

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
Université Djilali Bounaama – Khemis Miliana

FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE LA VIE ET DES SCIENCES DE LA TERRE
Département de science d'écologie et environnement



Polycopiés de cours

BIOCLIMATOLOGIE

Niveau : Licence

Spécialité : Ecologie et environnement

Élaboré par : M^r RATA Mohamed

Année universitaire 2021 - 2022

Table de matières

	page
1-Introduction	01
2- Climatologie générale	01
2-1- Météorologie	01
2-2- Climatologie	01
2-3- Bioclimatologie	02
3-Les données climatologiques	02
3-1- éléments climatologiques et Instrumentation météorologique.	02
3-2- Les précipitations	14
3-2-1- types des précipitations	15
3-2-2- Constitution du milieu nuageux	17
3-2-3- Formation des précipitations	17
3-2-4- Grossissement des gouttelettes	18
3-2-5 Les nuages	19
3-2-6- Classification des nuages	19
3-2- 7-Descriptions des nuages du Groupe 8 (SYNOP)	25
3-3- facteurs climatologiques	31
4- Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents	31
4-1- Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents (Alizés, vent d'ouest, vents polaires)	31
4-1-1-Mouvements à grande échelle	32
4-1-2- Mouvements à moyenne échelle	38
4-1-3-Mouvements à petite échelle (vents locaux)	38
5- L'air et la structure et dynamique des couches	39
5-1- Description de l'atmosphère terrestre	39
5-2- Composition chimique détaillée	40
5-3- Structure thermique atmosphérique et couches	41
5-4- Couche d'ozone	42
5-5- Pression et épaisseur de l'atmosphère terrestre	43
5-6- Densité et masse de l'atmosphère terrestre	43
5-7- Opacité et absorption de l'atmosphère terrestre	44
6- Bilan thermique à la surface de la terre	44
6-1- Bilan énergétique dans l'atmosphère	44
6-2-Énergie absorbée par la surface	46
6-3-Émission nette par la vapeur d'eau, l'O ₃ , le CO ₂ et les autres gaz à effet de serre	47
6-4-Émission IR et refroidissement atmosphériques sont donc intimement liés	47
6-5 -L'effet de serre	48
6-5-1-Comment fonctionne l'effet de serre ?	48
6-5-2- Les principaux Gaz à Effet de Serre (GES)	48
6-5-3- L'effet de serre, cause du réchauffement climatique	49
6-5-4- Quelles sont les conséquences de l'effet de serre sur la planète ?	49
6-5-5-Comment réduire l'effet de serre à travers 5 actions individuelles ?	50
7- Classification climatique physique	50
7-1- Cause du climat	50
7-2- Familles de climat	50

7-2-1- Climats tropicaux humides	50
7-2-2-Climats tropicaux secs	51
7-2-3-Climats subtropicaux	51
7-2-4-Climats dits tempérés : Climat tempéré, climat océanique et climat continental	51
7-2-5-Climats subarctiques	52
7-2-6-Climats polaires	52
7-3-La diversité climatique	52
7-3-1-Les climats régionaux	52
7-3-2-Les climats locaux	52
7-3-3-Les microclimats	52
8- Les bilans hydriques	53
8-1-Composante du cycle hydrologique	53
8-2- Détermination de Bilan Hydrique	54
8-3- Notion d'évaporation et d'évapotranspiration	54
8-3-1- L'évaporation	54
8-3-2- L'évapotranspiration	55
8-3-3- Evapotranspiration réelle (ETR) et évapotranspiration potentiel (ETP)	55
8-4- Méthodes de calcul ETP, ETR	56
9-Méthodes de caractérisation du climat	57
9-1-caractérisation du climat méditerranéen	57
9-2- Méthode de Bagnouls et Gaussen	57
Références Bibliographique	59

1-Introduction

La distribution géographique des plantes dans le monde et leur comportement sont la résultante de l'action, tant passée que présente, de facteurs internes, propres aux organismes, et externes, propres aux milieux où ils vivent (facteurs écologiques et climatologiques). L'aire de chaque espèce, c'est-à-dire la surface sur laquelle elle se développe dépend de son aptitude à la migration et de son adaptation aux points de vue physiologique aux nouveaux milieux qu'elle peut atteindre, et des facteurs du milieu et de leurs variations.

L'étude de la niche écologique de chaque être vivant montre que la distribution actuelle des grandes formations végétales (biome) au niveau mondial est la résultante de grandes limites climatiques; limites qui s'expriment à travers des variations spatio-temporelle des éléments climatiques. La bioclimatologie est une science qui étudie la relation entre les êtres vivants et son état climatique de milieu de développement.

2. Climatologie générale

La climatologie se penche sur l'étude d'un passé relativement récent des données climatiques, qui tourne autour de 30ans selon les normes de l'Organisation Mondiale de Météorologie (OMM). Depuis 150 ans, les archives enregistrent les données météorologiques, ce qui permet de connaître l'évolution en un lieu donné de des différents paramètres climatiques.

2-1- Météorologie :

- Elle étudie les phénomènes atmosphériques et leurs lois, dont le but de prévoir l'évolution du temps.
- La météorologie est une discipline scientifique qui s'occupe de la prévision de l'état du temps à différentes échelles temporelles, ses sources d'informations sont issues de mesures et de statistiques portant sur des grandeurs climatiques et physiques, les prévisions météorologiques sont examinées de manière vigilante que ce soit pour les activités courantes du grand public ou pour organiser et programmer les activités économiques à grande échelle.

2-2- Climatologie :

- elle a pour objectif la description des climats, leur explication et leur classification par zones.
- La climatologie, branche de la géographie physique, est l'étude du climat, c'est-à-dire la succession des conditions météorologiques sur de longues périodes dans le temps.
- En règle générale, le climat ne varie pas dans un endroit donné du globe, sur une durée de grand d'échelle (plus un siècle). Mais sur des temps géologiques, le climat peut changer considérablement. Par exemple, la Scandinavie a connu plusieurs périodes glaciaires dans le dernier million d'années. L'étude des climats passés est la paléoclimatologie. Cette étude en fonction de l'histoire humaine s'appelle *climatologie historique*.
- La climatologie s'appuie sur des relevés météorologiques historiques, comme sur des mesures relevées par satellite, mais aussi l'épaisseur du manteau neigeux, le recul des glaciers, l'analyse chimique de l'air emprisonné dans la glace, etc.
- La connaissance de nombreux paramètres, comme la température à différentes altitudes, l'influence des gaz à effet de serre, l'humidité relative, l'évaporation océanique, est nécessaire pour produire des modèles climatiques numériques et anticiper les changements du climat que l'on peut prévoir à plus de 30 ans.

2-3- Bioclimatologie :

- La bioclimatologie se définit comme une branche de l'écologie qui étudie les relations entre les êtres vivants et les caractéristiques climatiques du milieu ambiant. Mais les phénomènes les plus importants en bioclimatologie sont ceux qui sont sous l'influence des facteurs météorologiques sur la vie des plantes.

- la bioclimatologie étudie l'ensemble des relations qui existent entre les « climats » et les « phénomènes biologiques », c'est-à-dire entre les conditions climatiques et les êtres vivants. On peut diviser la bioclimatologie en trois parties suivant le mode d'action du climat sur les principaux groupes d'organismes vivants : les plantes, les animaux et l'homme. Mais les phénomènes les plus importants en bioclimatologie sont ceux qui sont sous l'influence des facteurs météorologiques sur la vie des plantes.

- la bioclimatologie peut distinguer on trois branches :

*la bioclimatologie végétale : elle s'intéresse aux rapports de la plante et du climat et nous renseigne sur la distribution (bio) géographique des végétaux,

*la bioclimatologie animale : elle étudie la répartition de la faune à la surface du globe terrestre,

* la bioclimatologie humaine : elle étudie l'influence du climat sur la vie de l'homme.

3-Les données climatologiques

3-1- éléments climatologiques et Instrumentation météorologique.

A-Thermomètre : Le thermomètre est utilisé pour mesurer la température ambiante. Thermomètre C'est un tube de verre gradué contenant une colonne de mercure (couleur argent) ou d'alcool (couleur rouge).

-Fonctionnement de thermomètre :

Lorsque la température s'élève, le mercure ou l'alcool se réchauffe et son volume augmente. Le niveau de la colonne de liquide monte donc et on peut ainsi déterminer la température en lisant sa valeur sur l'échelle graduée.

