

Introduction à la météorologie dynamique

Dr. Pascal Frèrebeau

12 janvier 2016

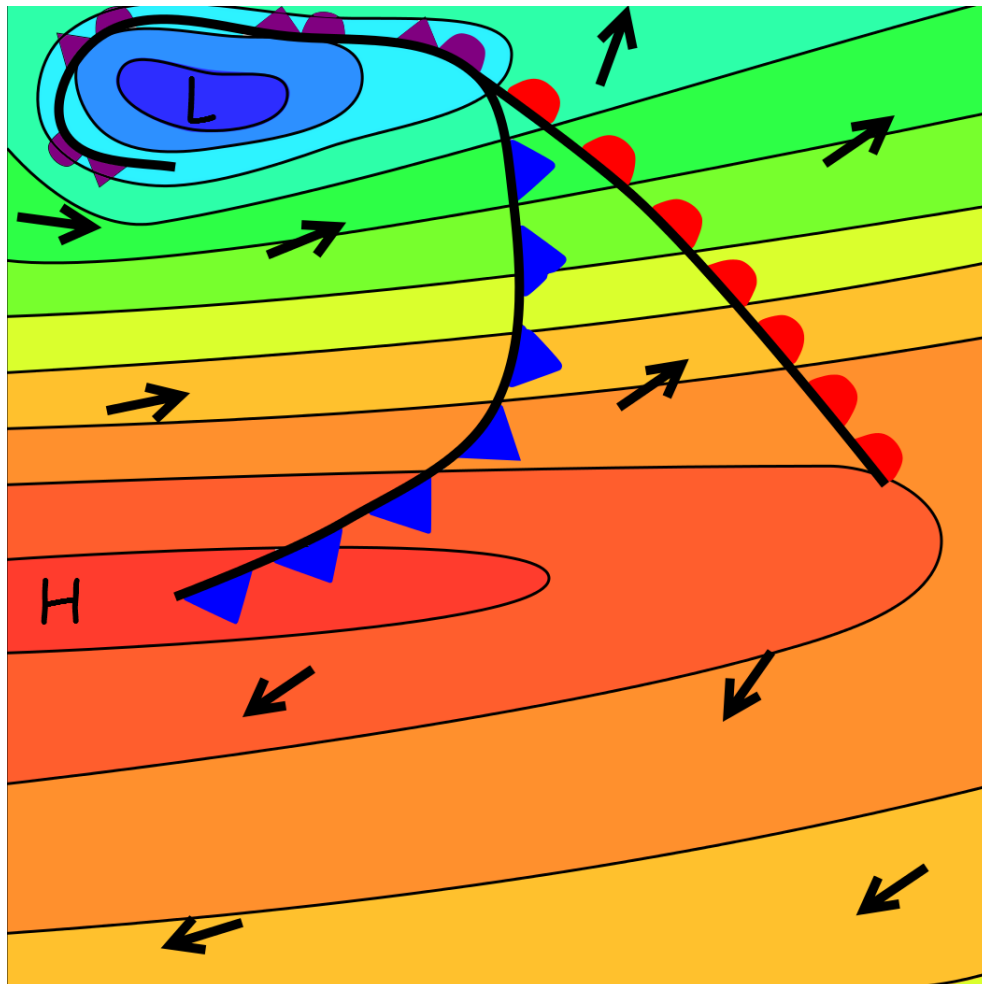


Table des matières

1	Notions de rayonnement	4
1.1	Ondes électromagnétiques	4
1.2	Rayonnement	4
1.3	Réflexion, absorption, diffusion	6
2	Notions de thermodynamique	7
2.1	Densité	7
2.2	Pression	7
2.3	Humidité	7
3	Circulation générale de l'atmosphère	9
3.1	Variation du volume des gaz avec la température	9
3.2	Effet du changement de volume des gaz du à la température sur l'atmosphère terrestre .	9

