dans la troposphère, on trouve aussi $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ et NH_4HSO_4 .

La composition chimique des gouttelettes reflète la contribution des aérosols précurseurs + les phases gazeuses captées ensuite par les gouttes. Les composants majeurs sont les anions inorganiques : SO_4^{2-} , NO_3^- , Cl^- et les cations NH_4^+ , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , dans certains cas, quand l'acidité est forte H^+ . Dans les nuages marins on trouve beaucoup de Na^+ et Cl^- . Les acides sulfurique et nitrique H_2SO_4 et HNO_3 produits par l'oxydation des gaz SO_2 et NO_x sont les acides forts dominants dans l'atmosphère. Le gaz ammoniac, NH_3 (extrêmement soluble) est ubiquiste dans l'atmosphère et est par conséquent l'agent tampon principal de l'acidité des nuages. On trouve aussi en concentrations moins grande, le formaldéhyde HCHO et les acides carboxyliques HCOOH et acétique CH_3COOH . On observe que la concentration chimique dans les nuages est beaucoup plus élevée que dans la pluie qui tombe ce qui s'explique par dilution (Fuzzi 1994, tab. III et IV). Ainsi un nuage déposera sur la végétation du flanc d'une montagne un dépôt chimique plus élevé, il en est de même de la brume en zone urbaine ou industrialisée. De même que les gouttes d'eau peuvent servir de milieu de réaction chimique, on pense aussi que c'est sur la surface des particules de glace des nuages (stratosphériques à ces endroits, $\text{H}_2\text{O} + \text{NH}_3$) des pôle que s'accélère la destruction d'ozone par le chlore (Liou 1992, p. 195).

Dans la troposphère, les aérosols "conversion gaz à particules" peuvent avoir l'effet de favoriser une couverture nuageuse. Mais une petite fraction de ces rejets peut atteindre la stratosphère et là demeurer plusieurs années à l'altitude de 20-25 km.

Comme la diffusion de Mie est maximale lorsque la valeur de l'onde incidente et le rayon des particules sont égaux, on peut s'attendre à ce que celle des aérosols sulfatés soit très efficace pour le visible (rayon autour de 0,1 μm). De fait, si cet aérosol absorbe un peu, l'observation satellite a révélé qu'il se comporte surtout comme un réflecteur par diffusion. Il diffuse une partie du rayonnement solaire vers l'espace. La réflectivité de la terre a augmenté de 6% dans les mois qui ont suivi l'éruption du Pinatubo (15/06/1991), de 10% après l'éruption de El Chicon (1982) !

Cet aérosol est aussi responsable de diffraction qui produit un ciel (non pas soleil) rouge vif au coucher les mois qui suivent une éruption majeure comme le Krakatoa en 1883 (en optique pour les réseaux par ex., l'angle de diffraction s'accroît avec la longueur d'onde. Donc le rouge est plus écarté de la ligne source-observateur et c'est le ciel qui reçoit le rayonnement rouge, résultat inverse de la diffusion Rayleigh).

Initialement l'impact n'est pas uniforme et dépend du lieu géographique de l'éruption (ou des émissions) mais ces aérosols aboutissent toujours dans le vortex polaire avec concentration à cause des mouvements dans la stratosphère, comme pour l'ozone. Il y a alors augmentation du déficit thermique à ce niveau d'autant plus que le rayonnement est oblique à la surface. Le trajet du rayonnement est plus long mais surtout la diffusion est fortement accrue si le rayonnement est oblique plutôt que perpendiculaire. Suite aux grandes éruptions, il peut en résulter des descentes d'air froid de l'Arctique, responsables par exemple de 3 vagues de froid en plein cœur de l'été en Amérique du nord en 1816 dont une à pierre fendre en août, aussi l'été le plus froid jamais enregistré à Genève, etc. (cataclysme volcanique du Tambora, du 11/04/1815). Cette année fut désastreuse pour l'agriculture.

