

## PROJET DE P6 LA CONVECTION ATMOSPHERIQUE



FIGURE 1: Vue satellite de la Terre

Cette page est laissée intentionnellement vierge.

## Remerciements

Nous tenions à remercier toutes les personnes qui ont contribué à notre projet et qui nous ont aidée lors de nos recherches.

Nous voudrions dans un premier temps remercier, notre responsable de projet S.Paillat, professeur de physique à l'INSA Rouen Normandie, pour sa patience, sa disponibilité et surtout ses précieux conseils, qui ont contribué à alimenter notre réflexion.

Nous remercions également toute l'équipe pédagogique de l'INSA de Rouen pour avoir assuré le bon déroulement de chaque séance.

Date de remise du rapport : **12/06/2021**

Référence du projet : **STPI/P6/2021 – N°45**

Intitulé du projet : Convection dans l'atmosphère

Type de projet : Bibliographique, expérimentation

Objectifs du projet :

L'objectif de ce projet est de comprendre et de définir la circulation atmosphérique. Pour ce faire, nous allons caractériser les phénomènes de convection dans l'atmosphère aux différentes échelles, étudier les mouvements et la convection à partir de modèles physiques plus simples et enfin, modéliser un mouvement convectif dans un liquide en laboratoire.

Mots-clefs du projet :

- Convection
- Atmosphère
- Cellules
- Gradient

**INSTITUT NATIONAL DES SCIENCES APPLIQUEES DE ROUEN**

**Département Sciences et Techniques Pour l'Ingénieur**

avenue de l'Université - 76801 Saint-Etienne-du-Rouvray - tél : +33 (0)2 32 95 97 00 - fax : +33 (0)2 32 95 98 60

## Table des matières

|          |  |           |
|----------|--|-----------|
| <b>1</b> | <b>Introduction</b>  | <b>4</b>  |
| <b>2</b> | <b>Méthodologie / Organisation du travail</b>                              | <b>5</b>  |
| <b>3</b> | <b>Travail réalisé et résultats</b>  | <b>6</b>  |
| 3.1      | Recherches et définitions . . . . .  | 6         |
| 3.1.1    | L'atmosphère terrestre . . . . .   | 6         |
| 3.1.2    | La convection (Qu'est-ce que c'est ?, Qu'est-ce qui l'engendre?) . . . . . | 7         |
| 3.1.3    | Les phénomènes aux différentes échelles . . . . .                          | 13        |
| 3.1.4    | Approche théorique de l'expérience . . . . .                               | 15        |
| <b>4</b> | <b>Expériences</b>   | <b>22</b> |
| 4.1      | Première expérience . . . . .  | 22        |
| 4.2      | Deuxième expérience . . . . .  | 23        |
| <b>5</b> | <b>Conclusion et perspectives</b>  | <b>25</b> |

## 1 Introduction

L'objectif de notre projet de physique est de comprendre et de caractériser la circulation atmosphérique ainsi que les phénomènes de convection dans l'atmosphère aux différentes échelles.

La problématique qui nous guidera le long de ce projet sera "Quelles sont les causes de convection dans l'atmosphère et quels sont les phénomènes physiques qui en découlent?".

Pour répondre à ces questions, nous allons étudier la circulation atmosphérique et la convection grâce à des recherches bibliographiques et grâce à la réalisation d'expériences pratiques.

Notre projet s'intéresse au phénomène de convection : un phénomène physique de transport de chaleur dans un fluide par déplacement de molécules. Plus précisément nous chercherons à savoir comment elle se caractérise dans l'atmosphère. Nous observons qu'elle est notamment à l'origine de nombreux phénomènes météorologiques.

Remarquons que notre sujet fait un lien avec les matières de notre cursus. En particulier, il nous permet d'avoir des apports et de mettre en relation le cours de mécanique des fluides et de transferts thermiques (P8). Ce projet nous permettra d'améliorer notre travail en groupe en plus d'appliquer des connaissances scientifiques et de réaliser des expériences. Notamment sur les compétences d'organisation et de travail d'équipe ainsi que de savoir mener un travail de recherche de documentation scientifique.

Dans un premier temps, nous allons définir de manière générale la convection dans l'atmosphère. C'est-à-dire son origine, les phénomènes qui l'accompagnent : les cellules de convection et les autres phénomènes météorologiques.

Dans un deuxième temps, nous réaliserons un modèle théorique de cycle de convection visant à expliquer physiquement ce phénomène par des équations et des nombres caractéristiques.

Enfin, nous mettrons en place une expérience en laboratoire afin de modéliser un cycle de convection dans un fluide.

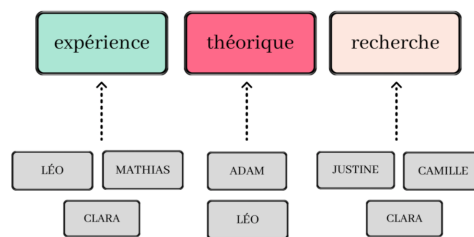
## 2 Méthodologie / Organisation du travail

Notre groupe de travail est composé de six étudiants. Par conséquent, il nous a fallu nous organiser d'une manière particulière afin de travailler efficacement.

Par ailleurs, le contexte de confinement dans lequel nous nous trouvons lorsque nous avons commencé à travailler sur notre projet nous a demandé une adaptation supplémentaire. Les premières séances ont été consacrées à une approche globale du sujet : nous avons cherché à mieux appréhender le sujet ainsi que les problématiques qui en découlent. Nous nous sommes rapidement rendu compte de l'importance de ce phénomène physique, suscitant chez chacun d'entre nous un intérêt vif.

Dans une problématique de gain de temps, nous nous sommes ensuite répartis les tâches en deux groupes différents : trois personnes se sont penchées sur l'aspect théorique tandis que les trois autres ont réfléchi aux expériences possibles.

Voici un organigramme représentant la manière dont s'est divisé le travail dans notre groupe.



Très vite, le travail s'est réparti de manière naturelle, chacun ayant été poussé par ses affinités personnelles.

Lorsque nous étions encore en période de confinement, Clara CORBEL a réalisé une première expérience qui nous a très rapidement donné une idée de ce que nous allions produire. Nous avons consacré une partie sur sa description plus tard dans le rapport.

Ensuite, nous avons pu nous rencontrer et le travail s'est divisé de la manière suivante : Léo VALLOIS et Mathias DUCHATEAU ont essentiellement travaillé sur l'expérience. Adam PICARD et Léo VALLOIS se sont penchés sur l'aspect théorique, mathématique de la convection atmosphérique. Justine HAFFEMAYER s'est intéressée aux phénomènes atmosphériques qui découlent de la convection. Clara CORBEL et Camille CAHARD se sont partagées les parties sur les différentes couches de l'atmosphère et sur le fonctionnement de la convection. Mathias DUCHATEAU a rédigé le rapport sur LaTeX.

Cette organisation réfléchie nous a permis d'avancer efficacement en sachant où nous en étions dans l'avancée de notre projet.

### 3 Travail réalisé et résultats

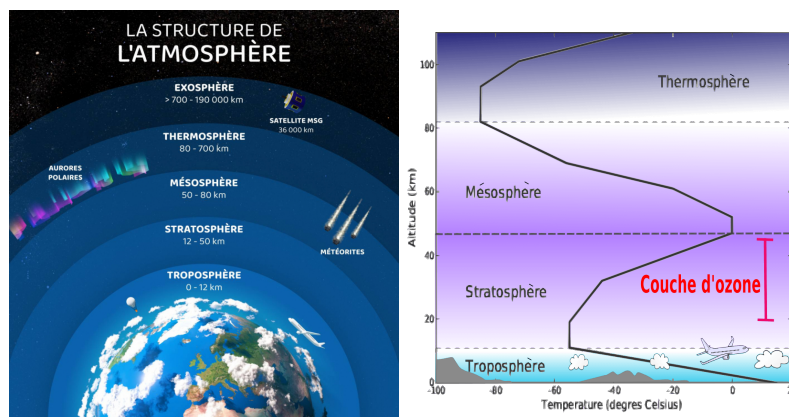
#### 3.1 Recherches et définitions

##### 3.1.1 L'atmosphère terrestre

**Qu'est ce que l'atmosphère terrestre ?** L'atmosphère terrestre est l'enveloppe de gaz qui entoure la Terre. Son épaisseur est d'environ 600 kilomètres. Il n'y a pas de réelle frontière entre l'atmosphère et l'espace. L'air dans l'atmosphère se compose très majoritairement de diazote (78 %), de dioxygène (21 %) et d'autres gaz dont l'argon et le dioxyde de carbone. Ces gaz restent maintenus près de la Terre grâce à la force gravitationnelle. En effet, la quasi-totalité de la masse, environ 99%, de l'atmosphère terrestre se situe entre 0 et 30 kilomètres de la Terre.<sup>1</sup>

