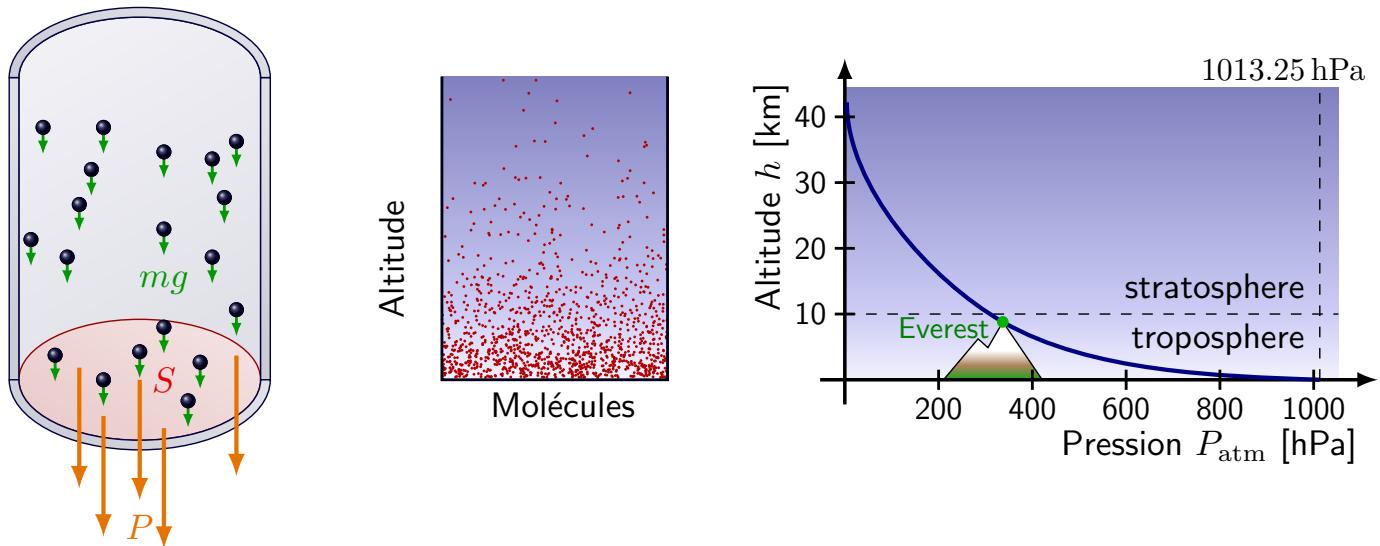


## 1.5. Pression et vent

On définit la \_\_\_\_\_ atmosphérique comme le poids de la colonne d'air au dessus d'une surface de un mètre carré. L'unité de mesure est le Pascal. Cependant, en météorologie, on utilise préférentiellement l'hectopascal (1 hPa = 100 Pa).

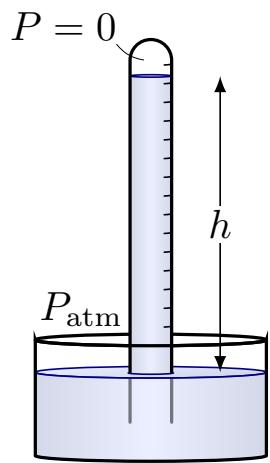


**Figure 7** – Illustration à différentes échelles de la notion de pression.

Lorsque l'on s'élève dans l'atmosphère, la densité des molécules d'air diminue : la pression est maximum au sol et décroît avec l'altitude. Dans les basse couches, la courbe de l'illustration précédente est proche d'une droite : une bonne approximation des variations de pression consiste à considérer que

la pression décroît de \_\_\_\_\_  
lorsque l'altitude augmente de \_\_\_\_\_.

Un baromètre, dont le principe est illustré par la figure suivante (expérience de Torricelli) permet de connaître la pression moyennant une référence : la pression atmosphérique sur une fluide est mesurée à l'aide de la hauteur atteinte par la colonne de fluide.