Unités de mesure

Degrés Celsius °C (ou degrés Fahrenheit °F aux États-Unis)

$^{\circ}\text{F} = (1,8 \times ^{\circ}\text{C}) + 32$ ou $^{\circ}\text{C} = 0,56 \times (^{\circ}\text{F} - 32)$



-Informations supplémentaires :

Histoire : C'est vers 1592 que Galilée inventa le thermoscope, l'ancêtre du thermomètre. Il ne donnait pas la valeur de la température, mais une indication sur sa variation. En 1641, Ferdinand de Toscane mis au point le premier thermomètre à liquide doté d'une échelle graduée.

Records : La température la plus haute a été enregistrée en Libye le 13 septembre 1922. Elle était de 57,8 °C. La température la plus froide a été enregistrée en Antarctique le 21 juillet 1983. Elle était de - 89,2 °C.



B-Thermomètre minimum Le thermomètre à minimum se retrouve à l'intérieur de l'abri de Stevenson.

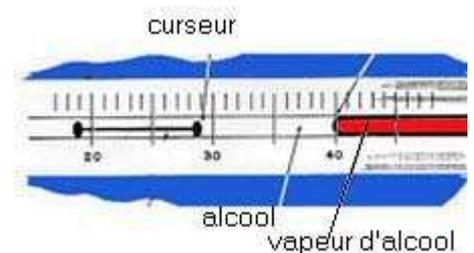
À quoi sert-il?

Cet instrument permet de déterminer quelle a été la température minimale depuis la dernière prise de données. La mesure est effectuée une fois par jour. C'est elle qui indique la température minimale atteinte durant la journée.

- *Fonctionnement de Thermomètre minimum :*

Le thermomètre à minimum est constitué d'un tube de verre gradué dans lequel a été inséré un curseur en forme d'haltère (aussi appelé index). Le tube contient une réserve d'alcool et fonctionne de la même façon qu'un thermomètre à mercure ou à alcool simple. Le thermomètre à minimum doit être installé en position horizontale.

Avant d'installer le thermomètre à minimum, on doit soulever la partie gauche du thermomètre jusqu'à ce que le curseur s'arrête, c'est-à-dire lorsqu'il s'appuie sur le bout de la colonne d'alcool. Quand la température baisse, la colonne d'alcool diminue et entraîne le curseur avec elle, par un phénomène de tension superficielle. Au moment où la température monte, la colonne d'alcool augmente. Cependant, le curseur ne bouge pas et il continue d'indiquer la température minimale à longtemps que le thermomètre est gardé à l'horizontale. Après la prise de données, il faut s'organiser pour remettre le curseur au sommet de la colonne d'alcool, en soulevant le thermomètre d'un côté et de l'autre.



-Unité de mesure

Degrés Celsius °C (ou degrés Fahrenheit °F aux États-Unis)

C-Thermomètre Maximum : Le thermomètre à maximum se retrouve à l'intérieur de l'abri de Stevenson.

Il est utilisé pour mesurer la température maximale de la journée.

Fonctionnement de Thermomètre Maximum :

Il est constitué d'un tube de verre gradué qui contient une colonne de mercure. Le tube ne possède pas un diamètre constant : il y a un endroit plus étroit situé près de la réserve de mercure.

Lorsque la température monte, le volume du mercure augmente, ce qui fait monter le mercure dans le tube. Lorsque la température baisse, le mercure ne peut pas redescendre d'une façon naturelle puisque l'amincissement du tube l'empêche de le faire. Après la prise de mesures, il est nécessaire de secouer vigoureusement le thermomètre dans le but de faire redescendre le mercure.

-Unités de mesure

Degrés Celsius °C (ou degrés Fahrenheit °F aux États-Unis)

D-Pluviomètre : Il est utilisé pour mesurer la quantité de pluie tombée à un endroit précis.

-Fonctionnement de pluviomètre :

C'est un récipient cylindrique d'environ 36 centimètres de hauteur et de 11,4 centimètres de diamètre. Sa partie supérieure est amovible (on peut l'enlever) et a la forme d'un entonnoir (normalement de 200 cm²) par lequel s'égoutte l'eau qui est ensuite recueillie dans un cylindre gradué en centimètres. Dans certains cas, le tout est contenu dans un autre cylindre pour permettre d'accumuler l'eau pendant une plus longue période ou prévenir les déversements. Le cylindre extérieur et l'extrémité du tube sont blancs pour réfléchir la lumière et empêcher le réchauffement de l'eau et son évaporation dans le cylindre (ce qui fausserait la mesure de la précipitation).

Pendant une précipitation, l'eau tombe dans l'extrémité supérieure du tube qui a la forme d'un entonnoir. L'eau va s'accumuler au fond de ce tube. La forme en entonnoir a aussi une autre utilité : elle diminue considérablement l'évaporation de l'eau et évite ainsi que les données soient faussées. Pour prendre la mesure, on peut enlever le cylindre gradué du gros tube et à lire directement sur l'échelle graduée la quantité de pluie tombée. Après la lecture, on peut vider le tube gradué en conservant l'eau dans le grand cylindre.



-Unités de mesure

Millimètres de pluie tombée (d'eau liquide)

-Informations supplémentaires

À cause de sa simplicité, le pluviomètre est l'un des plus anciens appareils de mesure météorologiques. On doit placer le pluviomètre dans un endroit dégagé pour s'assurer que toute l'eau recueillie provient directement des nuages et non des feuilles d'un arbre qui dégoutteraient dans l'entonnoir, par exemple.

L'utilisation du pluviomètre remonte à 400 ans avant Jésus-Christ.

Les crédits de l'invention du pluviomètre sont attribués à Castelli en 1639.

Selon les relevés officiels, le record de la plus grande quantité de pluie tombée serait détenu par Cilaos, sur l'île de la Réunion, qui en aurait reçu 1 870 mm en une journée en mars 1952.



Il est aussi possible de mesurer la quantité de pluie tombée avec un instrument électronique équipé d'un laser qui calcule le nombre de gouttes (et la grosseur des gouttes) qui tombent pendant une période déterminée. Cet appareil est le pluviomètre électronique.

E-Echelle à neige : L'échelle à neige permet de mesurer la quantité de neige au sol au moment de la lecture.

-Fonctionnement d'Echelle à neige :

Un poteau de bois, gradué en centimètres, est enfoncé perpendiculairement dans le sol de façon que le zéro soit au niveau du sol.

La quantité de neige au sol a une épaisseur qui varie tout au long de l'hiver. Son épaisseur totale n'est pas égale à la somme de la neige tombée, car la neige accumulée au sol se compacte, fond et s'évapore. Afin de bien prendre la lecture sur le poteau, il faut rester à une distance respectable de celui-ci (environ 3 mètres) pour ne pas fausser les données. En effet, si on marchait près de l'échelle à neige, les trous qu'on laisserait viendraient modifier les données.

-Unités de mesure : Centimètres de neige

-Informations supplémentaires

Les mesures prises avec cet appareil servent fréquemment dans les stations de ski (alpin et de fond) pour évaluer les conditions de la surface de neige.

F-Nivomètre : Le nivomètre sert à mesurer la quantité de neige tombée depuis la dernière fois où on a pris une mesure (dernière chute de neige).

-Fonctionnement de Nivomètre :

Le nivomètre à écran de Nipher, illustré à droite, est formé d'une cloche métallique renversée montée sur un tube télescopique (dont la hauteur peut varier). À l'intérieur de cette cloche, on trouve un cylindre de cuivre dans lequel s'accumule la neige tombée depuis la dernière prise de données. Le haut de la cloche doit toujours être placé à 1,5 mètre de la surface de la neige.

L'écran, qui est en fait la cloche inversée, est conçu de telle sorte que les tourbillons générés par la présence même de l'appareil sont réduits au minimum. La quantité de neige tombée est alors mesurée plus précisément. Au moment de la prise des données, après l'arrêt des précipitations de neige, on enlève le cylindre de cuivre dont on réchauffe les parois extérieures à l'aide d'eau chaude. Puisque le cuivre est un bon conducteur thermique, la chaleur fait fondre la neige en eau. Alors, on peut calculer la quantité d'eau formée et ainsi déterminer la quantité de neige tombée à l'aide de la relation suivante :

1 millilitre d'eau = 1 centimètre de neige



-Unités de mesure : Centimètres de neige

-Informations supplémentaires

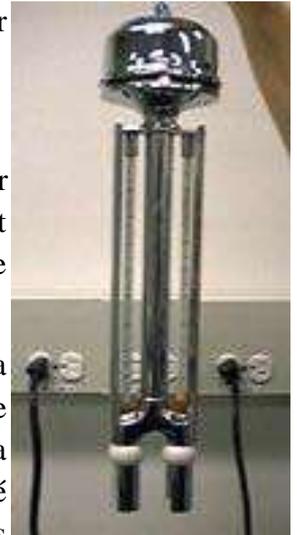
Le nivomètre est utilisé surtout dans les régions où il pleut rarement en hiver et où toute la précipitation est sous forme de neige.