En général, il s'ensuit une chute de température, qui n'est pas répartie de manière homogène, jusqu'à quelques degrés, les mois ou l'année (voir 2 ans) suivant une éruption majeure riche en soufre, et de plusieurs degrés aux pôles. Le volcanisme a donc un effet direct (immédiat) majeur sur le climat. On s'est aperçu par ailleurs que certaines éruptions peu spectaculaires se sont révélées être très productrices de soufre (Ekla, 1971) donc effectives sur le climat, et que les éruptions mineures cumulent leur effets aux autres et même que certaines source d'apports soufrés n'ont pas été identifiées. Il semble que, au delà des changements brutaux de températures, le rôle du volcanisme à plus long terme sur le climat pourrait être sous-estimé, les périodes séculaires à volcanisme actif pouvant générer un "nuage d'aérosol" (Leroux 2000, p. 223-232). Par contre, les aérosols de la taille du demi-micron doivent peu réagir avec les radiations infrarouges émises par la surface à cause de la grande différence de taille avec leur longueur d'onde (10 μm , diffusion de Mie).

"Un exemple intéressant du lien entre nuages et climat est le rôle des émissions marines de dimethylsulphide (DMS). On fait l'hypothèse que la source majeure des NCN [nuclei de condensation de nuages] dans l'atmosphère marin est le DMS ((CH₃)₂S) produit par les algues planctoniques dans l'eau de mer, qui s'oxyde dans l'atmosphère pour former des particules sulfatées. Charlson et al. (1987) ont proposé que ce procédé d'ensemble constitue un mécanisme biologique de régulation du climat. Ils ont posé l'hypothèse qu'un accroissement de l'émission de DMS accroîtrait la densité de nombre des particules de sulfates et, par suite, la densité de nombre des gouttelettes des nuages, ainsi magnifiant l'albédo nuageux et entraînant un effet refroidissement. La température de l'océan diminuerait alors, en affectant la productivité du phytoplancton et entraînant la réduction des émissions de DMS. Ce processus représente un système de feedback négatif pour contrôler la température de la Terre." (Fuzzy 1994, p. 306).

III. Propriétés radiatives des nuages

La présence des particules liquides et solides rallonge beaucoup le cheminement d'un rayonnement solaire qui subit des réflexions et réfractions répétées. En parallèle à l'absorption à l'intérieur des particules, cela augmente fortement la profondeur optique rencontrée par le rayonnement. Il y a deux domaines de comportement des gouttelettes d'eau et cristaux de glace qui découlent de leurs propriétés radiatives. Vis à vis des rayonnements solaires directs, il y aura surtout de la diffusion (avec un peu d'absorption). Elles absorberont et émettront fortement dans l'infrarouge correspondant à la température terrestre. Il s'agit d'aérosols à fort effet de serre.

III.A. Les nuages et le rayonnement solaire direct

La diffusion de particules sphériques a été étudiée par Mie en 1908. Elle est maximale lorsque le rayon de la sphère est égal à la longueur d'onde du rayonnement incident. Comme pour la diffusion rayleigh [diffusion des molécules non absorbantes comme N₂ et O₂ qui explique le ciel bleu], c'est une soustraction d'une partie de l'énergie d'un rayonnement incident, elle correspond donc à une extinction partielle de la transmission, pour redistribuer cette énergie dans toutes les directions. En fait pour cette diffusion-Mie, la direction parallèle au rayonnement incident, surtout vers l'avant, et dans une moindre mesure vers l'arrière, est privilégiée. En contraste total avec la diffusion Rayleigh (qui varie avec la puissance 4...), la diffusion Mie est très peu dépendante de la longueur d'onde dans le visible. Les composants individuels de la lumière solaire sont donc diffusés avec la même efficacité ce qui fait que les nuages apparaissent blancs. On peut montrer que l'albédo croît très vite avec la profondeur optique des nuages : 0,1 pour les cirrus, 0,4 pour les stratus minces, plus de 0,5 pour les nuages de pluie et 0,8 pour les nuages profonds (Salby 1996, p. 299). Il s'accroît par ailleurs avec l'inclinaison du rayonnement incident (par ex. de 0,5 pour le soleil au zénith à 0,75 pour le soleil à l'horizon) ce qui accroît l'albédo des hautes latitudes. L'altitude des nuages n'a pas d'influence sur leur albédo. La transmissivité varie de manière inverse : 0,5-0,4 pour les stratus minces, <0,3 pour les nuages de pluie, <0,1 pour les nuages profonds.