Cette enveloppe gazeuse est composée de plusieurs couches (Figure 2a) qui sont caractérisées par leur profil thermique : c'est-à-dire par la façon dont varie la température de l'air dans ces différentes couches. Il y a :

- la **basse atmosphère** avec la **troposphère**, couche allant du sol à une altitude d'une dizaine de kilomètres environ. La plupart des phénomènes météorologiques et convectifs ont lieu dans cette partie de l'atmosphère. Dans cette couche, la température diminue avec l'altitude. La partie supérieure de la troposphère s'appelle la tropopause.
- la **moyenne atmosphère** avec la **stratosphère** qui va jusqu'à 50 kilomètres d'altitude et la **mésosphère** qui s'étend de 50 à 80 kilomètres d'altitude environ. Dans la stratosphère, la température de l'air augmente à cause de la composition de cette couche gazeuse puis elle diminue une fois arrivé dans la mésosphère. La couche d'ozone se trouve dans la stratosphère.
- la **haute atmosphère** composée de la **thermosphère**, couche allant jusqu'à près de 700 kilomètres d'altitude et dans laquelle la température augmente avec l'altitude et de l'**exo-sphère** où la quantité de gaz devient très faible à cause de l'éloignement avec la Terre.



(a) Structure de l'atmosphère (b) Profil thermique de l'atmosphère

FIGURE 2

1. <https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/climatologie-atmosphere-850/>



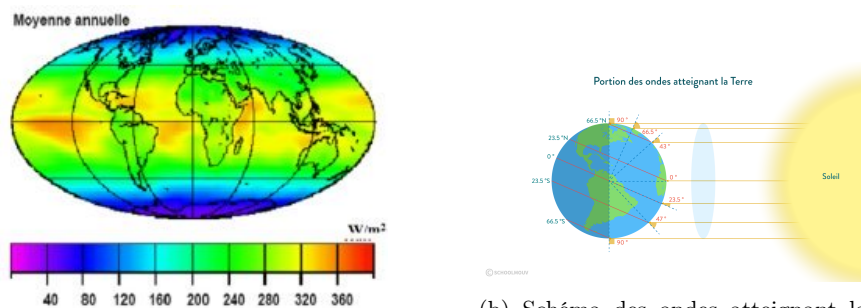
Comme dit précédemment, la température de l'air évolue dans l'atmosphère et donc dans les différentes couches qui la composent. Nous pouvons voir sur le graphique ci-dessus qu'elle diminue ou qu'elle augmente selon l'altitude et la couche dans laquelle l'air se trouve. (Figure 2b)

### 3.1.2 La convection (Qu'est-ce que c'est ?, Qu'est-ce qui l'engendre ?)

Comme évoquée précédemment, l'atmosphère n'est pas simplement une couche immobile. Au contraire, elle est belle et bien animée par divers mouvements formant la convection. Mais alors, comment expliquer l'origine de ces mouvements et pourquoi disons-nous que l'atmosphère est mobile ? C'est ce que nous allons tenter d'expliquer dans ce paragraphe. Dans un premier temps, nous étudierons le chauffage différentiel et dans un second temps, les trois cellules de convection.<sup>2</sup>

**Le chauffage différentiel qu'est-ce-que c'est ?** Avant d'explicitier le chauffage différentiel, il faut d'abord se consacrer au rayonnement que reçoit notre planète Terre. En effet, c'est grâce au phénomène de **rayonnement** que la Terre reçoit son énergie. Il s'agit d'un mode d'échange thermique par émission d'ondes électromagnétiques dans le domaine des radiations Infra-rouges. Le Soleil émet des ondes électromagnétiques qui sont absorbées ou réfléchies par notre système Terre-atmosphère. On considère que 30% de l'énergie solaire qui atteint l'atmosphère sera perdue par la Terre car elle est réfléchiée en repartant dans l'espace sous forme de rayonnement électromagnétique IR. C'est ce que l'on appelle l'**albédo**. Les 70% restants eux sont absorbés, c'est-à-dire que l'énergie de rayonnement sera convertie en chaleur. On considère finalement qu'en moyenne,  $240 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$  sont reçus par le sol.<sup>2</sup>

Seulement voilà, la Terre étant sphérique, toute sa surface ne reçoit pas la même quantité d'énergie solaire (Figure 3a).



(a) Schéma de la puissance moyenne ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) absorbée par la Terre (en moyenne annuelle)

(b) Schéma des ondes atteignant la Terre en fonction de l'angle

FIGURE 3

2. <http://education.meteofrance.fr/dossiers-thematiques/le-fonctionnement-de-l-atmosphere/les-mouvements-de-l-atmosphere>

Il est très clair que les régions situées en face du Soleil, (i.e. à l'Équateur et aux Tropiques) perçoivent plus de puissance thermique que les régions polaires. Ceci s'explique par l'inclinaison de la Terre par rapport au Soleil, ce que le schéma de droite illustre. Le rayon qui arrive perpendiculairement à la surface a moins de surface à chauffer que celui qui le frappe de biais. Ainsi, les régions tropicales reçoivent par unité de surface, plus d'énergie du soleil que les régions polaires, il y fait plus chaud. Justement, en moyenne, les régions polaires perdent plus d'énergie issue du rayonnement qu'elles n'en reçoivent à contrario des régions tropicale et équatoriale. C'est ce que l'on appelle le **chauffage différentiel**.<sup>2</sup>

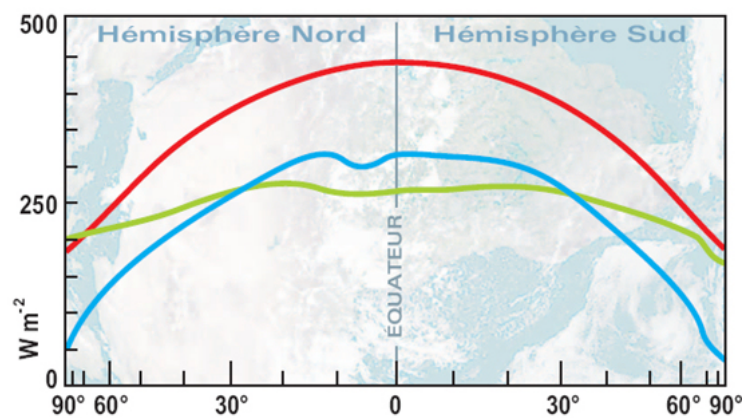


FIGURE 4: Schéma de la qualité d'énergie reçue et perdue sur Terre en fonction de la latitude

Légende :

Courbe **rouge** : rayonnement solaire moyen qui arrive au sommet de l'atmosphère

Courbe **bleue** : rayonnement solaire absorbé (gain d'énergie)

Courbe **verte** : rayonnement solaire émis par la Terre vers l'espace (perte d'énergie)

Le schéma ci-dessus (Figure 4) permet de comparer l'énergie reçue/perdue par notre système Terre-atmosphère avec la latitude.

Si l'on fait un bilan thermique moyen à la surface de la Terre (Figure 4), celui-ci est excédentaire. Dans l'atmosphère c'est l'inverse, le bilan est déficitaire. Comme on peut le voir, de l'Équateur jusqu'aux tropiques, la surface terrestre gagne plus d'énergie par rayonnement qu'elle n'en perd tandis qu'aux pôles elle en perd plus. Comment expliquer cette différence ?

D'une part, l'énergie excédentaire des tropiques va se déplacer vers les pôles ce qui participe à leur réchauffement. Sans ce flux d'énergie les températures seraient plus chaudes aux tropiques et plus froides aux pôles. D'autre part, des mouvements ascendants transportent l'énergie du sol jusqu'en altitude sans quoi la température globale de la planète serait de 40°C supérieure à celle que l'on connaît.