Introduction

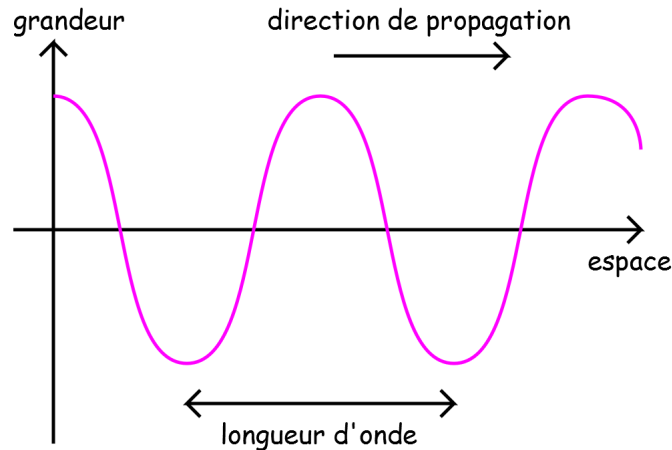


FIGURE 1 –

1 Notions de rayonnement

1.1 Ondes électromagnétiques

Les ondes électromagnétiques décrivent l'oscillation spatiale et temporelle de deux grandeurs physiques (les champs électrique et magnétique). Ces ondes n'ont pas besoin de support matériel, elles se propagent aussi dans le vide. Figure 1 montre les oscillations spatiales d'une grandeur physique quelconque. La longueur géométrique entre deux maxima (ou minima) successifs est appelée longueur d'onde. La direction dans laquelle l'onde se propage est appelée direction de propagation. En un lieu précis, la grandeur physique oscille avec le temps (voir figure 2), le temps entre deux maxima (ou minima) successifs est cette fois-ci appelé période. L'inverse de la période est appelé fréquence. Si l'on divise la longueur d'onde par la période, on obtient la vitesse de phase d'une onde donnée : il s'agit de la vitesse à laquelle se propagent les maxima. Pour les ondes électromagnétiques, cette vitesse dans le vide est égale à la constante de la vitesse de la lumière.

En fonction de la longueur d'onde, on différencie plusieurs types d'ondes électromagnétiques (voir figure 3). Le domaine du visible (lumière) se situe entre les longueurs d'onde 380 nm (pour laquelle on a du violet) et 780 nm (pour laquelle on a du rouge). L'énergie transportée par une onde électromagnétique est inversement proportionnelle à sa longueur d'onde : ainsi, l'infrarouge est moins énergétique que la lumière, qui est elle-même moins énergétique que l'ultraviolet.

1.2 Rayonnement

Le rayonnement désigne l'émission d'ondes électromagnétiques ou leur propagation dans un milieu. Chaque corps émet du rayonnement, en fonction de sa température. Plus un corps est chaud, plus la longueur d'onde du rayonnement émis est courte et plus la densité de flux d'énergie de ce rayonnement est importante. La température à la surface du Soleil vaut 5505 °C, et par conséquent, le maximum d'émission du rayonnement émis par celle-ci se situe dans le domaine du visible (on appelle le rayonnement compris dans cet interval de longueur d'onde « lumière »). Mais le Soleil émet aussi, entre autre, des rayons ultraviolets et infrarouges. Par contre, la température moyenne à la surface de la Terre est de 14 °C. Le maximum d'émission du rayonnement émis par cette planète se situe dans l'infrarouge, et la Terre n'émet pas de lumière du tout. De même, l'atmosphère de la Terre (encore plus froide) émet principalement dans l'infrarouge.

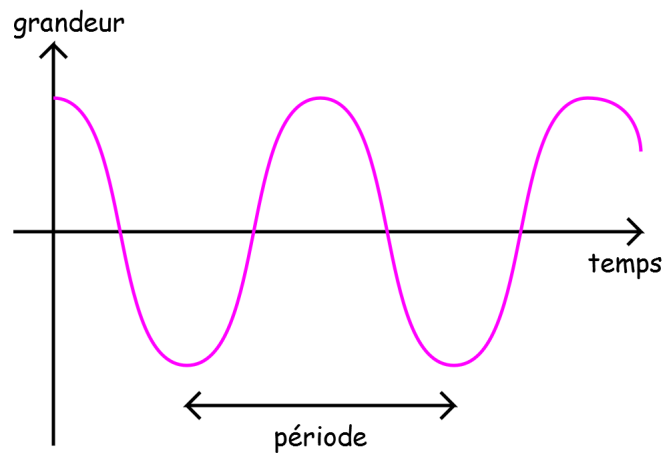
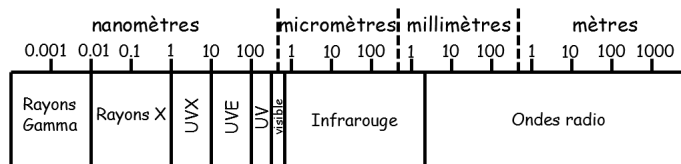