G-Psychromètre : Le psychromètre permet de déterminer l'humidité relative de l'air environnant.

-Fonctionnement de Psychromètre :

Cet appareil est composé de deux thermomètres identiques fixés à un support. Sur l'un des thermomètres, on place une mousseline (un tissu) qui trempe dans l'eau. C'est pourquoi on l'appelle thermomètre à boule mouillée, tandis que l'autre est le thermomètre à boule sèche.

Lorsque l'air arrive sur le thermomètre à boule mouillée, il fait évaporer l'eau de la mousseline, ce qui refroidit le thermomètre. Donc, sa température est plus basse que celle du thermomètre sec. On prend la différence entre ces deux températures et on la reporte sur une table psychrométrique qui nous donne la mesure de l'humidité relative. Lorsque l'air est saturé d'humidité, il n'y a pas de différence entre les températures indiquées par les deux thermomètres.



-Unités de mesure : Pourcentage (%)

Il existe également des psychromètres aspirateurs. La différence de ceux-ci avec le psychromètre normal, c'est que les deux thermomètres du psychromètre aspirateur sont enfermés dans un tube, dans lequel on insuffle de l'air avec une pompe ou un éventail.

H-Hygromètre à cheveu : L'hygromètre à cheveu sert à déterminer l'humidité relative de l'air environnant.

-Fonctionnement d'Hygromètre à cheveu :

L'hygromètre à cheveu est constitué d'un cheveu d'humain (blond ou roux de préférence), d'un système de levier et d'une aiguille tournant sur un cadran gradué de 0 à 100 %.

Le cheveu humain a la propriété de changer de longueur en fonction de l'humidité. Lorsque tu sors de ta douche, tes cheveux sont plus longs que lorsqu'ils sont secs. On attache donc un cheveu humain à l'horizontale et on place un poids à l'une des deux extrémités du cheveu. On relie le poids à un système de levier qui permet de connaître l'humidité de l'air grâce à l'allongement du cheveu.

-Unités de mesure : Pourcentage (%).

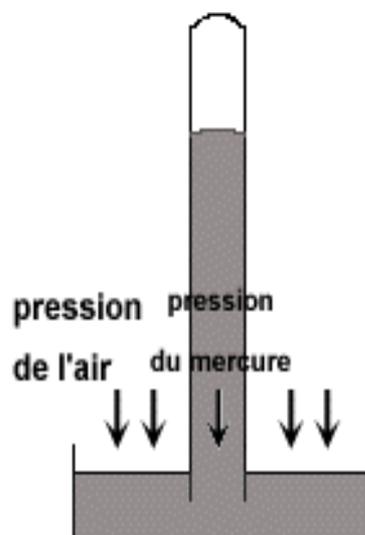


I-Baromètre à mercure : Cet instrument permet de déterminer la pression atmosphérique.

-Fonctionnement de Baromètre à mercure :

Le baromètre est composé d'un tube de verre contenant du mercure et dont l'extrémité ouverte (en bas) repose dans un bassin rempli de mercure. Une échelle graduée permettant de lire la pression se trouve sur le tube de verre.

Le principe physique du fonctionnement du baromètre est l'équilibre des forces. La colonne de mercure contenue dans le tube cherche à descendre sous l'effet de son poids. Cependant, l'air environnant pousse sur le mercure dans le bassin. La colonne de mercure cesse de bouger lorsque ces deux forces de poussée sont égales. Lorsque la pression de l'air environnant augmente, elle pousse sur le mercure dans le bassin et fait remonter une certaine quantité de mercure dans le tube de verre. De façon contraire, une baisse du mercure dans le tube sera causée par une diminution de la pression atmosphérique. En observant la hauteur de la colonne de mercure dans le tube, nous disposons donc d'une mesure de la pression de l'air.



-Unités de mesure : Hectopascals (hPa) ou millimètres de mercure (mm Hg).

$$760 \text{ Hg} = 1013 \text{ mb} = 1013 \text{ hPa}$$

-Informations supplémentaires

C'est en 1644 que l'Italien Torricelli a l'idée de remplir un tube de verre de mercure, de le boucher avec un doigt et de le retourner dans un bassin rempli de mercure.

Torricelli observe que le mercure ne s'écoule pas dans le bassin, et qu'il en reste toujours environ 76 cm dans le tube, et ce, quelle que soit la hauteur du tube. Il en déduit alors que c'est l'air qui fait pression sur le bassin et empêche le tube de se vider. C'est-à-dire que la pression de l'air contrebalance le poids du mercure. Voilà comment Torricelli inventa le baromètre à mercure. Torricelli était l'élève de Galilée.

On peut ajouter à ce baromètre un système mécanique ou électronique d'enregistrement automatique des données : le barographe.

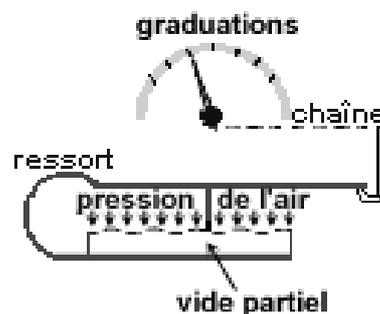
Les pressions les plus fortes sont enregistrées par temps froid. Le record appartient à la Sibérie où on a noté une pression de 1083,8 hPa le 31 décembre 1968.

J-Baromètre Anéroïde : Cet instrument permet de déterminer la pression atmosphérique.

-Fonctionnement de Baromètre Anéroïde :

Cet instrument est composé d'une capsule métallique sous vide et d'une aiguille pour indiquer la pression.

Le principe de fonctionnement de ce baromètre est simple : une boîte métallique, dans laquelle on a fait un vide partiel (absence d'air), s'écrase ou se détend selon les changements de pression atmosphérique. Les mouvements de la boîte sont amplifiés par un système de leviers relié à une aiguille qui tourne autour d'un point central. C'est ce genre de baromètre que l'on utilise dans nos maisons.



-Unités de mesure : La mesure se fait en hectopascals (hPa) ou en millibars (mb). L'échelle de graduation peut également afficher la pression en millimètres de mercure (mmHg).

-Informations supplémentaires :

Le baromètre anéroïde fut inventé vers 1843 par Lucien Vidie.

La deuxième aiguille du baromètre anéroïde (que l'on déplace soi-même à l'aide d'un bouton) sert à conserver en mémoire la valeur de la pression. En effet, ce sont les variations de pression (augmentation ou diminution) qui nous renseignent sur les conditions météorologiques futures (aujourd'hui ou demain) et non pas la valeur de la pression elle-même.

En général, une diminution brusque de la pression annonce du mauvais temps (arrivée d'une dépression) et une hausse de pression signifie l'arrivée du beau temps (d'un anticyclone).

Une forme appropriée de ce baromètre est fréquemment utilisée comme altimètre dans les avions; cet instrument mesure l'altitude, car la pression atmosphérique dépend de l'altitude.

On peut ajouter à ce baromètre un système mécanique ou électronique d'enregistrement automatique des données : le barographe.

La pression normale au niveau de la mer est de 1013 hPa (101,3 kPa) ou 1013 mb.

K-Anémomètre : Il a pour but de déterminer la vitesse du vent.

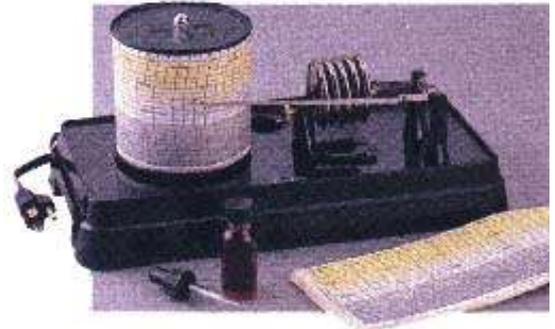
-Fonctionnement d'Anémomètre :

Celui qui est illustré ici à droite possède trois coupelles en forme de demi-sphères orientées dans le même sens et qui sont libres de tourner. Il y a aussi un petit écran pour nous indiquer la vitesse du vent.