### Comment l'énergie peut-elle être transportée des tropiques jusqu'aux pôles ?

Comme nous l'avons énoncé précédemment, l'air à l'équateur est chaud donc plus léger. Il va alors avoir tendance à monter en altitude ce qui provoque la diminution de la pression. Au contraire des pôles où l'air est plus froid donc plus lourd : la pression au niveau du sol va augmenter. De plus, au-dessus d'une zone à basse pression, l'air s'accumule et la pression s'augmente (réciproquement au-dessus d'une zone à haute pression, la pression y diminue).

Pour une meilleure compréhension de la circulation atmosphérique, définissons les anticyclones et les dépressions.

L'**anticyclone** est une zone de haute pression où une subsidence a lieu. Quand le courant d'altitude arrive au niveau des latitudes plus tempérées, l'air subsiste, ce qui augmente la pression et mène à la création d'un anticyclone. Le courant sec subsidant/ descendant au cœur de l'anticyclone va alors diverger en tournant dans le sens horaire dans l'hémisphère Nord et anti-horaire dans l'hémisphère Sud pour rejoindre la **dépression**, qui est une zone de basse pression.

L'air rempli d'humidité converge cette fois en tournant dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère Nord et horaire dans l'hémisphère Sud vers le cœur de la dépression et monte, créant un mouvement ascendant.

L'air rempli d'humidité converge cette fois en tournant dans le sens anti-horaire dans l'hémisphère Nord et horaire dans l'hémisphère Sud vers le cœur de la dépression et monte, créant un mouvement ascendant.

L'air se dirige toujours des hautes pressions vers les basses pressions (donc des anticyclones vers les dépressions). George Hadley (météorologue anglais amateur) avait conclu à un modèle de circulation atmosphérique composé d'une seule cellule s'étendant de l'Équateur aux pôles. (Figure 5) Cette théorie a depuis été réfutée, ce que nous étudierons par la suite.<sup>3</sup>

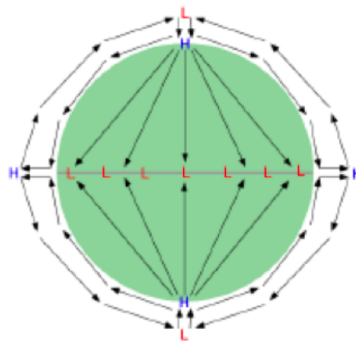


FIGURE 5: Schéma haute (H) et basse (L) pression

Cependant, une force est initiée par la rotation de la Terre : la force de Coriolis. Cette dernière est une force d'inertie qui dévie les mouvements des particules : dans l'hémisphère Nord, les particules sont déviées vers leur droite et vers leur gauche dans l'hémisphère Sud.

3. <https://www.meteocontact.fr/pour-aller-plus-loin/la-circulation-generale-de-l-atmosphere>

Ainsi, l'air ne se déplace pas en ligne droite d'un anticyclone (basse pression) vers une dépression (haute pression), c'est ce que nous voyons sur le schéma suivant :

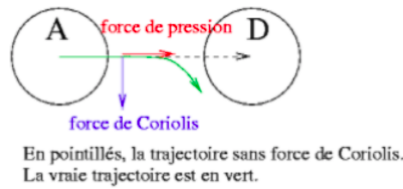


FIGURE 6: Effet de la force de Coriolis sur une trajectoire

Pour être plus précis, voici la définition de la force de Coriolis :

$$\vec{F}_C = -2m\vec{\Omega}(t) \wedge \vec{v}$$

Avec  $m$  la masse de la particule ou du corps étudié, et  $v$  le vecteur vitesse du corps étudié.  $\Omega$  est le vecteur vitesse angulaire de la rotation de la Terre. Nous obtenons la valeur de  $\Omega$  grâce à la formule suivante.

$$\Omega_T = \frac{2\pi}{T_{\text{sidéral}}} = 7,2921.10^{-5} \text{ rad.s}^{-1}$$

Sur le schéma suivant, nous visualisons ce qu'engendre la force de Coriolis sur les trajectoires des vents et comment ces dernières sont modifiées selon l'hémisphère.

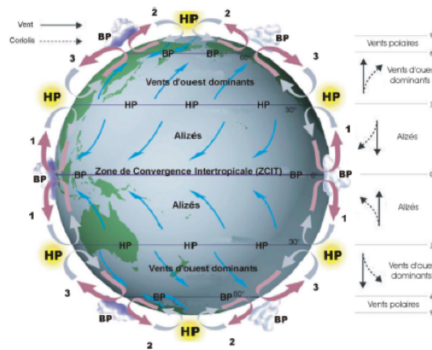


FIGURE 7: Vents et convection avec Coriolis

L'énergie solaire reçue par rayonnement se voit donc répartir vers des latitudes supérieures grâce aux mouvements atmosphériques amorcés par 3 systèmes de courants atmosphériques appelés cellules. Comme on le voit sur le schéma ci-contre, la troposphère se découpe entre la cellule de Hadley (qui tient son nom de George Hadley) située entre 0° (l'Équateur) et 30°, la cellule de Ferrel comprise entre 30° et 60° de latitude et la cellule Polaire au-delà de 60° jusqu'aux pôles. (Figure 8a)

À présent, nous allons nous attarder sur la **cellule de Hadley**, située entre  $0^\circ$  et  $30^\circ$  de latitude. À l'équateur, le rayonnement solaire est maximal : l'air est chaud et donc s'élève jusqu'à la tropopause. C'est une zone de basse pression. Ensuite, l'air se dirige vers une zone de haute pression, vers  $30^\circ$  de latitude. Dans cette zone, l'air y est descendant.

La force de Coriolis provoque la déviation des mouvements de l'air et donc l'apparition de vents appelés les alizés. Ce sont des vents du nord-est dans l'hémisphère Nord et du sud-est dans l'hémisphère Sud.

La zone de rencontre entre les alizés s'appelle la **zone de convergence intertropicale** située dans la région équatoriale (alias **ITCZ**).

Ensuite, concernant la **cellule polaire** (des pôles à  $60^\circ$  de latitude), le bilan radiatif est en déficit. Au pôle, l'air y est froid : c'est une zone de haute pression. Il va alors se déplacer vers les zones de basse pression. Comme dans la cellule de Hadley, la force de Coriolis va provoquer l'apparition de vents d'est. Ici, cette force est maximale : en effet, l'axe de la rotation de la terre est dirigé selon la verticale.

Pour finir, nous allons évoquer la **cellule de Ferrel** (entre  $30^\circ$  et  $60^\circ$  de latitude). Elle se situe entre la cellule polaire et la cellule de Hadley. Ceci explique qu'elle soit composée d'une alternance entre anticyclone et dépression, ce qui en fait alors une zone plutôt tempérée (voir Figure 9). Le bilan radiatif varie selon la latitude. Vers  $60^\circ$  de latitude, la zone de basse pression de la cellule polaire a un effet sur la cellule de Ferrel et vers  $30^\circ$ , c'est la zone de haute pression de la cellule de Hadley qui a un effet.

Il est important de souligner le fait que de part et d'autre de cette cellule se trouvent des vents d'ouest en est : ce sont les jets streams. Ces derniers sont causés par la force de Coriolis. Il en existe deux : le jet stream polaire (entre la cellule polaire et celle de Ferrel) et le jet stream tropical (entre la cellule de Hadley et celle de Ferrel). Ces vents se créent lorsqu'un vent chaud venant des tropiques rencontre un vent plus froid venant des pôles (Figure 8b).<sup>4</sup>

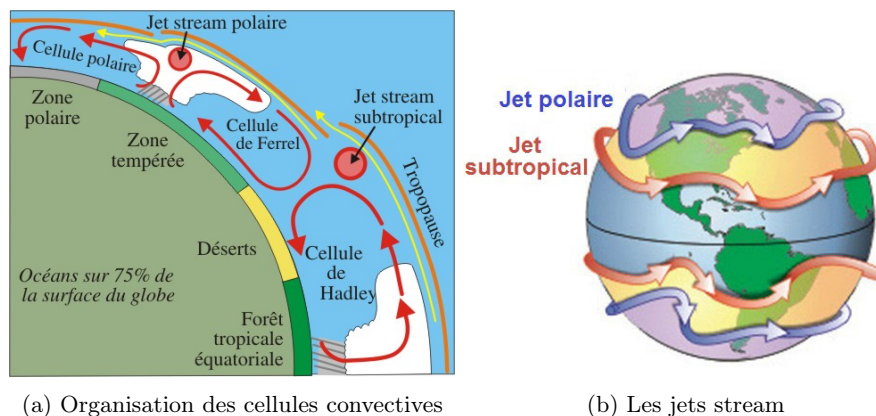


FIGURE 8

4. <http://www.encyclopedie-environnement.org/air/les-jet-streams/>

Lors de nos travaux, nous avons schématisé une cellule comme nous pouvons le voir ci-dessous. (Figure 9)