FIGURE 2 -



spectre électromagnétique

FIGURE 3 -

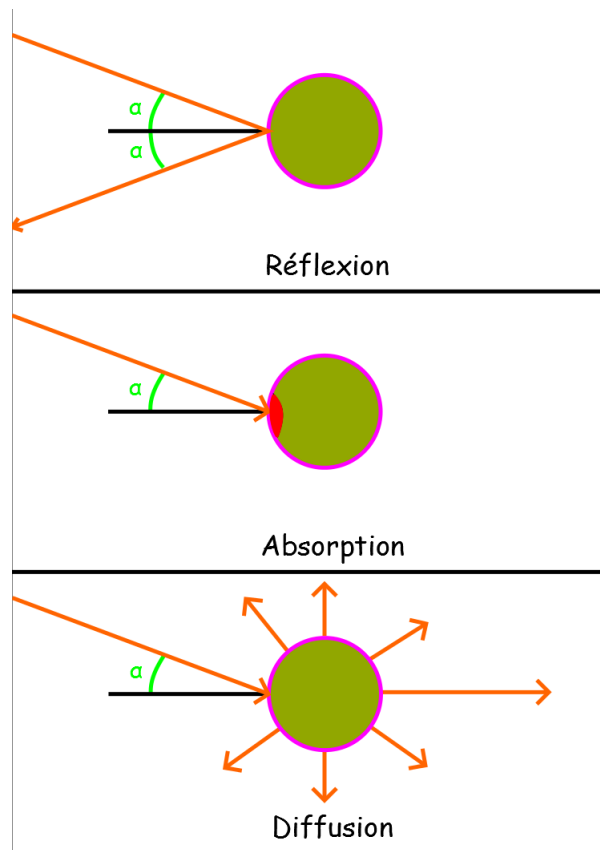


FIGURE 4 –

1.3 Réflexion, absorption, diffusion

Quand des ondes électromagnétiques rencontrent de la matière, se produisent des phénomènes de réflexion, d'absorption et de diffusion. Figure 4 précise ces notions. La réflexion est le renvoi de l'onde dans son milieu d'origine au niveau d'une surface limite avec un autre milieu (bord d'un nuage, sol, particule...), l'angle de réflexion étant égal à l'angle d'incidence. L'absorption désigne la prise de l'énergie d'une onde par la matière. La part absorbée ne se propage plus, l'énergie correspondante est convertie en chaleur. La diffusion consiste en la réémission de l'onde dans toutes les directions. En principe, dans un milieu, tous ces processus se produisent en même temps à différents degrés. L'albédo décrit le pouvoir réfléchissant du sol. Cette grandeur sans dimension, qui dépend de la longueur d'onde, est égale à la part du rayonnement incident qui est réfléchi par le sol. Sa valeur est comprise entre 0 (pas de réflexion) et 1 (réflexion totale). Les océans, ou encore la végétation luxuriante, ont un albédo très faible : ils absorbent une grande partie de l'énergie incidente. La végétation aride et les déserts ont un albédo plus élevé. La neige et la glace ont un albédo très élevé, elles réfléchissent la plus grande partie du rayonnement et n'en retirent que peu de chaleur.