La plupart des anémomètres modernes comprennent un système électronique interne qui calcule le nombre de tours que font les coupelles pendant un temps précis. La vitesse du vent, convertie par l'ordinateur interne, apparaît alors sur l'écran. Plus le vent est fort, plus les coupelles tournent rapidement. On peut calculer la vitesse du vent de façon mécanique, c'est-à-dire sans avoir recours à un circuit électronique.

Anémomètre installé au sommet d'un mât de 10 mètres. C'est à cette hauteur que les mesures standards sont effectuées.

Pour éviter la turbulence de l'air causée par la présence des bâtiments et de la végétation, on doit placer l'anémomètre dans un endroit bien dégagé et assez haut (10 m).



- Anémomètre portatif

Unités de mesure : Kilomètres par heure (km/h) ou mètres par seconde (m/s)

-Informations supplémentaires

Le plus ancien anémomètre à main date de 1450 et fut créé par L. Alberti.

Il existe aussi un anémomètre totalisateur, grâce auquel on calcule le total des vitesses du vent dans une journée. Pour ce faire, on place un bac d'évaporation sous les coupelles, car la vitesse du vent et sa durée feront varier la quantité d'eau dans le bac.

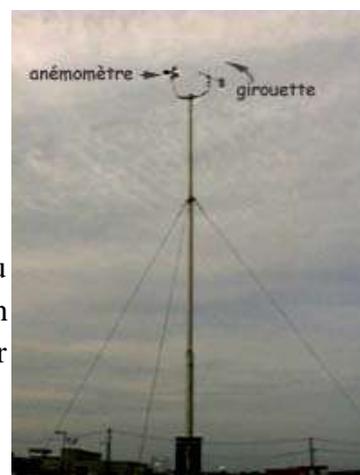
Il existe également des anémomètres thermiques. Ces derniers indiquent les variations de température d'un fil chauffé qui est en contact avec le vent (plus le vent est fort, plus on doit fournir d'énergie au fil pour qu'il conserve sa chaleur).



L- Girouette : La girouette sert à connaître la direction du vent.

-Fonctionnement de Girouette :

C'est un pointeur (généralement une flèche) qui tourne selon la direction du vent. Il est important de noter que la pointe de la flèche montre la direction d'où provient le vent. Souvent, les quatre points cardinaux sont indiqués par les lettres N, S, E et O et nous servent de repère.



Lorsque le vent change de direction, il pousse sur la grosse partie de la flèche (l'arrière) jusqu'à ce qu'elle soit alignée avec le vent (parallèle au vent). Cela a pour conséquence de faire pointer la flèche dans la direction d'où provient le vent. On se réfère alors aux quatre principaux points cardinaux pour juger de la direction d'où vient le vent. On place habituellement la girouette à 10 m du sol.

-Unités de mesure :

Degrés par rapport au nord géographique ou les points cardinaux.

Informations supplémentaires :

La girouette a souvent la forme d'une silhouette découpée (coq, lion, etc.). Autrefois, cette forme représentait fréquemment le métier des habitants de la maison.

Sur les clochers des églises on trouve souvent la silhouette d'un coq, car le coq symbolise depuis toujours la vigilance de l'Église envers le peuple.



C'est au Moyen Âge (environ de l'an 500 à 1500) que l'usage de la girouette se répandit en Europe, mais il en existait depuis au moins 4000 ans : c'est l'un des instruments météorologiques les plus anciens!

M : Héliographe : Il est utilisé pour mesurer le nombre d'heures d'ensoleillement dans une journée.

-Fonctionnement d'Héliographe :

Une boule de cristal maintenue par un support amovible (qui peut bouger) constitue la base de l'héliographe. Derrière la boule de cristal est placé un carton sur lequel les mesures s'inscriront. L'appareil est fixé sur un support d'une hauteur approximative de 1,5 m.

Chaque soir, après le coucher du soleil, il faut enlever le carton qui a été brûlé par les rayons du soleil ayant traversé la boule de cristal. Celle-ci agit comme une loupe en concentrant les rayons sur le carton. Le déplacement du soleil fait changer le point de convergence des rayons sur le carton, ce qui produit une ligne brûlée sur celui-ci. Si un nuage cache les rayons du soleil, il y aura sur le carton un endroit, correspondant à cette heure, qui ne sera pas brûlé. À l'aide d'une règle graduée en heures, on mesure la longueur des brûlures sur le carton. Ainsi, en additionnant le temps de toutes les sections, il est possible d'obtenir le nombre d'heures d'ensoleillement total de la journée en tenant compte de la présence ou de l'absence de nuages.

-Unités de mesure : Heures d'ensoleillement

-Informations supplémentaires

Cet appareil fut inventé par J.F. Campbell vers 1853 et modifié vers 1879 par G.G. Stokes.

On doit placer cet appareil loin des édifices et des choses qui pourraient produire une ombre sur lui.

N- Héliographe à cellule photovoltaïques : Il est utilisé pour mesurer la durée (nombre d'heures) pendant laquelle l'éclairement solaire est supérieur à un seuil fixé (environ 120 W/m^2).



-Fonctionnement d'Héliographe à cellule photovoltaïques :

Cet appareil est constitué de cellules qui possèdent la propriété de capter le rayonnement et de transmettre un signal électrique à un ordinateur.

Le rayonnement solaire frappe les cellules de l'appareil et une mesure de la tension électrique est fournie pour calculer l'intensité de ce rayonnement. Le rayonnement doit arriver directement sur les cellules : on doit donc orienter l'héliographe en fonction du nord géographique et de la hauteur du Soleil au-dessus de l'horizon. Il ne doit y avoir aucune source d'ombre autour de l'instrument.

-Unités de mesure : Heures d'ensoleillement

O-Pyranomètre: Le pyranomètre permet de mesurer le rayonnement global du ciel (sa luminosité).

-Fonctionnement de Pyranomètre:

Cet appareil est constitué d'une double coupelle de verre et d'une pile thermique (thermopile).

Lorsque le rayonnement (la lumière) arrive sur la coupelle de verre, la pile thermique se réchauffe et convertit ce réchauffement en courant électrique.

-Unités de mesure : Watts (W)

- Informations supplémentaires

On protège souvent le pyranomètre à l'aide d'un pare-soleil pour ne mesurer que le rayonnement diffus et non le rayonnement solaire direct.

Le pyranographe sert à enregistrer le rayonnement global du ciel mesuré par le pyranomètre.

Le radiomètre est semblable au pyranomètre, mais il permet de mesurer un type de rayonnement spécifique (micro-onde, ultraviolet, etc.). Les radiomètres imageurs sont surtout installés sur les satellites (infrarouge, visible, etc.).

P : Ballons météorologiques : Le principal ballon météorologique, le ballon-sonde, sert à transporter des instruments météorologiques pour prendre des mesures de la température, de la pression, de l'humidité et du vent dans les différentes couches de l'atmosphère.



-Fonctionnement de Ballons météorologiques :

C'est un ballon gonflé avec un gaz léger (hélium ou hydrogène) et équipé d'une radiosonde. La radiosonde est une boîte en plastique munie d'un couvercle et qui contient un baromètre anéroïde, un thermomètre ainsi qu'un parachute. Pendant son vol, cette sonde est en contact avec le sol grâce à un émetteur.

Le ballon gonflé avec un gaz léger fait monter la mini-station météorologique dans l'atmosphère. Le ballon s'élève à une vitesse d'environ 5 m/s et les instruments contenus dans la mini-station mesurent la température, la pression et l'humidité. Le vent est mesuré à partir du sol selon la vitesse de déplacement du ballon dans le ciel. Les informations sont transmises par un émetteur radio à la station de lancement du ballon-sonde et sont ensuite acheminées vers un centre de prévision. Après 30 km, le ballon éclate et la sonde tombe. C'est alors que le parachute se déploie pour amortir sa descente, ce qui évite que quelqu'un soit assommé ...

-Informations supplémentaires

C'est vers 1863 que Glaisher monte dans une montgolfière pour mesurer la température de l'air tout au long de son ascension.

Le ballon-pilote est petit, rouge et ne transporte pas d'instruments météorologiques. On l'utilise pour calculer la vitesse et la direction du vent en le suivant à partir du sol avec un théodolite optique (un appareil fréquemment utilisé par les arpenteurs).

Le ballon captif ressemble à un ballon-sonde, mais on l'amarre au sol par un câble pour éviter qu'il ne monte trop haut. On obtient ainsi des mesures près de la surface, dans la couche-limite planétaire.