Des 30% d'énergie solaire réfléchi vers l'espace par le système terre, les 2/3 soit 68 W/m², l'est par les nuages (la diffusion Rayleigh de l'air "clair" et la surface se partageant le reste). Bien qu'encore modérée sous 3 μm , de l'ordre de 10% (2% pour les cirrus), l'absorption d'énergie solaire directe par

les nuages est de 20 W/m^2 (sur les $68,5 \text{ W/m}^2$ absorbés par l'atmosphère, soit 30%). Elle est due pour moitié aux gouttelettes et pour moitié à la vapeur ambiante. Elle explique que albédo et transmission ne sont pas l'exact complément l'un de l'autre.

III.B. Les nuages et le rayonnement terrestre

Au delà de $2\text{-}3 \mu\text{m}$, les gouttelettes ou cristaux se mettent à absorber fortement ce qui supprime transmission et réflexion. La plupart des nuages troposphériques sont *épais optiquement* (Salby 1996, p. 291), c'est à dire qu'ils absorbent entièrement l'infrarouge, qu'ils sont des corps noirs pour $\lambda > 2\text{-}3 \mu\text{m}$ [nota, la définition du « corps noir » est à voir ailleurs]. Or le rayonnement solaire s'éteint justement peu après cette valeur alors que le rayonnement de la surface terrestre commence, radiation qui vient uniquement de dessous. Il en résulte un fort réchauffement des nuages par leur base, puisqu'ils ferment la "fenêtre atmosphérique" correspondant au maximum d'émission terrestre, et un fort refroidissement à leur sommet par émission. Cela puisqu'ils absorbent peu le rayonnement solaire alors qu'ils émettent sur tout l'infrarouge.

Un modèle de "couverture nuageuse" donnant un albédo de 30%, épaisse d'1km, et située à haute altitude, entre 8 et 9 km, donne un taux de réchauffement à la base de la couche nuageuse de l'ordre de $70^\circ/\text{jour}$ et un refroidissement de plusieurs dizaines de degrés/jour à son sommet (Salby 1996, p.302). Parce que de tels nuages sont *épais optiquement* et se comportent en « corps noirs », ces régions d'absorption et émission nettes sont localisées au sommet et à la base de la couche (alors qu'au centre l'existence isotrope est donnée par la loi de Stefan-Boltzmann, i.e. proportionnelle à la puissance 4ème de la température). En système gazeux, un tel déséquilibre thermique ne peut pas aboutir pour des raisons thermodynamiques. Une couche élevée stratiforme de nuages correspondant à ces conditions sera assez rapidement déstabilisée en cellules de convection.

Le contraste radiatif et thermique est cependant d'autant moins marqué que l'altitude des nuages diminue. Sous 2 km d'altitude (nuages "chauds" car la température est plus élevée), ils sont dans les niveaux riches en vapeur d'eau, niveaux eux-mêmes *épais optiquement*, et ils sont plus ou moins en équilibre radiatif avec leur environnement. Mais les enclumes stratiformes des cumulo-nimbus qui "buttent" à la tropopause, évoluent souvent en petites cellules de convection, les mammatus. La descente de ces "mamelles" est poussée par refroidissement relatif du à l'évaporation liée à la descente. Ils persistent ainsi quelques heures après la fin de la convection.

Plus les nuages sont hauts, plus l'émission vers l'espace est ralentie à cause de leur température plus froide. Comme pour la « bande noire » centrée autour de $15 \mu\text{m}$ du CO_2 d'altitude, c'est l'application directe de la loi de Stefan-Boltzmann ($M = \sigma T^4$, à voir par ailleurs) qui dit que le transfert d'énergie est considérablement moins efficace à basse température. Or s'ils dissipent moins d'énergie vers l'espace, c'est qu'il la retienne pour la terre, ils ont un effet de serre plus efficace.