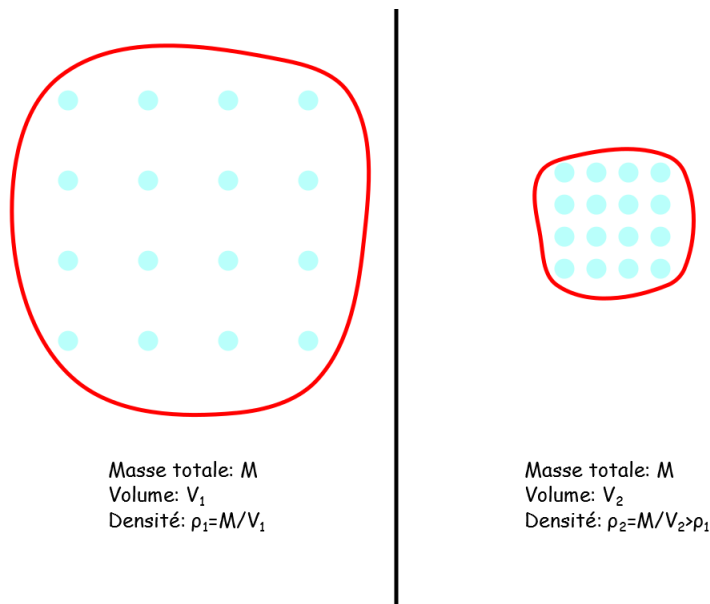


FIGURE 5 –

2 Notions de thermodynamique

2.1 Densité

La densité d'un corps (ρ) est définie par le quotient de sa masse par son volume. Ce corps peut être solide, liquide ou gazeux (comme par exemple une « particule d'air »). La densité exprime à quel point la matière est condensée. Figure 5 illustre le cas d'une particule de masse M composée de plusieurs molécules. A gauche, les molécules occupent un plus grand volume (V_1) qu'à droite (V_2). Mais des deux côtés, la particule contient autant de matière et possède la même masse. Seulement, à droite, cette matière est plus condensée qu'à gauche (la distance moyenne entre deux molécules voisines est plus petite), ce qui se traduit par une densité plus élevée.

2.2 Pression

La pression (P) est la résistance exercée par n'importe quel milieu sur tout corps avec lequel il est en contact. C'est une force par unité de surface. La pression dans un milieu exprime à quel point ce milieu « appuie » sur un corps qui se trouve à l'intérieur de celui-ci. Dans l'atmosphère terrestre, la pression provient presque exclusivement du poids de la colonne d'air en-dessus du point considéré!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!. Plus la colonne d'air au-dessus d'un point est lourde, plus la pression est élevée en ce point. C'est pourquoi la pression dépend principalement de l'altitude : elle baisse quand on prend de la hauteur et monte quand on en perd.

2.3 Humidité

L'humidité décrit la quantité de vapeur d'eau que contient une substance (en météorologie : l'atmosphère terrestre). L'humidité ne tient pas compte de l'eau liquide présente, mais uniquement de l'eau sous forme gazeuse (vapeur). Plus l'air contient de vapeur d'eau, plus il est humide. Moins il en contient, plus il est sec.

L'humidité absolue est une des variables qui décrit l'humidité de l'air. En un point, elle est égale à la masse de vapeur d'eau contenue dans un petit volume imaginaire autour de ce point, divisée par

la taille du volume!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!!! L'unité habituelle dans laquelle est exprimée cette variable est le $g.m^{-3}$. Il se trouve que l'humidité absolue ne peut pas être arbitrairement élevée. Elle peut être égale à $0g.m^{-3}$ (si l'air ne contient pas du tout de vapeur d'eau). Mais elle ne peut pas dépasser une certaine valeur. Si jamais, pour une raison donnée, il y a malgré tout plus de vapeur d'eau dans l'atmosphère (humidité absolue supérieure à sa valeur maximale), le surplus se transforme en eau liquide (condensation) : des petites gouttes d'eau liquide apparaissent et grossissent jusqu'à ce que l'atmosphère ne contienne pas plus de vapeur d'eau qu'elle ne peut en contenir. La valeur maximale que peut prendre l'humidité absolue dans l'atmosphère est appelée « humidité maximale ». Elle dépend de la température. Plus la température est élevée, plus l'humidité maximale l'est. Cela signifie que plus l'air est chaud, plus il peut contenir de vapeur d'eau.

Une autre variable pour décrire l'humidité est l'humidité relative. Cette dernière est égale à l'humidité absolue divisée par l'humidité maximale. Elle exprime quelle part de la concentration en vapeur d'eau qu'il est possible d'atteindre pour la température ambiante, l'air possède effectivement. Elle est exprimée en %. Quand l'air ne contient pas de vapeur d'eau du tout (humidité absolue égale à $0g.m^{-3}$), l'humidité relative vaut 0%. Quand l'humidité absolue est égale à l'humidité maximale (c'est à dire quand l'air contient exactement autant de vapeur d'eau qu'il le peut pour la température ambiante), l'humidité relative vaut 100%. On dit dans ce cas que l'air est saturé.