Le ballon surpressurisé ressemble à un ballon-sonde, mais l'enveloppe du ballon résiste aux changements de la pression. On est donc en mesure de l'envoyer à une certaine hauteur dans l'atmosphère et il peut se déplacer tout en restant à cette hauteur. Il peut demeurer plusieurs jours et même plusieurs mois dans le ciel à se balader au gré du vent. Un satellite permet de recueillir les données de ce ballon tout au long de son voyage.

Q- Abri STEVENSON : Il sert à protéger les instruments de mesure (thermomètre à mercure, thermomètre à minimum et thermomètre à maximum, etc.) des intempéries et du soleil.

-Fonctionnement d'Abri STEVENSON :

C'est une boîte en bois ou en métal, qui ne conduit pas la chaleur, placée à 1,5 mètre du sol. Les parois de l'abri sont faites de lattes blanches pour réfléchir le rayonnement solaire et laisser passer l'air. Un abri bien équipé devrait contenir un baromètre, un thermomètre à maximum et un thermomètre à minimum, un thermographe, un thermomètre à boule sèche et un thermomètre à boule mouillée, et un hygromètre.



Les lattes de l'abri permettent la circulation de l'air. La couleur blanche de l'abri sert à réfléchir les rayons du soleil, ce qui empêche que l'abri se réchauffe et que les données soient faussées. Aussi, l'ouverture de l'abri est orientée vers le nord puisque les rayons du soleil ne proviennent jamais de cet endroit.

L'abri tel que nous le connaissons aujourd'hui a été inventé en 1864 par l'ingénieur T. Stevenson.

Intérieur de l'abri



3-2- Les précipitations

Les précipitations se présentent sous forme d'une chute d'un ensemble de particules (pluie, bruine, neige, neige roulée, neige en grains, granules de glace, grésil et prismes de glace) et prennent le plus souvent naissance dans les nuages. Ces particules peuvent après évaporation partielle atteindre la surface du globe ou s'évaporer complètement au cours de leur chute (virga).

Les précipitations se présentent soit sous forme plus ou moins uniforme (intermittente ou continue) soit sous forme d'averses.

Les averses sont caractérisées par leur début et leur fin brusques et par les variations généralement rapides et parfois brutales de l'intensité des précipitations.

En Europe, l'intensité des précipitations varie en moyenne entre 60 et 120 mm ou litres/m² en juillet, mais il arrive de temps en temps qu'il tombe cette quantité de précipitation en une seule journée, avec toutes les conséquences désastreuses (inondations) que ce phénomène peut entraîner. Pour rappel, 1 cm de neige correspond à 1 mm d'eau ou 1 litre/m².

Le tableau suivant indique, pour les diverses précipitations, les genres de nuages qui leur donnent naissance.

	Nuages					
Précipitations	As	Ns	Sc	St	Cu	Cb
Pluie	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>		<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
Bruine				<input type="checkbox"/>		
Neige	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>			<input type="checkbox"/>
Neige roulée			<input type="checkbox"/>			<input type="checkbox"/>
Neige en grains				<input type="checkbox"/>		
Granules de glaces	<input type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>				
Grésil						<input type="checkbox"/>
Grêle						<input type="checkbox"/>
Prismes de glace [°]				<input type="checkbox"/>		

[°] Se rencontrent en avion, sous les Ci, Cc, Cs et As.

3-2-1- types des précipitations :

*Pluie (rain). Précipitation de particules d'eau liquide soit de gouttes de diamètre supérieur à 0.5 mm, soit de gouttes plus petites et dispersées.

NB. Lorsque la pluie se trouve à l'état de surfusion, elle se congèle au moment de l'impact sur le sol ou sur les objets.

*Bruine (drizzle). Précipitation assez uniforme, constituée exclusivement par de fines gouttes d'eau (de diamètre inférieur à 0.5 mm) très rapprochées les unes des autres (la bruine se congèle de la même manière que la pluie).

*Neige (snowflake). Précipitation de cristaux de glace dont la plupart sont ramifiés (parfois étoilés). Par température supérieure à -5°C environ, les cristaux sont généralement agglomérés en flocons.

*Neige roulée. Précipitation de grains de glace, blancs et opaques. Ces grains sont sphériques ou parfois coniques; leur diamètre est compris entre 2 et 5 mm. Ces grains, lorsqu'ils tombent sur un sol dur rebondissent et se brisent souvent. La neige roulée s'observe habituellement lorsque la température au sol

est voisine de 0°C; elle se présente généralement sous forme d'averses, mélangées à des flocons de neige ou à des gouttes de pluie.

*Neige en grains (sleet). Précipitation de très petits grains de glace, blancs et opaques. Ces grains sont relativement plats ou allongés; leur diamètre est généralement inférieur à un millimètre. Ils ne rebondissent pas et ne se brisent pas. Ils tombent en petites quantités, le plus souvent d'un stratus ou d'un brouillard, jamais sous formes d'averses.

*Granules de glace ou grésil. Précipitation de granules de glace transparents ou translucides, de forme sphérique ou irrégulière, rarement conique, et dont le diamètre est inférieur ou au plus égal à 5 mm. Ce sont des gouttes de pluie qui se congèlent au voisinage du sol (granules de glace) ou des granules de neige enrobés d'une fine couche de glace (grésil). Ces granules rebondissent généralement lorsqu'ils frappent un sol dur.

*Grêle (hail). Précipitation de granules ou de morceaux de glace (grêlons) dont le diamètre est de l'ordre de 5 à 50 mm, parfois plus, et qui tombent soit séparés les uns des autres, soit agglomérés en blocs irréguliers. Le record est un bloc de glace de 9m de longueur qui tomba en Angleterre à la fin du XIX^{ème} siècle (avant l'invention des avions). Son origine reste un mystère. En haute altitude, dans les cumulonimbus, les grêlons peuvent atteindre 14 cm de diamètre.



Un cristal de neige et des grêlons gros comme des œufs. Celui de droite, tombé le 29 avril 1978 à Ada en Oklahoma mesure environ 11 cm de diamètre, c'est exceptionnel ! Documents Patricia Rasmussen/ITS-Caltech, Don Kozdron et NOAA Photo Library.

On a établi qu'un grêlon de 2 cm de diamètre tombant naturellement était animé d'une vitesse propre de 60 km/h. Un grêlon de 7 cm, gros comme un œuf de poule, tombe à une vitesse de 135 km/h. Certaines régions de montagne en voient tomber périodiquement, surtout en été. A 60 km/h, l'impact de tels grêlons peut réduire les cultures les plus fragiles en charpie. A 135 km/h, les cultures sont hachées menues, les grêlons brisent les façades vitrées, font éclater les pare-brises et transforment votre carrosserie en tôle ondulée. Ils peuvent tuer net un individu et au mieux provoquer de douloureuses ecchymoses. Nous verrons plus bas que leur impact sur les avions n'est pas non plus sans conséquences.

*Prismes de glace. Chute de cristaux de glace non ramifiés, ayant la forme d'aiguilles, de colonnes ou de plaques, souvent si ténus qu'ils semblent en suspension dans l'atmosphère. Ces cristaux peuvent tomber par ciel clair.

Rappel de la visibilité dans les précipitations:

Neige :	50 m
Averse forte :	50 m
Grêle, pluie et neige mêlée :	500 m
Bruine :	1000 m
Pluie faible :	1500 m
Pluie modérée :	3000 m

Rappelons pour l'anecdote que les trombes d'eau ou les mini-tornades ont déjà aspiré des poissons d'eau douce ou des grenouilles qui furent transportées à quelques kilomètres de distance, retombant parfois sur des passants. De tels événements se sont produits au XIX^{ème} et au XX^{ème} siècle. En théorie, une mini-tornade est capable de soulever des poids de 25 kg à plusieurs centaines de mètres d'altitude. Quant aux véritables tornades, nous sommes à une autre échelle, cette fois dévastatrice.

3-2-2- Constitution du milieu nuageux

Les gouttelettes élémentaires formées par condensation ont un diamètre de l'ordre de 10^{-3} à 1 micron. Ces gouttelettes grossissent les unes aux dépens des autres de sorte que dans les nuages les gouttelettes sont réparties en nombre variable suivant leur diamètre qui varie en général de 2 à 50 micron (parfois jusqu'à 100 micron).

Le nombre de gouttelettes contenues dans un nuage varie de 150 à 500/cm³ soit un espacement entre elles de l'ordre de 1 à 2 mm (environ 100 fois le diamètre des gouttes).