(a) Expérience de Torricelli



(b) Baromètre

**Figure 8** – Mesure de la pression

On se référera au chapitre sur la connaissance des aéronefs pour connaître l'utilisation de la pression par l'altimètre (notamment les calages altimétriques). On verra également à la fin de chapitre quels sont les moyens de transmission de la pression (au niveau de la mer ou autre) à l'équipage d'un avion.

### Exercice 2

On considère que les conditions de températures sont normales dans cet exercice. Le QNH du jour est 1015 hPa. Dans mon avion, au parking de l'aérodrome, je règle les aiguilles de mon altimètre pour les placer sur l'altitude 0 pied. La fenêtre de réglage la pression indique 1005 hPa. À quelle altitude se trouve l'aérodrome ?

**Remarque :** On a donné ici une définition de la pression atmosphérique mais on peut donner une définition plus générale de la notion de pression. La pression est la force exercée sur une surface donnée. Elle permet de mesurer comment une force se répartit sur une surface. Elle est donnée par la formule :

$$P = \frac{F}{S}$$

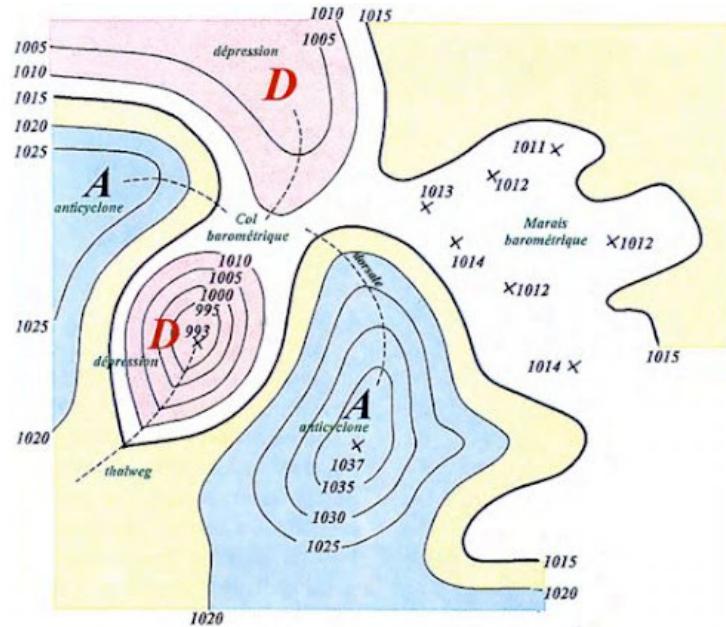
où :

- $P$  est la pression (en pascals, Pa) ;
- $F$  est la force appliquée (en newtons, N) ;
- $S$  est la surface sur laquelle la force s'applique (en mètres carrés,  $m^2$ ) ;

Ainsi, le Pascal est une façon de formuler des Newtons par mètre carré.

La pression varie peu à altitude constante et des zones de pression égales ou \_\_\_\_\_ peuvent s'étendre sur des centaines de kilomètres voire plus. On parle alors de \_\_\_\_\_ qu'on regroupe sous les terminologies suivantes :