Quand de l'eau liquide est en contact avec de l'air non saturé, se produit un processus d'évaporation : la phase liquide est petit à petit transformée en vapeur d'eau. Ce phénomène est d'autant plus rapide que l'air est éloigné de la saturation, c'est à dire que l'humidité relative est basse. Prenons une masse d'air non saturée. Si sa température est élevée, son humidité maximale l'est aussi, et beaucoup d'eau liquide peut s'évaporer dans la mesure où celle-ci est disponible, avant que la saturation ne soit atteinte. En revanche, si sa température est basse, c'est le cas aussi de son humidité maximale, et il ne peut pas s'évaporer beaucoup d'eau liquide, car elle atteint très vite la saturation.

Quand une masse d'air froide se réchauffe, son humidité maximale augmente. Pour cette raison, son humidité relative diminue (même si l'apport en vapeur d'eau dû à l'évaporation de l'eau liquide disponible limite cette baisse) : l'air est alors souvent considéré comme sec. C'est ce qui se produit par exemple dans un appartement en hiver : l'air de l'extérieur (humide ou même saturé, s'il y a du brouillard) est réchauffé par le chauffage. Son humidité absolue ne peut plus changer (pas d'eau liquide disponible, ou très peu), si bien que l'humidité relative diminue dans l'appartement : les gens présents ressentent l'air comme sec.

Quand une masse d'air chaude se refroidit, son humidité maximale diminue. Pour cette raison, son humidité relative augmente : l'air est alors en général considéré comme humide. Il peut même atteindre la saturation, et des gouttes d'eau liquide peuvent apparaître (si la baisse de la température est suffisante).

La pression de vapeur (ou pression partielle de la vapeur d'eau), exprimée en hPa, est encore une variable pour décrire l'humidité. Il s'agit de la pression atmosphérique multipliée par la fraction molaire de la vapeur d'eau (proportion de molécules d'eau dans le mélange gazeux de l'atmosphère). La pression de vapeur saturante (voir figure 6) donne la valeur de la pression de vapeur pour laquelle l'air est saturé pour une température donnée. La pression de vapeur saturante dépend elle aussi de la température : elle augmente de manière exponentielle avec celle-ci. A une température donnée, les valeurs de la pression de vapeur peuvent en théorie aller de zéro (si aucune molécule d'eau n'est présente dans le mélange gazeux de l'atmosphère) à la valeur de la pression de vapeur saturante valable pour cette température (si l'air est saturé).

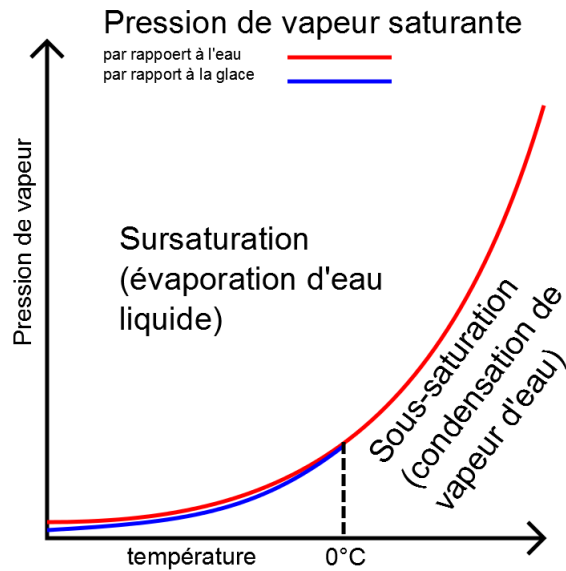


FIGURE 6 –

3 Circulation générale de l’atmosphère

3.1 Variation du volume des gaz avec la température

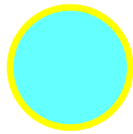
Les gaz ont la particularité de se dilater lorsque la température augmente. Une quantité donnée de gaz occupe, pour une pression donnée, un plus grand volume à haute température qu’à basse température. Cela est valable également pour l’air atmosphérique. Comme le montre figure 7, à pression égale, une particule d’air froide de masse M est plus petite qu’une particule d’air chaude de la même masse (qui contient la même quantité d’air).