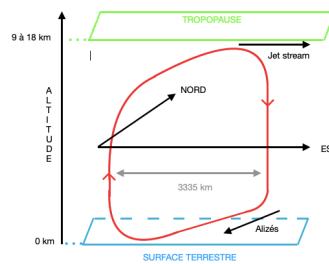


FIGURE 9: Schéma à la main d'une cellule

Nous avons réussi à calculer les longueurs des cellules à partir des latitudes. En effet, les 3 cellules évoquées dans ce rapport ont toutes une latitude de 30° (seule leur hauteur diffère). La distance entre chaque degré de latitude reste quasiment constante. Mais la Terre ayant une forme elliptique, il y a une légère variation entre les degrés. En moyenne 1° de latitude mesure 111 kilomètres, alors qu'à l'Équateur, il vaut 110,57 Km et aux pôles 1° mesure 111,699 km. La variation étant négligeable devant la taille des cellules, nous n'en avons pas tenu compte. Ainsi, nous avons trouvé une longueur par cellule de 3335 km de long pour 30° de latitude. Nous savons également que les alizés, citées précédemment, ont une vitesse de 20 km/h et que celle du jet stream polaire est proche de 300 km/h.<sup>5</sup>

Ainsi, une particule va mettre 166h pour parcourir les 3335 km de longueur basse (alizés) de la cellule contre 11h pour la longueur haute de la cellule (jet stream).

Voici un bilan final descriptif de la circulation atmosphérique :

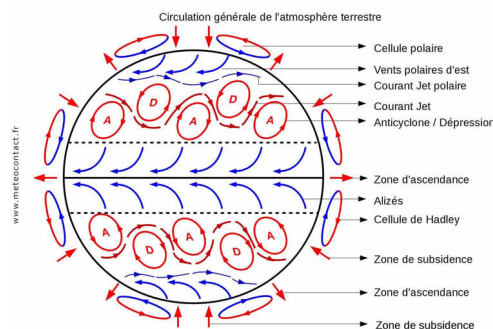


FIGURE 10: Schéma de la circulation dans l'atmosphère

5. <http://www.bretagneweb.com/divers/distance-d-apres-positions.htm>

En conclusion, les cellules convectives sont à l'origine des déserts et des forêts qui tapissent les continents. En effet, que ce soient les déserts arctiques ou antarctiques formés par l'arrivée d'air sec de la cellule Polaire, ou les déserts situés entre les Tropiques et les zones tempérées comme celui de Gobi ou du Sahara. Mais également les zones de végétations luxuriantes localisées à l'Équateur liées aux fortes précipitations, résultat des zones d'ascendance des cellules de Hadley et de Ferrel. L'ensemble de ces phénomènes naturels sont le résultat de la circulation atmosphérique.

### 3.1.3 Les phénomènes aux différentes échelles

Dans ce paragraphe, nous allons nous intéresser aux phénomènes atmosphériques liés à la convection. Ces derniers se produisent à des échelles d'espace très diverses. Nous en comptons cinq distinctes. La circulation de Hadley, dont nous avons parlé plus tôt, a lieu à l'échelle planétaire, à une altitude d'environ 10 km. Nous avons ensuite l'échelle synoptique, de 1000 km à 100 km, la mésoéchelle, de 100km à 10km, l'échelle aérologique et la microéchelle, qui est de l'ordre du mètre.

Pour illustrer nos propos, nous allons nous intéresser à des phénomènes météorologiques qui ont lieu à deux échelles différentes. Nous prendrons l'exemple des cyclones tropicaux, qui ont lieu à l'échelle synoptique, et les orages qui ont lieu, eux, à l'échelle aérologique.

Chaque année, environ 80 cyclones se forment au-dessus des eaux tropicales. Dans un premier temps, définissons ce qu'est un cyclone. Il s'agit des tempêtes les plus violentes de notre planète. Le vent moyen peut atteindre une vitesse de 118km/h<sup>6</sup>. Généralement, les cyclones ont lieu à la fin de l'été, au-dessus des eaux très chaudes. Ces tempêtes sont assimilables à des organisations nuageuses formant des tourbillons circulaires. Les cyclones changent de sens de rotation selon l'hémisphère<sup>7</sup>. Cela est dû à la force de Coriolis qui traduit l'effet d'inertie engendré par la rotation de la Terre sur un corps en mouvement. Cette force dépend de la position par rapport aux pôles, c'est pourquoi à la latitude 0, elle est nulle, et plus nous nous approchons des pôles, plus elle est importante. Lorsque nous appliquons les lois fondamentales de la dynamique, nous montrons que la force de Coriolis est perpendiculaire au vent et est dirigée vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud.

Le sens giratoire anti-horaire dans l'hémisphère nord est dû à l'expression vectorielle de la somme des forces impliquées dans la circulation atmosphérique : nous avons les forces de pression ainsi que la force de Coriolis.

Nous pouvons voir sur l'image suivante le cyclone tropical Hellen, qui a eu lieu sur les côtes malgaches et a été prise par le satellite METEOSAT10, le 30 mars 2014.

Un cyclone est une dépression isolée. C'est une masse nuageuse de grandes dimensions, de forme cylindrique, ayant un diamètre d'environ 2000 km et un développement vertical pouvant aller jusqu'à 15 km.

Les nuages sont organisés en spirales qui convergent en forme de tourbillons vers le centre, appelé « oeil » du cyclone, qui est une zone de petit diamètre et dépourvue de nuages.

---

6. <http://education.meteofrance.fr/dossiers-thematiques/le-fonctionnement-de-l-atmosphere/un-phenomene-extreme-les-cyclones/les-cyclones>

7. <https://www.futura-sciences.com/planete/questions-reponses/meteorologie-sens-rotation-cyclone-5964/>

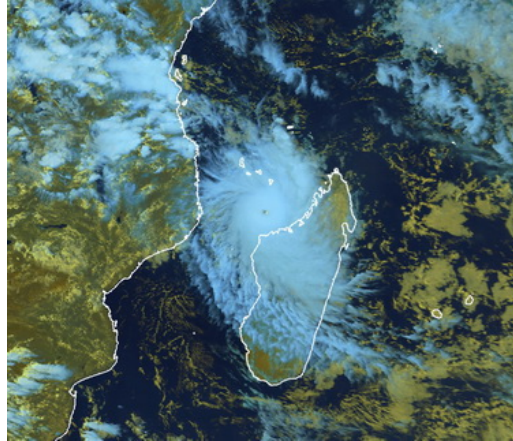


FIGURE 11: Image satellite d'un cyclone

Certaines conditions sont indispensables à la formation d'un cyclone tropical. Parmi celles-ci, nous comptons les suivantes : une perturbation préexistante, une réserve d'énergie thermique suffisante (une température de surface supérieure à  $28\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), une très faible variation du vent, être au-delà de  $5^{\circ}$  de latitude, afin que la force de Coriolis soit suffisamment intense pour que le mouvement tourbillonnaire soit permis.

Un cyclone fonctionne avec une source chaude : l'océan, une source froide : la haute atmosphère. L'énergie thermique est transformée en énergie cinétique : le vent. L'océan, par le biais du flux d'évaporation, alimente le cyclone en énergie. C'est pour cette raison que le cyclone s'affaiblit lorsqu'il arrive sur terre : il perd sa source d'alimentation énergétique.

Les cumulonimbus sont le moteur du cyclone. La condensation nuageuse à l'origine de leur formation produit une libération d'énergie sous forme de chaleur latente très importante. Les changements d'état de l'eau absorbent ou libèrent de très grandes quantités d'énergie : c'est ce qu'on appelle la chaleur latente. Cette énergie est transférée vers la haute atmosphère grâce aux mouvements ascendants. À la surface de l'océan a lieu un flux d'évaporation qui fournit l'humidité nécessaire à la fabrication des nuages.