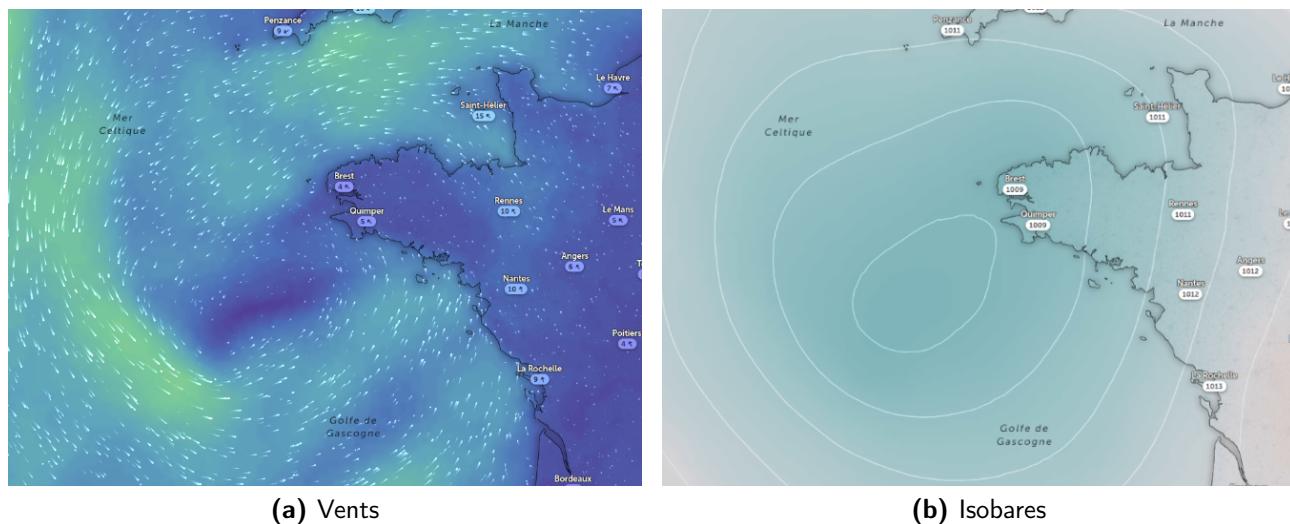
- les \_\_\_\_\_ qui sont des zones de hautes pressions ;
- les \_\_\_\_\_ qui sont des zones de basses pressions ;
- les \_\_\_\_\_ qui sont des zones sans variation de pression significative (souvent proche de 1013 hPa) ;
- les \_\_\_\_\_ qui sont des crêtes de hautes pressions ;
- les \_\_\_\_\_ qui sont des vallées de basses pressions.



**Figure 9** – Champs de pression

En météorologie, le vent désigne le \_\_\_\_\_ de l'air.  
Sa mesure comprend deux paramètres : sa \_\_\_\_\_ et sa \_\_\_\_\_ ou force.

Les différences de pressions sont à l'origine du vent. Celui-ci circule toujours des hautes pressions vers les basses pressions. Le vent est d'autant plus fort que les variations de pression sont importantes.



**Figure 10** – Lien entre vent et variations de pression

En tenant compte de la rotation de la Terre, la force de \_\_\_\_\_ dévie le vent vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud.

Avec cette force, dans l'hémisphère Nord, le vent tourne dans le sens des aiguilles d'une montre autour d'un anticyclone (une zone de \_\_\_\_\_ pression) et en sens contraire autour d'une dépression (une zone de \_\_\_\_\_ pression). C'est la règle de \_\_\_\_\_. Dans l'hémisphère Sud, ces sens de rotation sont inversés.

Les frottements réduisent la vitesse du vent près de la surface et en conséquence la déviation due à la force de Coriolis diminue lorsque l'altitude diminue : on parle de **couche limite** de la surface terrestre.

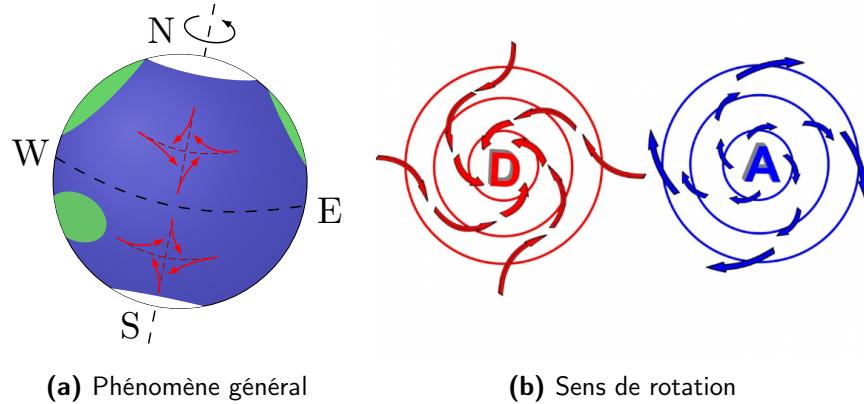


Figure 11 – Illustrations de la force de Coriolis

## 1.6. Circulation, fronts et masses d'air

Le déséquilibre thermique entre l'équateur et les pôles entraîne la formation de trois cellules de convection : l'air chaud ascendant étant remplacé par de l'air froid. Il en résulte, de façon globale :

- la formation d'un anticyclone aux pôles, une dépression au niveau du 60 ème parallèle ;
- un anticyclone aux environs du 30 ème parallèle ;
- une dépression près de l'équateur.