3.2 Effet du changement de volume des gaz du à la température sur l’atmosphère terrestre

A l’intérieur de l’atmosphère terrestre, la température n’est pas constante. L’énergie provenant du rayonnement solaire n’atteint pas la surface de la Terre avec le même angle d’incidence suivant l’endroit où l’on se trouve (voir figure 8). A proximité de l’équateur, les rayons arrivent presque perpendiculairement au sol, alors qu’en allant vers les pôles, leur angle d’incidence augmente, si bien qu’une même quantité d’énergie est répartie sur une surface de plus en plus grande (une surface de taille constante au sol reçoit en conséquence de moins en moins d’énergie, voir figure 9). En plus, en allant vers les pôles, le rayonnement traverse l’atmosphère de manière de plus en plus oblique, son trajet dans l’atmosphère est donc de plus en plus long, si bien qu’une plus grande part est absorbée par celle-ci et une plus petite quantité atteint la surface de la Terre. Par ailleurs, les régions polaires (et celles des latitudes moyennes en hiver) sont souvent couvertes de glace et/ou de neige. Comme mentionné précédemment, la neige et la glace ont un albédo très élevé, si bien que dans ces régions, une grande partie de l’énergie incidente est réfléchi vers l’espace au lieu d’être absorbée par le sol et transformée en chaleur. Pour toutes ces raisons, les régions tropicales sont les plus chaudes, tandis que la température diminue en allant vers les pôles.

Une conséquence de la dilatation de l’air atmosphérique avec la température est que l’air est « plus haut » dans les régions tropicales (chaudes) qu’aux hautes latitudes (froides) (voir figure 10), car une même quantité d’air occupe un volume plus important dans les premières. Plus précisément, il y a