Désormais, nous allons voir comment se forment les orages. Ce sont des phénomènes atmosphériques de courte durée, caractérisés par une série d'éclairs, de coups de tonnerre et de coups de foudre et toujours liés à la présence de cumulonimbus. Un cumulonimbus se forme de la manière suivante : l'air chauffé par le rayonnement du soleil sur la surface de la terre se dilate et devient plus léger que l'air situé au-dessus de lui. Il s'élève et si l'air est suffisamment humide alors la vapeur d'eau qu'il contient se condense pour former des gouttes d'eau. Lorsque l'atmosphère est instable, les courants ascendants sont importants et favorisent, par cette condensation, le grossissement du nuage. Ce dernier se développe et monte en altitude. Les gouttes se transforment en cristaux de glace. En-dehors des périodes d'orage, il existe un champ électrique à la surface de la Terre, d'environ  $100\text{ V/m}$ <sup>8</sup>. Nous pouvons assimiler le comportement de la terre à celui d'un condensateur

8. <https://www.lyc-diderot.ac-aix-marseille.fr/elevés/cours/bts-tp-bat/hydrostatique.htm>



sphérique, avec un bon isolant constitué des parties basses de l'atmosphère (la tropopause) placé entre deux conducteurs : le sol et l'ionosphère. L'ionosphère est la partie supérieure de l'atmosphère dans laquelle les bombardements de particules ou de rayonnements sont les plus importants.

L'atmosphère est le siège de deux phénomènes concurrents qui finissent par s'équilibrer : les ionisations, nombreuses dans les parties supérieures de l'atmosphère, où les particules alpha et les rayonnements sont nombreux, et les pertes en ions, où l'atmosphère est moins dense. L'équilibre de ces deux phénomènes favorise la présence importante d'ions dans cette zone, la rendant conductrice. Au contraire de l'ionosphère qui est globalement neutre, la Terre est porteuse d'une charge négative, à l'origine du champ électrique existant en permanence à la surface terrestre. Du fait du caractère imparfait de la capacité isolatrice de la terre, il existe un petit courant de fuite entre le sol et l'ionosphère. S'il n'y avait pas des mécanismes comme l'orage, ce courant finirait par décharger le sol.

En quelques mots, ces nuages sont une véritable usine thermodynamique. Il s'alimente en air chaud et humide pour fournir l'énergie nécessaire aux mouvements ascendants.<sup>9</sup>

Les orages sont assimilables à des générateurs électriques : chargés électriquement, ils créent une tension entre le sol et le nuage. Le vent, les particules d'eau et de glace du nuage entraînent des collisions qui provoquent l'électrisation du nuage. Les courants ascendants et descendants conduisent à la séparation des particules positives et négatives à l'origine des éclairs à l'intérieur du nuage, entre deux nuages ou entre le nuage et le sol (c'est ce qu'on appelle la foudre). Schématiquement, le sommet du nuage est chargé positivement alors que sa base est négative. Aucune explication de la séparation des charges dans le nuage n'est totalement satisfaisante mais nous pouvons dire que la charge du sommet du nuage, composé essentiellement de légers cristaux de glace, est positive, tandis que celle de la base du nuage, qui est composée de gouttes d'eau plus lourdes que la glace au-dessus, est négative.

La partie du nuage qui se trouve en regard de la Terre est chargée négativement. Le sol se charge alors positivement par influence.

Lorsqu'il y a un orage, nous obtenons un tripôle électrique : le sommet du nuage est globalement positif, la base du nuage négative, et le sol positif. Si nous nous concentrons uniquement aux échanges entre la base du nuage et le sol, la situation est assimilable à celle d'un gigantesque condensateur constitué par de l'air placé entre le bas du nuage et le sol, d'une capacité de l'ordre de 10 nF.

### 3.1.4 Approche théorique de l'expérience

Nous avons expliqué précédemment les causes de la convection dans l'atmosphère ainsi que les différents phénomènes météorologiques qui en découlent. Le but de cette partie est de proposer un modèle théorique simple pour expliquer par des équations comment fonctionne la convection atmosphérique. Plus précisément, nous essaierons d'établir le modèle d'un cycle de convection à grande échelle (par exemple un modèle se rapprochant de la cellule de Hadley). L'objectif est aussi de préparer la dernière partie, consacrée à la réalisation d'expériences. Pour ce faire, nous déterminerons des expressions de nombres caractéristiques qui nous serviront à comparer les résultats théoriques avec les résultats obtenus expérimentalement.

---

9. <https://www.futura-sciences.com/planete/questions-reponses/meteorologie-sens-rotation-cyclone-5964/>

### 1. Un 1er dispositif simplifié : un modèle d'atmosphère au repos

Nous souhaitons reconstituer un modèle simple correspondant à la basse atmosphère (jusqu'à la troposphère). En effet, c'est dans cette couche que se produisent la plupart des phénomènes convectifs, dont les cellules que nous cherchons à modéliser. C'est aussi la couche idéale car le profil de température y est continuellement décroissant jusqu'à la troposphère (se référer à la partie recherche : profil de température affine). C'est une des conditions qui va nous aider à établir notre modèle.

Considérons le dispositif le plus simple possible pour notre modèle d'atmosphère au repos : un fluide confiné entre deux plaques planes, rigides et conductrices de chaleur. Nous supposons ces deux plaques infinies. La plaque supérieure est à la température  $T_2$ , la plaque inférieure à la température  $T_1$  de sorte que  $T_1 > T_2$ . Les deux plaques sont distantes d'une hauteur  $h$ . Cette hauteur nous servira de longueur caractéristique le long de cette partie..

Afin de s'approcher d'un modèle atmosphérique au repos c'est-à-dire sans convection, la différence de température entre les deux plaques :  $\Delta T = T_2 - T_1$  doit être très faible. Dans ce modèle, seule la conduction dans le fluide est présente.

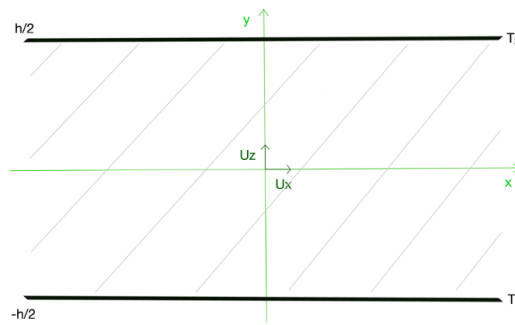


FIGURE 12: Dispositif expérimental au repos

Afin de comprendre les transferts thermiques en cours dans le dispositif, reprenons l'expression générale de l'équation de la chaleur et transformons-la en tenant compte des conditions de notre modèle. Nous obtenons :

- (a) Équation de la chaleur (générale) :  $P - \rho c \frac{\partial T}{\partial t} - \text{div}(\vec{\varphi}) = 0$
- (b) Après transformation :  $\frac{\partial T}{\partial t} = -D \frac{\delta^2 T}{\delta z^2}$
- (a)  $T$  est la température du fluide dans le dispositif. Elle dépend du temps et seulement de la coordonnées verticale :  $T(z; t)$
- (b)  $D = \frac{K_{Tr}}{\rho c}$  ( $m^2 \cdot s^{-1}$ ) est le coefficient de diffusion et  $K_{Tr}$  la conductivité thermique du fluide.

## 2. Établissement d'une instabilité : système convectif

Dans la partie précédente,  $\Delta T$  était très faible, le système était ainsi au repos et seul le transfert de chaleur par conduction était présent. Pour obtenir un système où se produit la convection, il faut que  $\Delta T$ , la différence de température entre les plaques, soit significative..

Cette différence de température crée une instabilité dans le système et permet l'apparition de mouvements de convection. Si nous maintenons cette différence de température assez longtemps, le système se stabilise et nous pouvons le considérer stationnaire.