Combiné à la force de Coriolis, ceci explique la circulation générale de l'air à la surface du globe.

C'est ainsi que circulent les masses d'air qui sont de grande étendues d'air dans laquelle la température et l'humidité varient peu. Certaines régions du globe ont des propriétés de température et d'humidité uniformes au sol. Les masses d'air surmontant ces régions acquièrent ces mêmes propriétés. Les masses d'air se déplacent alors selon les principes de la circulation atmosphérique générale : l'air froid tend à s'écouler vers l'équateur alors que l'air chaud se dirige vers les pôles. Elles subissent des modifications au fur et à mesure de leur passage au-dessus de régions ayant d'autres caractéristiques. Les masses d'air sont classées selon

- leur température : très froide pour les masses d'air \_\_\_\_\_, froide pour les masses d'air \_\_\_\_\_, chaude pour les masses d'air \_\_\_\_\_ et très chaude pour les masses d'air \_\_\_\_\_ ;
- leur humidité : sèche pour les masses d'air \_\_\_\_\_ ou humide pour les masses d'air \_\_\_\_\_.

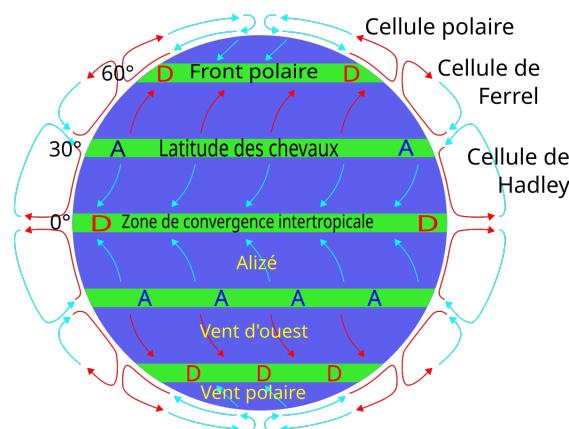
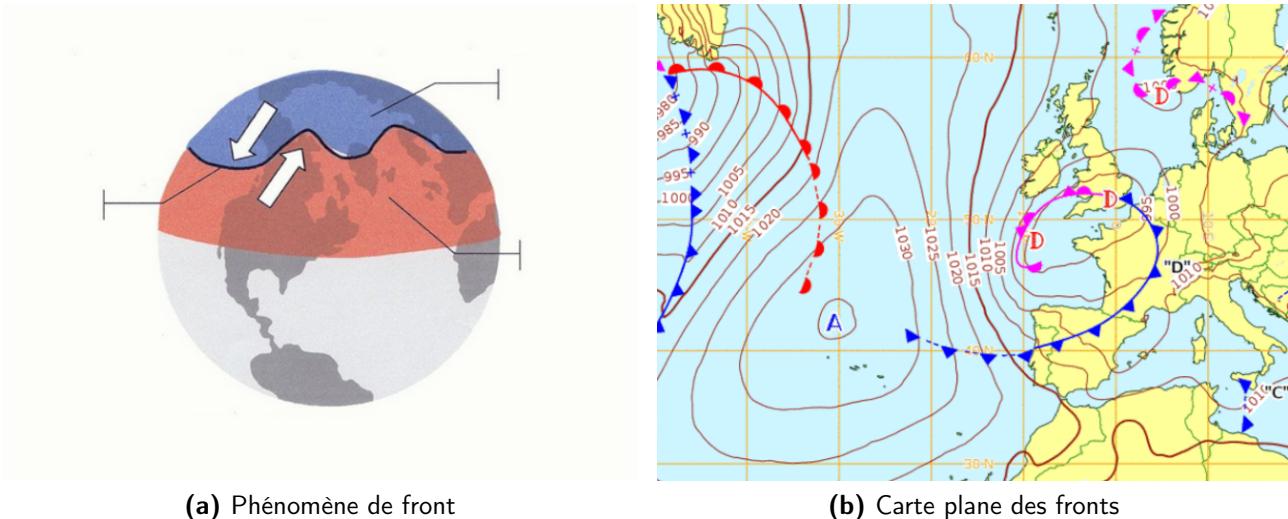