particule
d'air froide
de masse M



particule
d'air chaude
de masse M

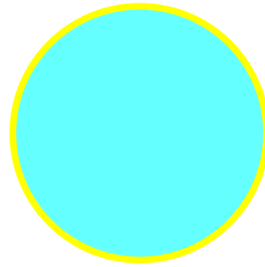


FIGURE 7 -

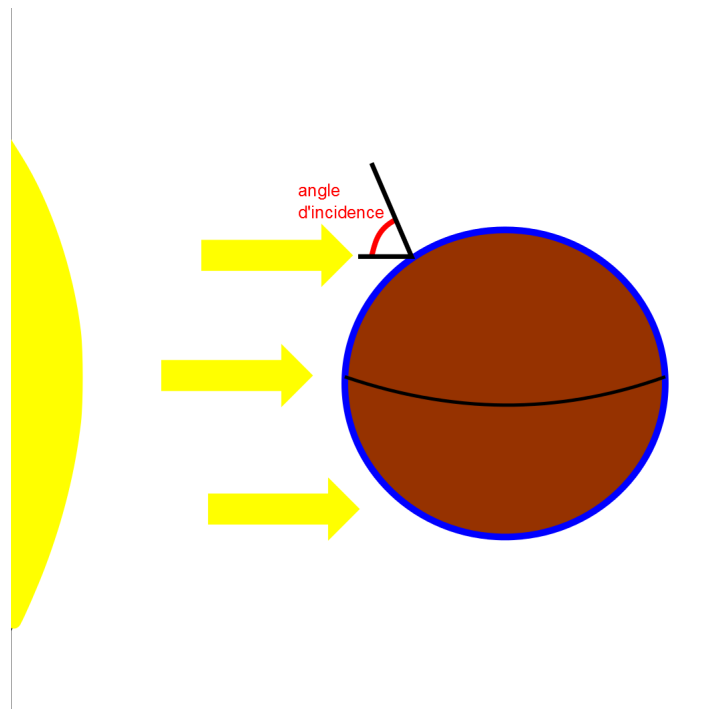


FIGURE 8 -

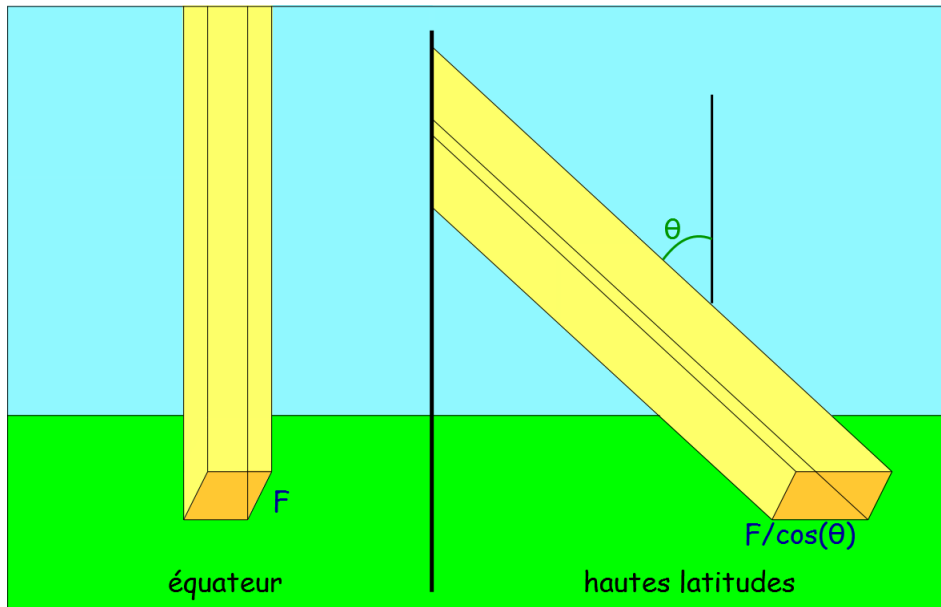


FIGURE 9 –

dans la haute atmosphère un anticyclone (zone de haute pression) au-dessus des régions chaudes et une dépression (zone de basse pression) au-dessus des régions froides. En conséquence, un courant va s'établir en haute altitude de l'équateur vers les pôles pour compenser cette différence, mais avant que cela ait commencé (pour un $t = 0$ imaginaire), il y a la même quantité d'air tout autour du globe. C'est pourquoi la pression au sol a partout la même valeur (P).

Dans la haute atmosphère, l'air « tombe » des régions chaudes vers les régions froides. Plus précisément : quand la pression exercée sur les bords d'une particule d'air n'est pas répartie uniformément (quand la pression varie dans l'espace), la force de pression résultante (!!!!!!!!!!!!!!!! définir force) provoque une accélération de la particule dans la direction où la pression baisse (d'autant plus forte que la variation spatiale de la pression est importante) : la nature essaie ainsi de compenser les différences de pression. Comme dans la haute atmosphère, la pression (à altitude constante) diminue en allant vers les pôles, l'air accélère dans cette direction. Ainsi, les régions polaires gagnent de l'air, tandis que les régions tropicales en perdent. C'est pourquoi, la pression au sol baisse à proximité de l'équateur et augmente près des pôles.

Cela nous conduit à la situation représentée figure 11. A proximité du sol, une dépression dans les régions chaudes et un anticyclone dans les régions froides ont fait leur apparition. En conséquence, dans la basse atmosphère, l'air s'écoule vers les régions chaudes tandis que c'est le contraire dans la haute atmosphère. Pour boucler cette circulation (et parce que l'air chaud est plus léger que l'air froid et tend à lui monter dessus!!!!!!!!!!!!!!!), l'air descend dans les régions froides et monte dans les régions chaudes. On pourrait s'attendre à ce que sur Terre, la pression au sol augmente simplement avec la latitude, et que l'air s'écoule des pôles vers l'équateur dans la basse atmosphère (et dans le sens contraire dans la haute atmosphère), comme cela est représenté figure 12. Mais à cause de la rotation terrestre, ce schéma de circulation n'est pas observé.