On peut essayer de l'expliquer simplement avec le nombre de Fourier :

$$Fo = \frac{\text{temps expérience } (t_c)}{\text{temps diffusion } (t_D)}$$

On considère une durée d'étude très longue :  $t_c \gg t_D$  où  $t_c$  est la durée pendant laquelle on maintient l'instabilité dans le système. Ainsi  $Fo \gg 1$ . Conséquence : le profil de température  $T$  s'est relaxé sur un temps très court devant la durée d'étude. Le système est à l'équilibre thermodynamique et on peut traiter le problème de manière stationnaire,  $T$  ne dépend pas du temps :  $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$ . L'équation de la chaleur devient ainsi :

$$\frac{\partial T}{\partial t} = -D \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} \Rightarrow -D \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = 0 \Rightarrow \frac{\delta^2 T}{\delta z^2} = 0$$

Et en intégrant successivement on obtient un profil affine de la température dans le système :  $T(z) = az + b$  où  $a = \frac{T_2 - T_1}{h} < 0$  et  $b = T_1$ . Le profil ainsi obtenue est affine, décroissant selon  $z > 0$  et ne dépend pas du temps. Nous nous rapprochons ainsi du modèle physique de l'atmosphère ou la température décroît de manière affine avec l'altitude (jusqu'à la troposphère).

Cette première approche nous a permis d'établir un modèle théorique s'approchant de l'atmosphère. Or, il est possible que nos expériences s'écartent de ce modèle. En effet, il n'est pas certain d'obtenir un profil de température parfaitement affine lors des expériences. De même, le profil ne serait probablement pas stationnaire. Les différences observées avec le modèle théorique seront donc à prendre en compte pour comparer les résultats obtenus.

## 3. Analyse qualitative du problème

- (a) Déterminons comment évolue la masse volumique  $\rho$  et ainsi la densité du fluide dans le système ?

Nous avons établie que dans notre système la température varie selon  $z$  croissant.  $T$  diminue avec l'altitude  $z$  :  $T(z) > T(z + dz)$ .

Nous savons que  $\rho$  dépend de la température. En effet,  $\rho = \frac{m}{V}$ . Or, le volume d'un fluide, notamment d'un gaz, dépend grandement de la température ambiante. Si nous prenons l'exemple du gaz parfait, nous obtenons  $V = \frac{nRT}{P}$ . Dans notre modèle, nous restons à pression constante (ce qui n'est bien sûr pas le cas dans l'atmosphère). Ainsi, si  $T$  diminue alors  $V$  aussi et donc  $\rho$  augmente et inversement. Dans notre modèle la densité  $d = \frac{\rho}{\rho_{\text{eau}}}$

augmente selon  $z$  croissant.

Cela peut s'expliquer physiquement du fait que la température  $T$  est une mesure de l'énergie d'agitation thermique des particules. Plus  $T$  est grande, plus l'énergie d'agitation thermique est importante. Les particules du fluide sont donc plus agitées et occupent un volume plus important.

Nous venons donc de montrer qu'il existait une variation verticale de la densité dans notre système. Dans le cas du régime non convectif, cette différence tend à être homogénéisée grâce à la conduction. En régime convectif, cette différence de température (donc de densité) entre les deux plaques est à l'origine des mouvements de convection dans le système.

(b) Expliquons maintenant comment se caractérise la convection dans le système

Nous supposons qu'une particule fluide en équilibre thermodynamique dans le système est déplacée verticalement selon  $dz > 0$ .

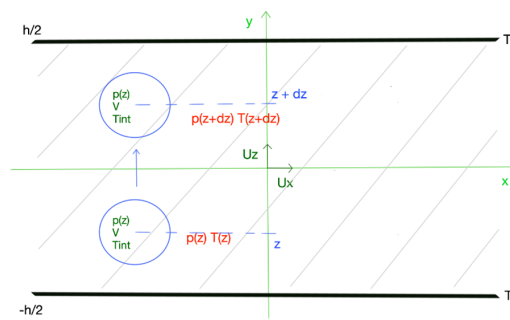


FIGURE 13: Conditions internes et externes d'une particule fluide déplacée dans le système

Cette particule conserve ses propriétés internes :  $\rho(z)$  et  $T_{int}$  (de l'équilibre thermodynamique). Mais celles du milieu extérieur sont maintenant différentes : la particule n'est plus en équilibre thermodynamique. La différence de densité entre la particule et le fluide extérieur est à l'origine d'une force ascendante. Cette force est la résultante du poids et de la poussée d'Archimède (résultante des forces de pression qui s'exercent sur la particule), qui est une force de pression qui s'exerce sur la particule. Établissons son expression.

Nous étudions le système particule fluide dans le référentiel du laboratoire (supposé Galiléen).

Bilan des forces :

— Poids :  $\vec{P} = -mg\vec{U}_z$

— Poussée d'Archimède :  $\vec{\Pi} = \rho g V \vec{U}_z$

Avec  $V$  le volume de la particule déplacée et  $\rho = \rho(z + dz)$  la masse volumique du fluide extérieur.

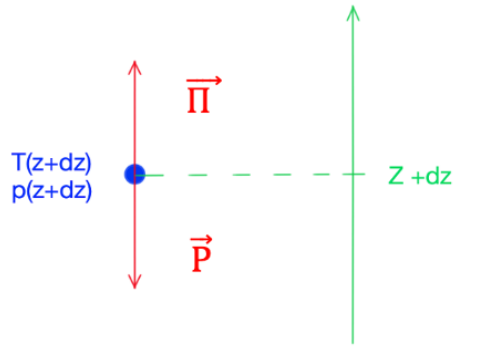


FIGURE 14: Forces exercées sur la particule

- On ne prend pas en compte les frottements fluides (forces tangentielles).  
La particule subit une force ascendante notée  $\vec{F}_a$ . On obtient après transformation :

$$\vec{F}_a = \vec{P} + \vec{\Pi} = \underbrace{(\rho(z + dz) - \rho(z))}_{>0 \text{ car } \rho \text{ croissant}} \times gV\vec{U}_z > 0$$

Nous pouvons aussi écrire cette force par unité de volume :  $\frac{\vec{F}_a}{V} = -g \cdot p \cdot \alpha \cdot dT \cdot \vec{U}_z > 0$   
Avec  $dT < 0$  car la température est décroissante et  $\alpha = \frac{1}{V} \left( \frac{\partial V}{\partial T} \right)_P = \frac{1}{\rho} \left( \frac{\partial \rho}{\partial T} \right)_T$  est le coefficient de dilatation volumique. On obtient ainsi l'ordre de grandeur de la poussée par unité de volume (rapporté en un point).

C'est cette force ascendante qui est à l'origine du mouvement de convection dans le fluide. En effet, elle peut être généralisée à toutes les particules fluides du système. On observe que cette force est dû à la différence de densité entre la particule et le fluide extérieur. Elle est orientée selon l'axe verticale et est croissante selon  $z$  car  $T_1 > T_2$  (la densité est croissante). Ce qui reste cohérent avec le modèle physique de l'atmosphère.

En conséquence, la convection de notre modèle a pour origine la variation de densité due à la différence de température entre les deux plaques. Il faut donc maintenir cette différence pour que l'instabilité puisse se développer.

À noter qu'il existe normalement des phénomènes empêchant l'instabilité de se développer :

- les forces de frottement fluides non prisent en compte dans notre modèle (fluide idéal).
- une homogénéisation du système par transfert de chaleur. Il faut donc maintenir  $\Delta T$ .  
C'est ce qu'il se passe dans l'atmosphère. Le chauffage différentiel reste en moyenne constant et permet d'empêcher le cycle de s'arrêter.

Remarque : Ici, la force ascendante est purement verticale : elle permet ainsi de créer des mouvements convectifs ascendants partout entre nos deux plaques. Cependant, cette

configuration ne permet pas l'apparition d'un cycle de convection dans le système.

Pour créer ce cycle, il faudrait chauffer la plaque du bas de manière non uniforme de manière à créer une zone centrale recevant plus d'énergie que les bord du système. Nous nous rapprochons ainsi du modèle physique, notamment du phénomène de **chauffage différentiel** présent à la surface de la terre. C'est ce phénomène qui est à l'origine des grands cycles de convection.

Les particules fluides, une fois chauffées au centre, sont déplacées par la force ascendante et cessent leur ascension une fois que celle-ci n'est plus suffisante pour les déplacer. Elles sont après entraînées sur les côtés et retombent du côté "froid" de la plaque : un cycle de convection se forme.

(c) Temps caractéristique et introduction du nombre de Rayleigh

Afin de pouvoir comparer les résultats expérimentaux avec le modèle théorique, nous cherchons une valeur pouvant être calculée théoriquement et mesurée expérimentalement. Pour cela, nous allons introduire le temps caractéristique :  $T_A$ . C'est le temps nécessaire à une particule fluide pour parcourir la hauteur  $h$  de notre système.