Figure 12 – Circulation générale des masses d'air à la surface terrestre

Aux latitudes entre  $40^{\circ}$  et  $50^{\circ}$ , on assiste à la rencontre entre deux masses d'air : l'une est d'origine polaire, elle est froide, tandis que l'autre est d'origine tropicale, elle est donc chaude. Lorsqu'elles se rencontrent, ces deux masses d'air ne se mélangent pas. On observe l'inclusion d'une masse d'air tropical dans la masse d'air polaire. Cette inclusion est limitée par deux surfaces appelées \_\_\_\_\_.



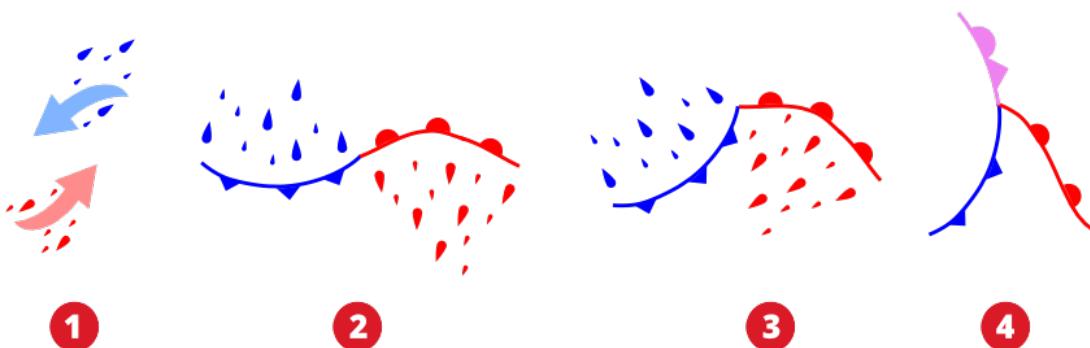
**Figure 13 – Frontologie**

On a trois types de fronts principaux :

- le front chaud : l'air chaud repousse l'air froid devant lui et passe au-dessus ;
- le front froid : l'air froid postérieur pousse l'air chaud devant lui et au-dessus de lui ;
- l'occlusion : le front froid rattrape le front chaud, le rejetant en altitude.

Ainsi, l'évolution typique d'une zone frontale menant à une dépression est la suivante dans l'hémisphère nord :

1. Le front se déforme sous l'influence de l'air froid et de l'air chaud qui tendent à poursuivre leur chemin, vers le sud pour le premier, vers le nord pour le second.
2. L'ondulation du front détermine deux limites front chaud/front froid
3. Après constitution de la perturbation, le front froid se déplace plus vite que le front chaud.
4. L'occlusion se produit lorsque le front froid rattrape le front chaud, le rejetant en altitude.



**Figure 14 – Évolution frontale**

Nous verrons les nuages et précipitations associées aux fronts dans la partie suivante.

## 2. Nuages et précipitations

De façon générale, les nuages et précipitations sont un élément primordial du cycle de l'eau. Le cycle de l'eau décrit le mouvement continu de l'eau sur Terre, dans l'air et sous la surface. L'eau s'évapore des océans, des lacs et des rivières sous l'effet du soleil. Elle se condense ensuite en nuages avant de retomber sous forme de pluie, de neige ou de grêle. Cette eau alimente les sols, les nappes phréatiques et les cours d'eau, puis le cycle recommence. On peut résumer ceci avec l'illustration suivante :