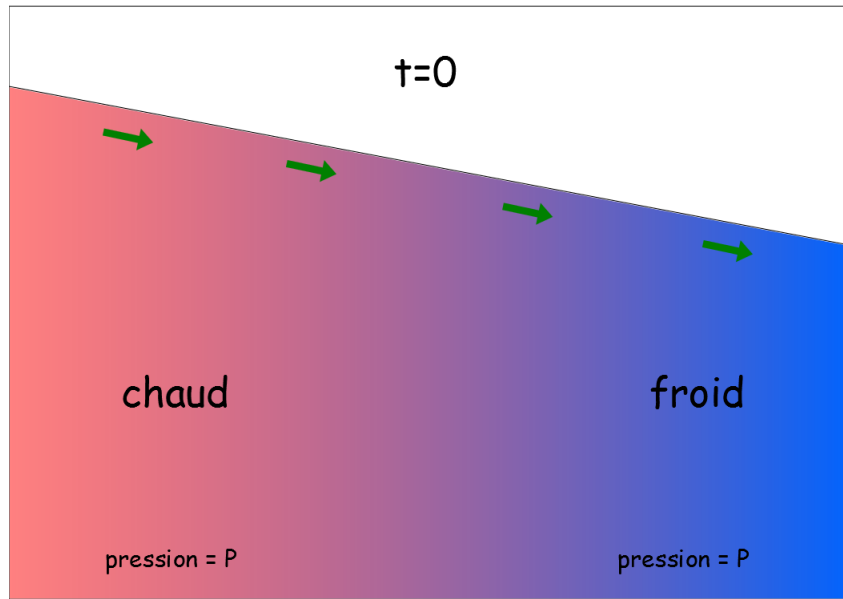


FIGURE 10 –

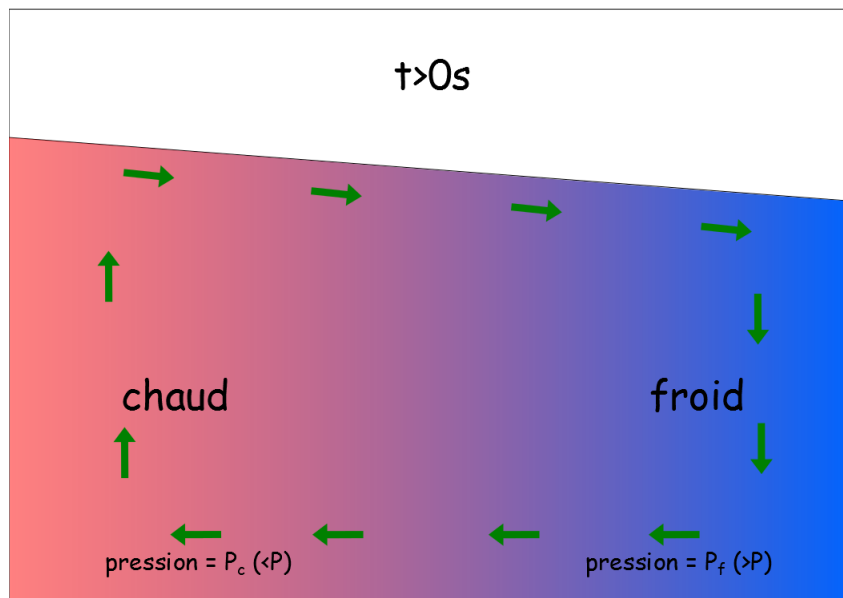


FIGURE 11 –

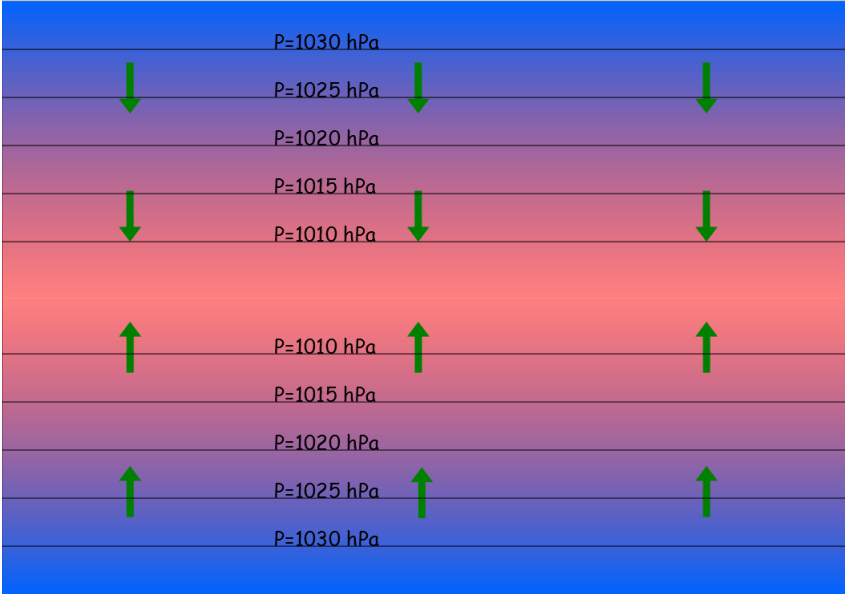


FIGURE 12 –