3-2-3- Formation des précipitations

Les précipitations et donc les nuages se forment autour de noyaux de condensations qui permettent d'amorcer la réaction de coalescence. Dans les basses couches de l'atmosphère ces noyaux sont constitués d'ordinaire de poussières microscopiques, de déchets industriels, de scories, de grains de sable, de pollens ou encore de molécules de sulfate. Dans la zone de givrage il s'agit de petits morceaux de glace et en haute

altitude ces noyaux de condensation peuvent être constitués de molécules organiques voire même de microbes. En effet depuis 1989 on a découvert que des milliards de micro-organismes, bactéries et champignons, peuplaient également la haute atmosphère jusqu'à 60 km d'altitude et migraient au gré des vents d'un continent à l'autre. Tous ces éléments participent à la formation des nuages et le cas échéant à leur précipitation.

3-2-4- Grossissement des gouttelettes

Les gouttelettes élémentaires formées par condensation, comme nous venons de le voir, de très faibles dimensions. Les processus de grossissement des gouttelettes qui constituent le milieu nuageux sont très complexes mais les physiciens commencent à les comprendre. Les processus les plus importants font appel à la théorie de Bergeron ainsi qu'au phénomène de coalescence (voir plus bas).

Tous les nuages de même genre ne donnent pas toujours des précipitations et qu'ils n'engendrent pas systématiquement les mêmes types des précipitations.

Les gouttes d'eau précipitées ont des dimensions variables suivant le type de précipitation :

- goutte d'averse : 5 mm de diamètre
- goutte de pluie : 1 mm de diamètre
- gouttelette de bruine : 10 microns de diamètre.

Le rapport des volumes est plus éloquent encore : il faut 1 million de gouttelettes de 10 microns pour former une goutte de pluie de 1 mm; il faut encore 1000 gouttelettes de 100 microns pour former la même goutte de pluie.

Des mesures très précises ont montré que les vitesses limites de chute des gouttes d'eau en fonction de leur diamètre sont les suivantes :

Diamètre	Vitesse limite de chute
0.4 mm	1.62 m/s
1.2 mm	4.03 m/s
2 mm	6.49 m/s
5 mm	9.09 m/s

Les gouttes de diamètre supérieur à 5 mm se fractionnent en tombant dès qu'elles atteignent leur vitesse limite de chute où le stress mécanique l'emporte sur la cohésion moléculaire.

Cette limitation n'intervient pas dans le cas des grêlons; on a pu en observer dont la dimension variait de celle d'une tête d'épingle à celle d'un ballon d'enfant. De plus, on observe parfois des grêlons animés de vitesses de chute très élevées. Ceci s'explique par les violents mouvements descendants de l'air qui accompagnent cette chute.

Remarque :

Averse : précipitation intermittente durant moins d'une heure. Elle tombe des nuages à extension verticale.

Pluie : précipitation continue durant plus d'une heure. Les gouttes éclatent et marquent les flaques d'eau (2-3 m/s). Elle tombe des nuages à extension verticale.

Bruine : les gouttelettes tombent uniquement des stratus. Elles ne se brisent pas car elles présentent une tension superficielle élevée.

Il pleut, neige et grêle également au sein des nuages et cela peut provoquer du givrage parfois sévère (plusieurs centimètres d'épaisseur) entre les isothermes de 0° et -15°C.

3-2-5 Les nuages :

Un nuage est un ensemble visible de minuscules particules d'eau liquide ou de glace, ou les deux à la fois, en suspension dans l'atmosphère.

Comment se forme un nuage ?

L'air chaud composé de vapeur d'eau ayant tendance à monter, sous l'action du froid, parvenue au niveau de condensation de la masse d'air, cette vapeur se condense et devient visible. Un nuage se forme. Cet ensemble peut contenir des particules d'eau liquide ou de glace de différentes dimensions, des particules liquides non aqueuses ou des particules solides, provenant par exemple de vapeurs industrielles, de fumées ou de poussières.

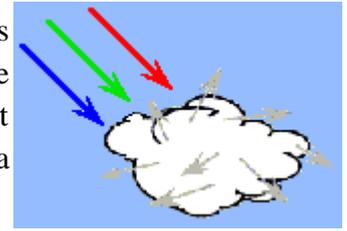
Sous leur poids ces particules ont tendance à tomber mais étant très légères en début de cycle, les frottements de l'air s'opposent à leur chute, si bien que le nuage semble rester en suspension dans l'air bien qu'en réalité les gouttelettes tombent à raison de quelques cm par seconde. Lorsque les gouttelettes grossissent, passé un certain poids elles se transforment en pluie notamment dont la vitesse de chute peut centupler si les vents sont forts.

3-2-6- Classification des nuages

Pourquoi les nuages sont-ils si différents en aspect et en couleurs ? L'aspect d'un nuage dépend essentiellement de la nature, des dimensions, du nombre et de la répartition dans l'espace des particules dont il est constitué ; il dépend aussi de l'intensité et de la couleur de la lumière qui l'éclaire (diffusion de Mie), ainsi que des positions relatives de l'observateur et de la source de lumière par rapport au nuage.

La diffusion de Mie

Pourquoi les nuages sont-ils blancs ? Leur formation est liée au déplacement des masses d'air stables ou instables jusqu'à un niveau supérieur à leur niveau de condensation, altitude où ils deviennent visibles. Les particules individuelles dont ils sont constitués sont nettement plus grandes que la longueur d'onde de la lumière rouge (650 nm).



C'est la diffusion de Mie cette fois qui explique la couleur laiteuse des nuages : la diffusion s'applique de la même manière à toutes les longueurs d'ondes. La lumière rouge est donc autant diffusée que la lumière bleue. Ensuite toutes les couleurs sont elles-mêmes rétrodiffusées. Globalement, les nuages ont la même couleur que celle de la lumière solaire qui les frappe (un effet similaire se produit à la surface du lait).

Les nuages peuvent devenir gris, jaunes ou oranges en raison des impuretés présentes dans l'atmosphère à l'occasion de fortes instabilités (orages) ou suite à la diffusion accentuée de la lumière solaire à l'aube ou au crépuscule.

Les nuages sont en perpétuelle évolution et se présentent, par conséquent, sous une infinie variété de formes. Il est possible, cependant de regrouper les nuages en quelques familles présentant des similitudes et des caractéristiques communes que l'on observe fréquemment.

La classification des nuages utilisée aujourd'hui est essentiellement basée sur l'existence de dix groupes principaux, appelés « genres » qui s'excluent mutuellement. Selon la nomenclature approuvée par l'OMM en 1956, les différents types de nuages sont répartis dans les dix genres suivants :

Genres des nuages	
Cirrus (Ci)	Nuages détachés sous forme de délicats filaments blancs composés de bancs ou d'étroites bandes blanches ou en majeure partie blanche. Ces nuages ont un aspect fibreux (chevelu), un éclat soyeux ou les deux
Cirrocumulus (Cc)	Banc, nappe ou couche mince de nuages blancs sans ombre propre composés de très petits éléments en forme de granules, de rides, etc., soudés ou non et disposés plus ou moins régulièrement ; la plupart des éléments ont une largeur apparente de moins d'un doigt tenu à longueur de bras
Cirrostratus (Cs)	Voile nuageux transparent et blanchâtre, d'aspect fibreux (chevelu) ou lisse, couvrant le ciel en totalité ou en partie et donnant le plus généralement lieu à des phénomènes de halo