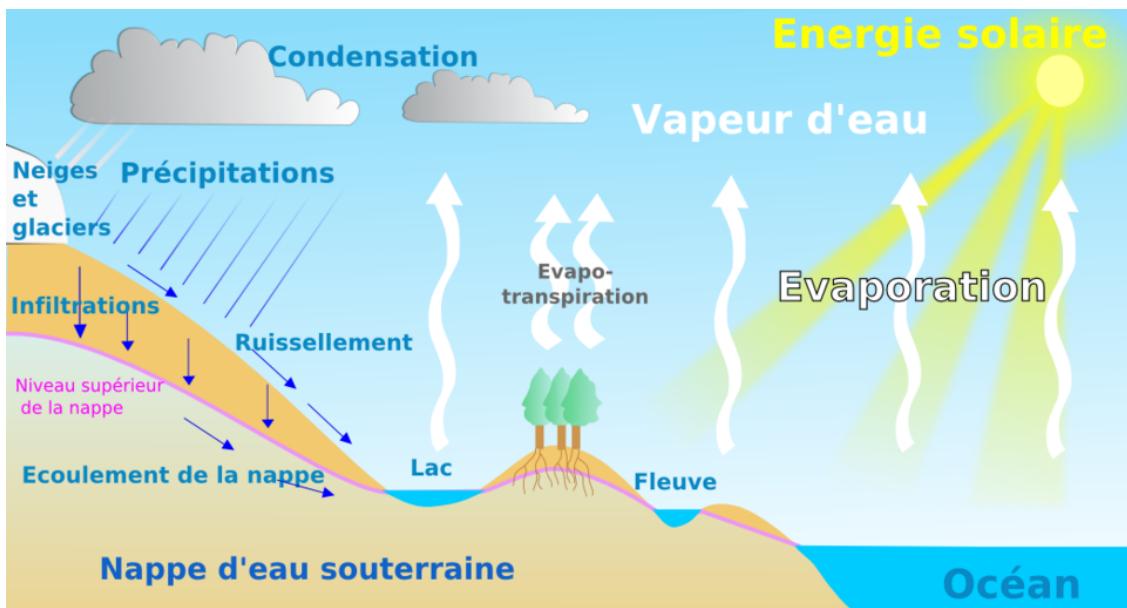


Figure 15 – Cycle de l'eau

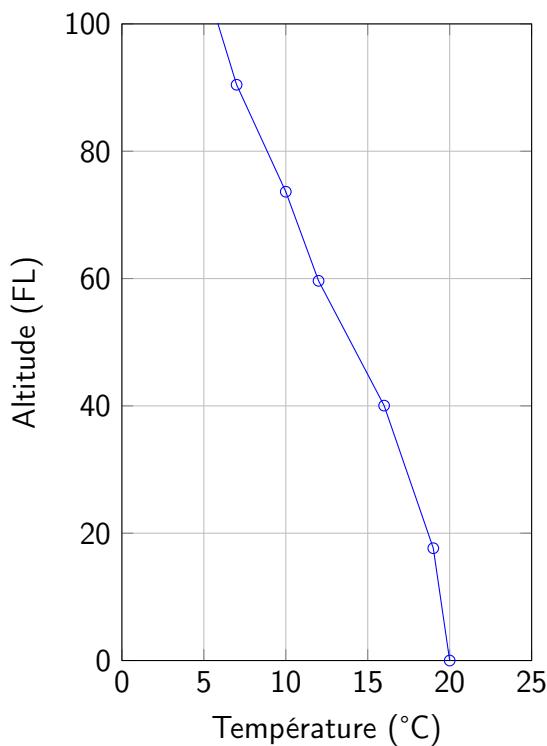
### 2.1. Stabilité et instabilité de masse d'air

Pour comprendre la distinction principale qui existe entre les deux grandes classes de nuages, il est nécessaire de comprendre la notion de stabilité ou d'instabilité d'une masse d'air.

Nous avons vu précédemment que l'atmosphère standard est décrit par une pression et une température standard au niveau de la mer. Cependant, on constate aisément jour après jour que la température et que la pression ne sont pas constantes. L'atmosphère réel n'est donc pas standard : il peut être plus froid ou plus chaud, et cet écart entre la température réelle et la température standard n'est pas constant en fonction de l'altitude. On peut donc se retrouver avec des couches d'atmosphère plus chaudes que l'atmosphère standard superposées à des couches moins chaudes que l'atmosphère standard. C'est de ces différences entre l'atmosphère standard et l'atmosphère réel que vont découler les notions de stabilité et d'instabilité d'une masse d'air.