Pour déterminer  $T_A$  travaillons avec les forces volumiques qui permettent d'utiliser les outils de la mécanique du point. Nous pouvons ainsi appliquer le principe fondamental de la dynamique (PDF).

Appliquons le PDF à la particule fluide :  $\sum \vec{F}_{ext} = \frac{\vec{F}_a}{V} = \frac{m\vec{a}}{V}$

Après transformation de cette expression, nous obtenons une équation différentielle avec la vitesse comme inconnue :  $\frac{dv}{dt} = -g \cdot \alpha \cdot dT$

En intégrant successivement et en prenant comme conditions initiales :

—  $v_0 = 0$

—  $Z_0 = -\frac{h}{2}$  (et en considérant que la particule parcourt toute la hauteur  $h$ )

Nous obtenons  $h = -\frac{g \cdot \alpha \cdot \Delta T \cdot t^2}{2} \Leftrightarrow t = \sqrt{-\frac{2h}{g \cdot \alpha \cdot \Delta T}} = T_A$ . Avec  $T_A$  le temps caractéristique pour qu'une particule fluide parcourt la hauteur totale du système. Nous simplifions l'expression pour obtenir des ordres de grandeur :  $T_A^2 = -\frac{2h}{g \cdot \alpha \cdot \Delta T} \approx \frac{h}{g \cdot \alpha \cdot |\Delta T|}$

Nombre de Rayleigh

Introduisons maintenant le nombre de Rayleigh :  $R_a = -\frac{\alpha \cdot g \cdot \delta T \cdot h^3}{D \cdot \nu}$  où  $\nu [m^2 \cdot s^{-1}]$  est la viscosité cinématique du fluide. On peut aussi interpréter ce nombre comme le rapport du temps de diffusion et du temps de viscosité sur le temps caractéristique.

$$R_a = \underbrace{\frac{h^2}{D}}_{t_D} \times \underbrace{\frac{h^2}{\nu}}_{t_\nu} \times \underbrace{\frac{\alpha \cdot g \cdot \delta T}{h}}_{1/T_A^2} = \frac{t_D \cdot t_\nu}{T_A^2}$$

Suivant les valeurs des différents temps, le nombre de Rayleigh donne des informations sur l'évolution du système. Par exemple :

- $R_a \ll 1$  donc  $T_A$  grand une particule met beaucoup de temps pour parcourir la hauteur caractéristique du système. On a donc une convection plus lente.
- Inversement si  $R_a \gg 1$  donc  $T_A$  petit, ce qui peut indiquer un mouvement de convection rapide et important dans le système.

Ce modèle s’approche de l’instabilité de Rayleigh-Bénard, qui est l’instabilité thermoconvective susceptible de se développer dans un fluide soumis à un gradient de température important. L’instabilité est pilotée par le nombre de Rayleigh. Pour un nombre de rayleigh suffisamment petit, le système est stable et l’on retrouve seulement de la conduction. Remarque : La limite de rayleigh n’est pas strictement 1, elle dépend du système étudié.

(d) Quelques calculs théorique :  $T_A$  et  $R_a$

Nous allons calculer différentes valeurs de  $T_A$  et  $R_a$  pour différents fluides afin de les comparer avec les résultats expérimentaux. Pour cela, nous posons les grandeurs physiques du problème en fonction des expériences que nous allons réaliser. Par exemple, la hauteur caractéristique  $h$  est déterminée grâce au matériel de l’expérience. Nous compilons ces différentes valeurs et nous calculons sous excel.

|    | A  | B         | C | D | E                            | F       |
|----|--|-----------|---|---|------------------------------|---------|
| 1  | <b>Grandeurs physiques du problème</b>               |           |   |   |                              |         |
| 2  | h (m)  | 0,1       |   |   |                              |         |
| 3  | g (m/s <sup>2</sup> )                                | 9,81      |   |   | Temps caractéristique Ta (s) | 9,92    |
| 4  | ΔT (°C ou K)   | 0,5       |   |   | Nombre de Rayleigh Ra        | 7032732 |
| 5  | alpha (1/K) à 20 °C                                  | 0,000207  |   |   |                              |         |
| 6  | Ktr (W/m/K) à 20°C                                   | 0,6       |   |   |                              |         |
| 7  | p (kg/m <sup>3</sup> )                               | 1000      |   |   |                              |         |
| 8  | c (J/K/Kg) massique                                  | 4185      |   |   |                              |         |
| 9  | V (m <sup>3</sup> )                                  | 0,006     |   |   |                              |         |
| 10 | m (Kg)   | 6         |   |   |                              |         |
| 11 | nu (m <sup>2</sup> /s) viscosité cinématique à 20 °C | 1,007E-06 |   |   |                              |         |
| 12 | D (m <sup>2</sup> /s)                                | 1,434E-07 |   |   |                              |         |

FIGURE 15: Exemple de calcul théorique avec de l’eau comme fluide

| Fluide   | Temps caractéristique $T_A$ |       |       | Nombre de Rayleigh $R_a$ |        |       |
|--|-----------------------------|-------|-------|--------------------------|--------|-------|
|  | eau                         | huile | air   | eau                      | huile  | air   |
| Echelle expérimentale :<br>$h$ et $\Delta T$ issue de l’expérience | 9,81s                       | 5,21s | 2,44s | 7032732                  | 496011 | 50333 |

TABLE 1: Compilation des résultats obtenus

En conclusion, nous avons maintenant établi un modèle théorique nous permettant d’approcher un cycle de convection. En s’appuyant sur ce modèle, il nous reste à réaliser différentes expériences permettant de recréer un cycle de convection fluides (de manière expérimentale). Les résultats de ces différentes expériences peuvent maintenant être comparés avec les valeurs théoriques calculées ci- dessus.

## 4 Expériences

L'objectif des expériences de ce projet visent à visualiser le mieux possible le phénomène de convection. Dans l'atmosphère, la convection se produit dans l'air, mais elle est donc difficile à voir et à analyser. Nous avons donc décidé d'effectuer nos expériences dans des fluides, car le phénomène de convection y est très semblable et beaucoup plus visuel. Les différentes expériences que nous avons réalisées vont nous servir à valider les résultats trouvés dans la partie théorique.

### 4.1 Première expérience

#### Matériel :

- Un verre
- Huile
- Craie
- Bougie

#### Protocole :

1. Remplir le verre d'huile
2. Ecraser la craie puis déposer la craie écrasée dans le verre
3. Placer une bougie en dessous du verre

#### Résultat :

Après quelques secondes d'attente, on observe que la craie, qui était initialement au fond du verre, commence à aller vers le haut du verre. Après quelques minutes la craie est totalement répartie dans le verre. Cette première expérience a confirmé ce que l'on avait vu lors de nos premières recherches, une différence de température dans un fluide semble créer un mouvement dans le fluide.

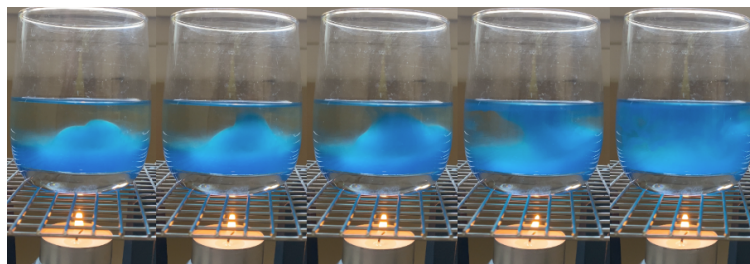


FIGURE 16: Photo expérience n°1



## 4.2 Deuxième expérience

Suite à la première expérience, nous voulions observer ce phénomène à une plus grande échelle afin de faire des mesures plus précises.

Nous avons donc remplacé le verre par une cuve en plastique et l'huile par de l'eau car viscosité plus faible.

### Matériel :

- Une cuve
- Eau
- Colorant Alimentaire
- Bougie

### Protocole :

1. Remplir la cuve d'eau
2. Déposer une flaque de colorant au fond de la cuve
3. Placer la bougie juste en dessous de la cuve et du colorant.
4. Mesurer la différence de température entre l'eau en haut de la cuve et la température en bas.

### Résultat :

Il faut attendre quelques minutes avant que la bougie commence à chauffer le fond de la cuve car le plastique est assez épais. Mais une fois qu'il y a un très léger delta de température entre le colorant et le reste de l'eau ( environ 1 degré ), on peut facilement observer un début de phénomène de convection. Des filaments de colorant quittent le fond pour aller vers le haut. Nous avons mesuré qui fallait environ 8 secondes au colorant pour parcourir les 10 cm de hauteur d'eau.