Les cirrus sont ces nuages fibreux glacés de haute altitude. Leur émission captée de satellite est équivalente à celle d'un « corps noir » à la température de -53°C (alors que l'émission en zone non nuageuse sur la même zone tropicale mesurée, et sur une longueur d'onde sans absorption est équivalente à une température corps noir de 17°C). Ils ont pour effet de réchauffer la troposphère d'une quinzaine de degré à la surface par comparaison à un ciel sans nuage selon des modèles à une dimension (Liou 1992, p. 293 et 369). Les nuages stratosphériques particuliers aux pôles en hiver ($\text{H}_2\text{O} + \text{HNO}_3$) absorberont la radiation infrarouge plus chaude de la surface et réduiront le refroidissement radiatif (Liou 1992, p. 195).

Les traînées de condensation derrières les avions se forment lorsque le mélange des gaz d'échappement et de l'air ambiant dépasse la saturation. Ils subsistent plusieurs heures si l'air est sursaturé (glace) ce qui est plus fréquent en hiver qu'en été aux latitudes moyennes. En termes radiatifs, c'est l'équivalent de cirrus. Ainsi, sur les grands passages aériens, il est reconnu un forçage radiatif en moyenne annuelle de $+0,23 \text{ W/m}^2$ dont $+1 \text{ W/m}^2$ en hiver à cause des traînées des avions. Certaines photos montrent des parties des Alpes couvertes de ces cirrus anthropiques (Stuber et al. 2006).

Dans les bilans radiatifs, 33% (= 122 W/m^2) des radiations infrarouges de la surface terrestre absorbés par l'atmosphère, l'est par les nuages. Qu'ils soient formés de particules d'eau ou de glace, ils réchauffent en renvoyant vers la surface les infrarouges correspondant à la température de leur base.

Mais ils envoient aussi par leurs sommets 90 W/m^2 vers l'espace selon les mêmes bilans (par ex. Salby 1996, p. 44-46).

Les nuages jouent donc un double jeu. Ils privent la surface terrestre d'une partie de l'apport solaire par diffusion puisqu'ils sont responsables des 2/3 de son albédo (indépendant de leur altitude). Mais ils absorbent un peu d'énergie solaire et génèrent un accroissement de température de surface par un fort effet de serre qui est d'autant moins marqué qu'ils sont bas.

Par référence à un ciel sans nuages, les composantes du forçage radiatif des nuages peuvent être évaluées à partir des flux de radiations courtes et longues émises au sommet de l'atmosphère, mesurées par satellite. Globalement, les valeurs moyennées déduites (très variables dans l'espace et le temps évidemment) sont $+ 30 \text{ W/m}^2$ pour l'infrarouge terrestre, $- 45 \text{ W/m}^2$ sur le rayonnement solaire : "Le forçage global moyen est donc $- 15 \text{ W/m}^2$. Cela représente un refroidissement qui est trois fois le réchauffement qui serait introduit en doublant le CO_2 . Ainsi, même un petit changement du forçage radiatif par les nuages pourrait recouvrir l'effet direct de l'accroissement des gaz à effet de serre." (Salby, 1996, p. 309, traduit).

Dans la zone tropicale, les deux forçages dus aux nuages s'annulent presque. C'est le long des voies préférentielles des dépressions (couloirs nuageux) et par les strato-cumulus sur les zones de haute pression que la différence se fait.

Ramanathan et al. (1989) lors de l'expérience de budget radiatif (ERBE, Earth Radiation Budget Experiment) trouvent un forçage nuageux global de $- 13,5 \text{ W/m}^2$ pour le mois d'avril 1985 et rapportent des résultats provisoires de $- 16,4$ pour août, $- 17,4$ pour octobre et $- 21,3 \text{ W/m}^2$ pour janvier 1986.

Svensmark (2000, p. 157) utilise l'intervalle de valeurs $- 17$ à 35 W/m^2 d'où il déduit qu'une variation de 1% de la couverture nuageuse correspond à un changement net en forçage radiatif de $0,5 \text{ W/m}^2$.