L'air est généralement très mauvais conducteur de chaleur. Ainsi, lorsque deux masses d'air chaude et froide sont en contact elles ne se regroupent pas pour former une masse d'air tiède mais évoluent parallèlement l'une à l'autre sans le mêler. L'air chaud étant moins dense que l'air froid, il aura tendance à s'installer au dessus de l'air froid.

### 2.1.1. Atmosphère stable



**Figure 16** – Évolution de la température dans une couche d'atmosphère stable.

On lance un ballon sonde dans l'atmosphère pour mesurer la température de l'air à différentes altitudes et les résultats obtenus sont présentés sur la figure ci-contre.

Considérons alors une particule d'air prélevée à 1750 ft, où la température est de 19 °C et supposons qu'en raison d'une perturbation extérieure celle particule est projetée à 2000 ft.

On peut voir sur le relevé de températures de la radiosonde que la température à 2000 ft est inférieure à 20 °C. Dans ces conditions, notre particule se trouve être plus chaude que l'air environnant. Étant plus chaude, donc plus légère, elle va initier un mouvement de montée et de ce fait va se refroidir de 2 °C en montant de 1000 ft.

Cependant, on constate cette fois-ci que l'atmosphère environnant s'est refroidi plus lentement et la particule d'air se retrouve donc plus froide que l'air qui l'entoure. Elle est donc maintenant plus lourde et aura donc tendance à redescendre vers une position d'équilibre.

Le même comportement peut s'observer si la particule est initialement éjectée vers le bas.

Cette situation décrit une atmosphère stable dans laquelle des perturbations dans la position des particules se traduisent par un retour à la situation initiale.

### 2.1.2. Atmosphère instable

Un autre jour, on lance un autre ballon sonde dans l'atmosphère et les températures mesurées ce jour-là sont présentées sur la figure ci-contre.

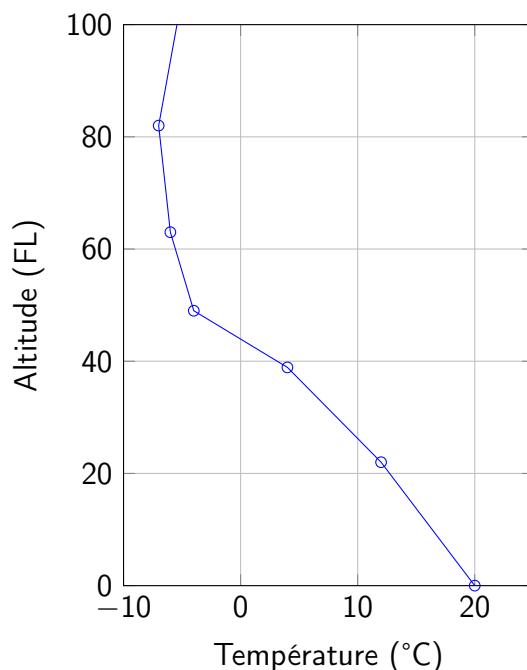
Considérons alors notre particule d'air prélevée à 2200 ft, où la température est de 12 °C et supposons qu'en raison d'une perturbation extérieure celle particule est projetée à 2500 ft.

Comme précédemment, la particule se retrouve plus chaude que l'air environnant, est donc plus légère et initie son mouvement de montée. En s'élevant, elle a perdu 2 °C en arrivant à 3500 ft.

Mais puisque cette fois-ci l'atmosphère s'est refroidi plus rapidement, la particule d'air reste plus chaude que l'air environnant et continue son ascension.

Le même comportement peut s'observer si la particule est initialement éjectée vers le bas.

Cette situation décrit une atmosphère instable dans laquelle des perturbations dans la position des parti-



**Figure 17** – Évolution de la température dans une couche d'atmosphère instable.