Une fois le colorant arrivé en haut, il se déplace vers les bords de la cuve puis redescend.

Cette expérience a été très concluante, car non seulement le résultat visuel était très satisfaisant, mais en plus, la valeur du temps caractéristique concorde parfaitement avec la partie théorique du projet.

En effet, en réalisant les calculs avec les valeurs expérimentales, nous trouvons en temps caractéristiques théoriques de 9,92 secondes, et l'expérience montre un temps caractéristique de 7 à 8 secondes.



FIGURE 17: Photo expérience n°2

Nous avons essayé la même expérience avec de l'huile et du colorant , mais le colorant n'était pas soluble dans l'eau, donc nous n'avons pas réussi à vérifier si la densité de l'huile allait modifier le temps caractéristique.

Remarque : En observant les résultats théoriques (Table 1) nous remarquons que les nombres de Rayleigh sont très importants. Or le nombre de Rayleigh est un rapport du temps de diffusion et de viscosité sur le temps caractéristique (lié à la flottabilité). Rayleigh mesure l'importance que chacun des termes a sur le déplacement de la particule. Un nombre de Rayleigh très grand ce qui signifie que l'on peut minimiser la diffusivité et la viscosité dans le système, c'est la flottabilité qui domine. Ainsi le temps caractéristique calculé pour l'eau est le temps calculé dans le cas où la flottabilité domine.

## 5 Conclusion et perspectives

Ce projet nous a permis de comprendre et d'expliquer les causes de la convection atmosphérique ainsi que les différents phénomènes qui en découlent. De plus, nous avons pu modéliser théoriquement et expérimentalement un cycle de convection. Ces recherches nous ont aussi permis de déterminer l'importance de la convection atmosphérique sur le climat de notre planète.

Tout d'abord, nous avons donné une définition de l'atmosphère ainsi que les causes de la convection dans ce milieu. Nous avons déterminé que les grands mouvements convectifs sont divisés en 3 zones appelées cellules convectives. Ces dernières sont régies par la force de Coriolis. De plus, nous avons remarqué que ces cycles de convection ont pour limites verticales la tropopause. Nous avons aussi abordé les différents phénomènes convectifs se produisant à des échelles moins importantes tels que les orages ou les cyclones.

Ensuite, nous avons établi un modèle théorique de cycle de convection pour expliquer physiquement le phénomène et pour préparer la partie expérimentale. Notamment pour pouvoir comparer les résultats théoriques avec les résultats expérimentaux. Pour finir nous avons réalisé une expérience dont le but était de recréer un cycle de convection. L'objectif était de visualiser les mouvements convectifs dans un fluide (ici l'eau) et d'obtenir des résultats à comparer avec la partie théorique. Pour conclure, ce projet de groupe était très intéressant et formateur sur de nombreux points : l'organisation, la répartition des tâches, la communication, le travail de groupe... Ce sont toutes des compétences que nous devons acquérir en tant que futur ingénieur. Et ce projet était l'occasion d'une mise en pratique nous permettant de nous améliorer sur ces différentes compétences.

Le sujet été aussi très vaste à traiter mais heureusement les pistes et documents partagés par notre enseignant référent, Samuel PAILLAT ont permis de nous guider au début du projet. En effet, d'un point de vue connaissance c'était un sujet totalement nouveau pour nous tous. Ainsi ce projet nous a permis de mieux appréhender les problématiques et les enjeux liés à la convection atmosphérique. Notamment l'aspect climatique.

Malgré le contexte sanitaire plutôt difficile, le projet a pu être mené à bien notamment grâce au partage de tous nos documents en ligne. Cela a permis de meilleurs échanges entre les membres du groupe ainsi que des retours de la part de notre référent. À la suite de ce projet nous avons aussi acquis des compétences dans la recherche bibliographique, dans le traitement des informations et dans la compréhension de documents scientifiques.

Par ailleurs, il a été intéressant de lier l'atmosphère - un domaine scientifique que nous ne traitons pas à l'INSA- à un phénomène physique : la convection que nous abordons dans nos cours de transfert thermique. C'était l'occasion d'avoir une approche différente de la convection et de ses caractéristiques dans l'atmosphère.

Pour finir, il aurait été intéressant d'approfondir nos expériences avec des mesures supplémentaires. Notamment en utilisant des gradients de température différents ou bien avec l'utilisation d'autres fluides.

## ANNEXES

### Bibliographie

|    |  |    |
|----|--|----|
| 1  | Vue satellite de la Terre . . . . .  | 1  |
| 2  | . . . . .  | 6  |
| 2a | Structure de l'atmosphère . . . . .  | 6  |
| 2b | Profil thermique de l'atmosphère . . . . .   | 6  |
| 3  | . . . . .  | 7  |
| 3a | Schéma de la puissance moyenne ( $W/m^2$ ) absorbée par la Terre (en moyenne annuelle) . . . . . | 7  |
| 3b | Schéma des ondes atteignant la Terre en fonction de l'angle . . . . .                            | 7  |
| 4  | Schéma de la qualité d'énergie reçue et perdue sur Terre en fonction de la latitude . . . . .    | 8  |
| 5  | Schéma haute (H) et basse (L) pression . . . . .   | 9  |
| 6  | Effet de la force de Coriolis sur une trajectoire . . . . .                                      | 10 |
| 7  | Vents et convection avec Coriolis . . . . .  | 10 |
| 8  | . . . . .  | 11 |
| 8a | Organisation des cellules convectives . . . . .  | 11 |
| 8b | Les jets stream . . . . .  | 11 |
| 9  | Schéma à la main d'une cellule . . . . .   | 12 |
| 10 | Schéma de la circulation dans l'atmosphère . . . . .   | 12 |
| 11 | Image satellite d'un cyclone . . . . .   | 14 |
| 12 | Dispositif expérimental au repos . . . . .   | 16 |
| 13 | Conditions internes et externes d'une particule fluide déplacée dans le système . . . . .        | 18 |
| 14 | Forces exercées sur la particule . . . . .   | 19 |
| 15 | Exemple de calcul théorique avec de l'eau comme fluide . . . . .                                 | 21 |
| 16 | Photo expérience n°1 . . . . .   | 22 |
| 17 | Photo expérience n°2 . . . . .   | 23 |

### Liste des tableaux

|   |   |    |
|---|---|----|
| 1 | Compilation des résultats obtenus . . . . . | 21 |
|---|---|----|

## Sources

1. <https://urlz.fr/fPtj> (lien créé le 05/06/21)
2. <https://meteofrance.com/actualites-et-dossiers/comprendre-la-meteo/cest-quoi-latmosphere>
3. <https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/climatologie-atmosphere-850/>
4. <https://www.encyclopedie-environnement.org/air/la-circulation-atmospherique/>
5. <http://www.encyclopedie-environnement.org/air/au-pays-des-alizes/>
6. <http://www.encyclopedie-environnement.org/air/les-jet-streams/>
7. <http://education.meteofrance.fr/dossiers-thematiques/le-fonctionnement-de-l-atmosphere/les-mouvements-de-l-atmosphere#>
8. <https://www.meteocontact.fr/pour-aller-plus-loin/la-circulation-generale-de-l-atmosphere>
9. <http://education.meteofrance.fr/dossiers-thematiques/le-fonctionnement-de-l-atmosphere/les-mouvements-de-l-atmosphere>
10. <https://kronos-images.schoolmouv.fr/1-fnx-es-c05-img02.png>
11. <http://missiondecameron.blogspot.com/2012/04/les-vents.html>
12. <https://urlz.fr/fPtk> (lien créé le 05/06/21)
13. <https://www.meteocontact.fr/pour-aller-plus-loin/la-circulation-generale-de-l-atmosphere>
14. <https://www.encyclopedie-environnement.org/air/la-circulation-atmospherique/>
15. [https://meteo45.com/formation\\_du\\_vent.html](https://meteo45.com/formation_du_vent.html)
16. <http://education.meteofrance.fr/dossiers-thematiques/le-fonctionnement-de-l-atmosphere/un-phenomene-extreme-les-cyclones/les-cyclones#>
17. <http://www.meteofrance.fr/prevoir-le-temps/phenomenes-meteo/les-orages>