Marsh & Svensmark (2000) rapportent d'autres résultats (période non précisée) de l'expérience ERBE :

	nuages élevés		nuages moyens		nuages bas	total
	fins	épais	fins	épais		
% de la couverture nuageuse	10,1	8,6	10,7	7,3	26,6	63,3
forçage radiatif de ces nuages, W/m^2	2,4	-7,0	1,1	-7,5	-16,7	- 27,7

Les nuages constituent moins de 1% de l'eau présente dans la troposphère. Et pourtant, l'une des caractéristiques les plus frappantes de la terre vue d'espace est sa couverture extensive de nuages. Leur importance dans le budget radiatif de la terre est directement visible... Les nuages sont un élément clé pour le climat. "En fait, l'influence que la couverture nuageuse a sur le bilan d'énergie de la terre est un ordre de grandeur au dessus de celui du CO_2 " (Salby, 1996, p. 39).

La plupart des nuages ne produisent pas de précipitation et s'évaporent. Outre leur importance radiative, ils peuvent avoir servi lors de leur évanescence existence de lieu de transformation chimique par rassemblement des espèces hydrophiles de l'atmosphère concerné.

IV. La machine à vapeur

On a commencé ce document par une citation du dictionnaire incluant, à vapeur d'eau : "...-utilisation industrielle de la vapeur comme force".

Les bilans radiatifs qui commencent la plupart des ouvrages sur l'atmosphère terrestre montrent l'importance de ce changement d'état de H_2O sur Terre.

Ces bilans sont des ordres de grandeur. Ils varient dans les distributions de Watts d'un auteur ou d'une année à l'autre. Et par exemple, le chiffre « admis » pour l'éclairement de la Terre par le soleil est de 1367 W/m^2 . Mais cela est valable pour un « disque » du diamètre de la Terre, πR_T^2 . Or c'est une sphère de surface réelle $4\pi R_T^2$. Pour avoir la « moyenne » on divise donc par 4... la rotation assurant la répartition... voilà comment on obtient ce « 342 » W/m^2 en provenance du soleil qu'on a dans les manuels. C'est vraiment du théorique de principe puisque en réalité fondamentalement sur Terre, il y a un mouvement horizontal compensatoire entre équateur et pôles.

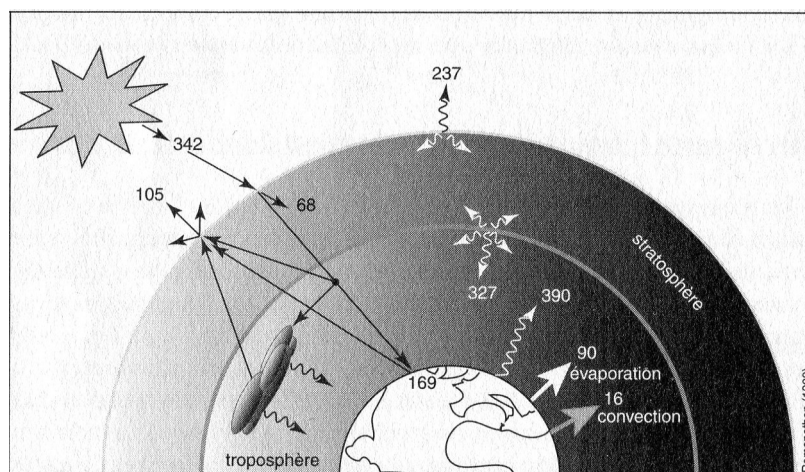
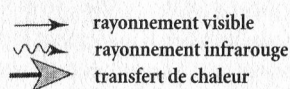


Fig. 5

Figure 3: Bilan radiatif de la Terre (valeurs moyennes en W/m²)

Dans le système terre-atmosphère, le radiateur se trouve en dessous de l'atmosphère, il est la surface terrestre liquide et solide au spectre continu.

En terme de rayonnement, sur la Fig. 5 (Lenoir 2001, p. 50, qui l'a repris de Ramanathan 1989) la surface absorbe 169 W/m² d'énergie solaire directe et 327 W/m² de contre-rayonnement atmosphérique, total : 496 W/m².

Elle ne re-émet que 390 W/m² → gain 106 W/m² qui correspond à un réchauffement.

L'atmosphère lui émet plus qu'il n'absorbe : il reçoit 68 d'énergie solaire directe et 390 W/m² de la surface terrestre, total : 458 W/m². Il émet 237 W/m² vers le cosmos et 327 W/m² vers la Terre, total : 564 W/m², → déficit 106 W/m² qui correspond à un refroidissement.