Alto cumulus (Ac)	Banc, nappe ou couche de nuages blancs et gris ayant généralement des ombres propres et composés de lamelles, de galets, de rouleaux, etc., d'aspect parfois partiellement fibreux ou flou, soudés ou non. La plupart des petits éléments ont une largeur apparente comprise entre un et trois doigts tenus à longueur de bras
Altostratus (As)	Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou bleuâtre, d'aspect strié, fibreux ou en uniforme couvrant entièrement ou partiellement le ciel et présentant des parties suffisamment minces pour laisser transparaître le Soleil, du moins vaguement, comme au travers d'un verre dépoli. Il ne présente pas de phénomène de halo
Nimbostratus (Ns)	Couche nuageuse grise, souvent foncée dont l'aspect est rendu flou par des chutes de pluie plus ou moins continues, qui, dans la plupart des cas atteignent le sol. Il masque complètement le Soleil sur toute son étendue. Sous sa base on retrouve fréquemment des nuages bas, déchiquetés, soudés ou non avec elle ainsi que des précipitations
Stratocumulus (Sc)	Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtre, ou les deux à la fois, ayant presque toujours des parties foncées, formées de dalles, de galets, de rouleaux, etc., d'aspect non fibreux, soudés ou non ; la plupart des petits éléments de forme régulière ont une largeur apparente de plus de trois doigts tenus à longueur de bras
Stratus (St)	Couche nuageuse, généralement grise, à base assez uniforme pouvant donner lieu à de la bruine, des cristaux de glace ou de la neige en grains. Lorsque le soleil est visible à travers ces nuages, on distingue facilement son contour. Il se présente parfois en bandes déchiquetées
Cumulus (Cu)	Nuages détachés, normalement denses et aux contours bien délimités, se développant verticalement sous forme de mamelons, de dômes et de tours, dont la partie supérieure bourgeonnante a souvent l'aspect d'un chou-fleur. Les parties du nuage éclairées par le soleil sont d'un blanc éclatant ; la base est relativement foncée et horizontale
Cumulonimbus (Cb)	Nuage dense à extension verticale considérable en forme de montagne ou de tour immense. Sa partie supérieure est presque toujours aplatie ; celle-ci prend la forme d'une enclume ou d'un panache. Sous sa base, souvent très foncée, on retrouve fréquemment des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle ainsi que des précipitations

Pour préciser la nature de ces nuages, les genres ont été divisés en 14 espèces désignées par un terme latin, par exemple cirrus spissatus, cirrocumulus floccus, stratocumulus lenticularis, cumulonimbus capillatus, cumulus humilis, etc. Ces espèces constituent autant de catégories distinctes. Les espèces ne s'appliquent pas indifféremment à n'importe quel type de nuage ; certaines sont propres aux cirrus, d'autres aux cumulus ou encore aux cumulonimbus.

Espèces des nuages

Nom	Abréviation	Description
fibratus	fib	<p>fibreux : cirrus détachés ou en un voile fin consistant en filaments presque rectilignes ou plus ou moins irrégulièrement recourbés ne se terminant pas en crochet ou en touffes.</p> <p>Nuages concernés : cirrus, cirrostratus.</p>
uncinus	unc	<p>en forme de crochet : cirrus en forme de virgule se terminant, dans sa partie supérieure, en un crochet ou une touffe et dont l'extrémité supérieure n'est pas en forme de protubérance arrondie.</p> <p>Nuage concerné : cirrus.</p>
spissatus	spi	<p>épais : cirrus suffisamment épais pour être gris lorsqu'il est observé près du Soleil.</p> <p>Nuage concerné : cirrus</p>
castellanus	cas	<p>en forme de tour, de château : nuages qui présentent dans leur partie supérieure des protubérances en forme de tours et qui leur donnent une apparence crénelées. Les tours sont issues de la même base et arrangées en ligne.</p> <p>Nuages concernés : Cirrus, cirrocumulus, altocumulus, stratocumulus.</p>
floccus	flo	<p>floconneux : chaque nuage est une touffe d'apparence cumuliforme dont la base est plus ou moins déchiquetée et qui s'accompagne souvent de virga. Une extrémité est plus large et dense.</p> <p>Nuages concernés : cirrus, cirrocumulus, altocumulus</p>
stratiformis	str	<p>en nappes, stratifié : les nuages s'étendent en une vaste nappe ou couche horizontale.</p> <p>Nuages concernés : stratocumulus, altocumulus, cirrocumulus</p>
nebulosus	neb	<p>nébuleux, flou : nuages en forme de voile ou couche, sans détail distinct.</p> <p>Nuages concernés : stratus, cirrostratus</p>
lenticularis	len	<p>lenticulaire : nuages en forme de lentilles ou d'amandes, souvent allongés et avec un pourtour bien défini, parfois irisé.</p>

		Nuages concernés : stratocumulus, altocumulus, cirrocumulus
fractus	fra	fragment : nuages en forme de lambeaux irréguliers ayant une apparence nettement déchiquetée. Nuages concernés : stratus, cumulus
humilis	hum	faible : cumulus de faible extension verticale, plat, plus long que haut. Nuage concerné : cumulus
mediocris	med	Moyen : cumulus d'extension verticale moyenne et dont le sommet montre de petites protubérances. Il est légèrement plus haut que large. Nuage concerné : cumulus
congestus	con	puissant : cumulus bourgeonnant présentant une grande extension verticale et dont la partie supérieure ressemble à un chou-fleur; instabilité marquée. Nuage concerné : cumulus
calvus	cal	dénudé : cumulonimbus dont les protubérances du sommet commencent à perdre leur apparence cumuliforme mais dans lequel on ne peut plus distinguer de parties cirriformes; le sommet est souvent "lisse comme un crâne" ou enveloppé d'une nappe uniformément lisse. Nuage concerné : cumulonimbus
capillatus	cap	chevelu : cumulonimbus présentant dans sa partie supérieure des zones cirriformes fibreuses ou striées, souvent en forme d'enclume, de panache ou d'une vaste masse de "cheveux" plus ou moins désordonnée. Ce phénomène apparaît généralement en fin de vie d'une cellule orageuse. Nuage concerné : cumulonimbus

Ces espèces sont elles-mêmes divisées en 8 variétés qui décrivent leur aspect visuel : undulatus, radiatus, perlucidus, etc.

On attribue également une forme caractéristique à certaines variétés de nuages en fonction des phénomènes annexes qui leur sont associés : virga, mamma, pannus, etc. La plupart de ces désignations sont associées à des nuages de pluie ou d'orage dont la base accuse des phénomènes très inhabituels lorsqu'elle descend tout près du sol en réaction à des effets orographiques, à des effets de sol, aux rafales, au gradient thermique, etc.

Enfin, le cas échéant, on désigne également le genre de nuages qui leur a donné naissance : cumulonimbogenitus, etc.

Variétés des nuages		
Nom	Abréviation	Description
intortus	in	tortueux : concerne les cirrus dont les filaments sont irrégulièrement recourbés et, souvent, de façon tortueuse.
vertebratus	ve	aspect d'une colonne vertébrale : concerne principalement des cirrus arrangés en forme de vertèbres, de côtes ou ressemblant au squelette d'un poisson, les filaments s'étendant à partir d'un axe, central ou non, plus dense ou noueux
undulatus	un	ondulé : nuages en forme de vagues et dont les éléments sont parfois séparés, parfois juxtaposés.
radiatus	ra	à structure radiale : nuages en bandes parallèles qui semblent converger vers un point à l'horizon
lacunosus	la	lacunaire : couche ou amas dans lequel on retrouve des orifices circulaires également distribués; ou encore, des amas ressemblant à un rayon à miel (avec des trouées)
duplicatus	du	sur plusieurs couches : nuages en couches ou nappe de dimension horizontale assez étendue distribués sur plusieurs niveaux; ils laissent transparaître le Soleil ou la Lune
translucidus	tr	translucide : nuages en couches peu épaisses laissant transparaître la lumière du Soleil ou de la Lune
perlucidus	pe	perlé : couche ou amas d'assez grande dimension avec des trouées distinctes, mais parfois assez petites, et qui laissent entr'apercevoir le Soleil, la Lune, le ciel ou d'autres nuages
opacus	op	opaque : couche ou amas d'assez grande dimension suffisamment épais pour masquer le Soleil ou la Lune.
Formes caractéristiques		
Nom	Abréviation	Description

incus	inc	incurvé, creusé
mamma	mam	renflements, mamelles à la base du nuage
virga	vir	avec précipitations en altitude
praecipitatio	pra	avec précipitations jusqu'au sol
arcus	arc	en forme d'arc, ou concentrique, avec rouleau à extension souvent horizontale
tuba	tub	tubulaire, en forme de colonne verticale ou inclinée
pileus	pil	en forme de chapeau, de hotte
velum	vel	en forme de voile, de dentelle
pannus	pan	morcellé, avec un grand morceau ou un bloc détaché souvent plus bas que la base normale du nuage

Ainsi que nous l'avons dit, les qualificatifs présentés dans ces tableaux ne s'appliquent pas partout et toujours ni à tous les genres de nuages. La plupart se contentent d'une détermination en genre et espèce : cirrus fibratus, cumulonimbus uncinus, stratocumulus stratiformis, etc.

Cette classification permet aux amateurs d'identifier plus facilement les nuages et aux observateurs-météorologistes de compléter leurs rapports d'observations, en particulier le groupe des nuages mentionné dans le groupe 8 du SYNOP.