Ce refroidissement n'a pas lieu puisque les bilans sont à l'équilibre. Ils montrent qu'il est compensé par deux transports de chaleur non radiatifs à partir de la surface : la convection thermique (16 W/m²) et surtout l'émission de chaleur latente, condensation de l'eau évaporée : 90 W/m².

Les nuages amènent un transfert net de chaleur des océans à l'atmosphère par le cycle condensation précipitation. Ce transfert moyen de chaleur latente à l'atmosphère est de l'ordre de 90 W/m². L'apport de la seule chaleur latente est plus important pour (ré)chauffer l'atmosphère que l'absorption directe des rayonnements solaires 90 W/m² à comparer à 68 W/m².

L'excédent d'énergie de la surface d'un côté, le déficit d'énergie de l'atmosphère de l'autre, mettent en route la machine à vapeur, qui va ré-équilibrer le bilan. Comme elle fonctionne en circuit fermé, cet apport d'énergie de la machine à vapeur génère la pluviométrie.

« Il faut autant d'énergie pour vaporiser un gramme d'eau que pour élever la température de 10 gramme d'eau liquide de 56°C. Cette énergie est restituée lorsque la vapeur retourne à l'état liquide, provoquant alors un intense réchauffement du milieu. » (Lenoir 2001, p. 57)

Le taux de précipitation, dP_e/dt découle de la chaleur spécifique, l_v , et du taux de chauffage latent sur la colonne atmosphérique, dQ_l/dt (Salby 1996, p. 311) :

$$dP_e/dt = \frac{dQ_l/dt}{l_v \rho} \quad (\text{m/s}) \quad (8)$$

avec $l_v \approx 2,5 \cdot 10^6$ J/kg et $\rho = 1000$ kg/m³.

Pour $dQ_l/dt = 90$ W/m² comme vu plus haut (rappel 1W = 1 J/s), $dP_e/dt = 3,6 \cdot 10^{-8}$ m/s soit 1,1 m/an. Le déficit radiatif de la troposphère est à l'origine d'une pluviométrie moyenne de l'ordre de 1 mètre par an (d'autres auteurs donnent une pluviométrie moyenne de 0,984 m/an d'où ils déduisent une énergie de chaleur latente relâchée de 78 M/m²).

Le total d'eau qui rentre et sort dans/de la troposphère est dans les ordres de grandeur (car en réalité, ça n'est absolument pas mesurable directement) de 18 millions de tonnes par seconde (surface = $4\pi R^2$ avec $R=6,378 \cdot 10^6\text{m}$) soit 580 000 milliards de tonnes par an. Cela à partir d'une toute petite fraction de H₂O présente à un moment donné puisque « *la quantité d'eau dans la troposphère est estimée à 13 000 km³ [13 000 milliards de tonnes], dont moins de 1% à l'état liquide ou solide au sein des nuages.* » (Lenoir 2001, p. 58). Le renouvellement du potentiel global de l'eau prend moins de deux semaines.

Et pourtant la distribution géographique, et dans le temps, des précipitations est très inégale et aléatoire. Sauf au niveau de l'équateur météorologique où elle est de 10 mm par jour (3,65 m/an) avec un taux de chauffage latent de 250 W/m² (Salby 1996, p. 311). Mais l'énergie fournie lors de l'évaporation peut être conservée sous forme de chaleur latente, éventuellement transportée sur des milliers de kilomètres avant d'être utilisée.

« *... les deux-tiers des précipitations du globe se trouvent entre 30°S et 30°N* » (Minster, "La machine océan", 1997, p.241)

« *Les données sur le cycle de l'eau sont entachées de grandes incertitudes. Or il est une des plus actives et complexes composantes du processus climatique. Il participe à hauteur de 20 % environ, sous forme de chaleur latente, aux transferts d'énergie du sol vers l'atmosphère et de 60% à l'émissivité de cette dernière; il module, via les propriétés radiatives des nuages, de 20 à 40 % du flux radiatif de l'atmosphère vers le cosmos et la surface. Par ailleurs... une partie de l'eau évaporée dans les régions chaudes est emportée dans la circulation atmosphérique générale; cette vapeur trouve sous des latitudes plus élevées des conditions propices à sa condensation, processus au terme duquel la chaleur latente est exprimée.* » (Lenoir 2001, p. 57).

texte écrit en avril 2003, anegeo mai 18

Bibliographie

- ◆ Ahlswede, J. - Hebel, S. - Ross, J.O. - Schoetter, R. - Kalinowski, M.B. 2013, « Update and improvement of the global krypton-85 emission inventory », *Jl. of Envir. Radioactivity* 115: 34-42.
- ◆ Bard, E. 1999 "La datation au carbone 14 fait peau neuve", *La Recherche* 323, sept., 52-56.
- ◆ Benjamin, M.M. 2002, « Water Chemistry », Mc Graw Hil, 666p.
- ◆ Brasseur, G. - Solomon, S. 1986 "Aeronomy of the middle Atmosphere", D. Reidel Publ., Dordrecht, 447p.
- ◆ Cohen-tannoudji, G. 1995, "Les constantes universelles", Hachette "Questions de Sciences", 142p.
- ◆ Friedli, C.K.W. 2005 (2002), "Chimie générale pour ingénieur", Presse Polytechnique et Universitaire romandes, Lausanne, 747p. (est à la B.U Moulin House)
- ◆ Fuzzy, S. 1994, "Clouds in the troposphère", in Boutron F. (édit), "Topics in atmospheric and interstellar physics and chemistry", ERCA, Edi. Physique, chap. XIV: 291-308
- ◆ Kirkby, J. 2002, "CLOUD: A Particle Beam Facility to Investigate the Influence of Cosmic Rays on Clouds", *Proc. IACI Workshop, CERN, 18-20 April 2001, CERN 2001-007, 17 January, 74p.*
- ◆ Lenoir, Y. 2001, "Climat de Panique", Favre éditeur, Lausanne, 217p,
- ◆ Leone, M. - Robotti, N. 2004, "A note on the Wilson cloud chamber (1912)", *Eur. Jl of Physics*, 25: 781-91.
- ◆ Leroux, M. 2000, "La dynamique du temps et du climat", 2ème édition, collection : Masson Sciences, Dunod Ed., Paris, 366 p ([ici](#) ,épuisée, [celui-là](#) épuisé aussi), a été un temps re-imprimé chez Sciences libres qui a disparu, reste les bibliothèque ou la version anglaise...
- ◆ Liou, K.N. 1992, "Radiation and cloud processes in the atmosphere", Oxford University Press, 487p.
- ◆ Marsh, N. - Svensmark, H. 2000, "Cosmic rays, clouds, and climate", *Space Science Review* **, 1-16, version électronique téléchargeable sur www.dsri.dk/%7Ehsv/
- ◆ Mourier, G. 2002, "Les ondes en physique : de Pythagore à nos jours", Ellipses Ed., Paris : 190p.
- ◆ Petrukovich, A. A. 2008, "The elusive onset of geomagnetic substorm", *Science*, vol. 321, 15 August: 920-21.
- ◆ Ramanathan, V. - Cess, R.D. - Harrison, E.F. - Minnis, P. - Barkstrom, B.R. - Ahmad, E. - Hartmann, D. 1989, "Cloud-radiative forcing and climate: Results from the Earth Radiation Budget Experiment", *Science* n°243: 57-63.
- ◆ Salby, M.L. 1996, "Fundamentals of Atmospheric Physics", Academic Press, San Diego, 627p.
- ◆ Stuber, N. - Forster, P. - Rädel, G. - Shine, K. 2006, "The importance of the diurnal and annual cycle of air traffic for contrail radiative forcing", *Nature*, vol. 441, 15 June: 864-67.
- ◆ Svensmark, H. 2000, "Cosmic rays and Earth's climate", *Space Science Reviews* 93, p. 155-66.
- ◆ Svensmark, H. - Friis-Christensen, E. 1997, "Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar-climate relationships", *Jl. of atmospheric and solar terrestrial physics*, vol. 59, n°11. téléchargeable sur www.dsri.dk/%7Ehsv/
- ◆ Tinsley, B.A. 1996, "Correlations of atmospheric dynamics with solar wind-induced changes of air-earth current density into cloud tops", *Jl. Geophys Res.*, vol. 101, n°D23: 29,701-714.