3-2- 7-Descriptions des nuages du Groupe 8 (SYNOP)

- *Altitude des nuages*

Si vous avez des difficultés pour identifier un nuage, une solution consiste à essayer de déterminer son altitude par comparaison avec des couches nuageuses situées à d'autres niveaux. En identifiant une couche nuageuse située plus bas ou plus haut, vous aurez plus de facilité pour identifier celle posant problème.

D'un point de vue opérationnel, il est aussi très important de préciser le niveau auquel se situe la base et le sommet des nuages.

La partie de l'atmosphère dans laquelle se présentent habituellement les nuages a été divisée en trois étages :

- * supérieur
- * moyen
- * inférieur

Laissons pour l'instant de côté les nuages nacrés qui évoluent vers 25 et 85 km d'altitude pour une raison qui demeure encore largement inconnue. Nous traiterons ce sujet séparément en 3^{ème} page.

Les limites des "étages" de l'atmosphère sont fonction de l'altitude; le tableau ci-dessous donne ces limites pour les régions polaires, tempérées et tropicales (3' = 1m).

REGIONS			
Etages	Polaires	Tempérées	Tropicales
Supérieur	> 10000'	> 16000'	> 20000'
Moyen	6500 - 13000'	6500 - 23000'	6500 - 26000'
Inférieur	< 6500'	< 6500'	< 6500'

Les nuages d'un certain genre se retrouvent le plus fréquemment dans les étages suivants :

- Etage supérieur : cirrus (Ci), cirrocumulus (Cc), cirrostratus (Cs)
- Etage moyen : altocumulus (Ac), altostratus (As)
- Etage inférieur : stratocumulus (Sc), stratus (St)

C'est cette distribution qui a donné leur surnom aux familles de nuages : nuages bas, nuages moyens et nuages élevés.

Il y a 3 exceptions. Le nimbostratus (Ns) est presque invariablement observé au-delà de 2000 m d'altitude (6500'), dans l'étage moyen, mais il déborde généralement dans les deux autres étages lorsqu'il déverse ses précipitations.

Les cumulus (Cu) et cumulonimbus (Cb) ont habituellement leurs bases dans l'étage inférieur, mais sous l'effet d'une forte activité convective ils peuvent présenter une telle extension verticale que leurs sommets atteignent souvent l'étage supérieur.

Maintenant que nous avons classé les nuages en fonction de leur altitude ainsi qu'en différents genres, variétés et formes, nous pouvons également classer certains d'entre eux en fonction du processus physique qui leur donne naissance.

B- La formation des nuages

Nous pouvons classer les nuages en fonction du processus physique de leur formation (ascension orographique, convection, turbulence, ascension frontale) qui sont :

- Nuages formés par ascension orographique

Le soulèvement d'une masse d'air jusqu'à un niveau supérieur à son niveau de condensation provoque la formation de nuages. Le type de nuage formé dépend du caractère de stabilité de la masse d'air entraînée sur le relief. Nous distinguerons donc les nuages formés dans une masse d'air stable et ceux formés dans une masse d'air conditionnellement instable.

- Soulèvement d'air stable

Par définition l'air stable reprend sa position initiale dès que la cause du soulèvement disparaît. Au cours des différentes transformations adiabatiques la quantité totale d'eau (sous forme gazeuse ou liquide) demeure invariable.

En conséquence, la base du nuage est située au même niveau de part et d'autre du relief.

Les nuages lenticulaires constituent une variante des nuages formés par soulèvement d'air stable. Ce type de nuage se forme du fait d'une répartition verticale inégale de l'humidité. Lorsque le soulèvement intervient, des nuages se forment dans les couches d'air initialement plus humides, le niveau de condensation n'étant pas atteint pour les autres couches.

D'autre part, le mouvement ondulatoire des particules d'air engendré par le relief se propage sous le vent en s'amortissant progressivement. On peut donc observer parfois la formation de nuages lenticulaires à l'arrière d'un relief à chaque sommet de la trajectoire pour autant que le soulèvement y soit encore suffisant pour provoquer la condensation.

Ces formations n'ont bien sûr rien à voir avec les "rues de cumulus" que l'on observe dans les régimes anticycloniques ou à l'arrière d'un front froid.



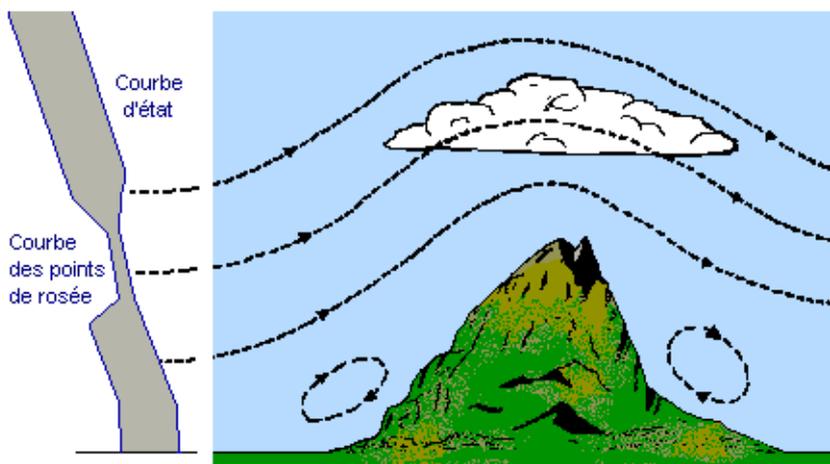
Nuages orographiques (stratocumulus lenticularis) au dessus du mont Shasta, du mont Fuji et du St Helens. Documents Mary Weiden/Komotv et Flickr.

- Soulèvement d'air conditionnellement instable

L'ascendance forcée sur le relief peut provoquer le déclenchement de l'instabilité dans une telle masse d'air.

Les nuages formés seront évidemment instables : du type cumulus ou cumulonimbus; les conditions qui y sont associées seront identiques à celles habituellement rencontrées avec les nuages d'orage.

La base du nuage sera donnée par le niveau de condensation des particules les plus basses entraînées sur le relief; leur sommet, par l'intersection de l'adiabatique saturée passant par le point de condensation avec la courbe d'état.



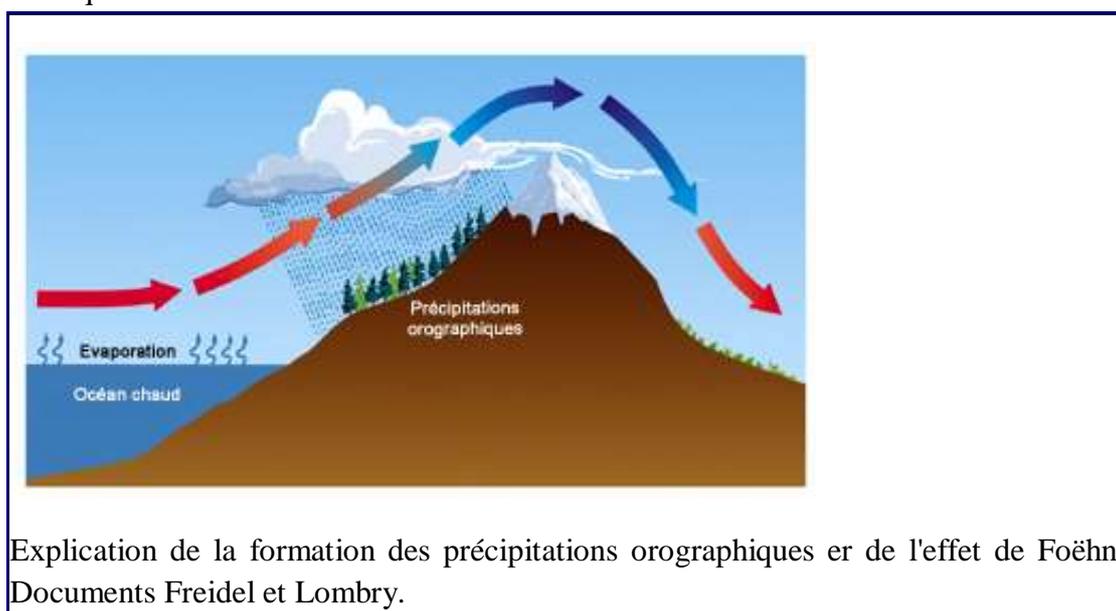
En effet, à ce niveau la température des particules ascendantes devient égale à la température de l'air environnant puisque l'adiabatique tracée représente la variation de température des particules qui s'élèvent.

- Effet de Foëhn

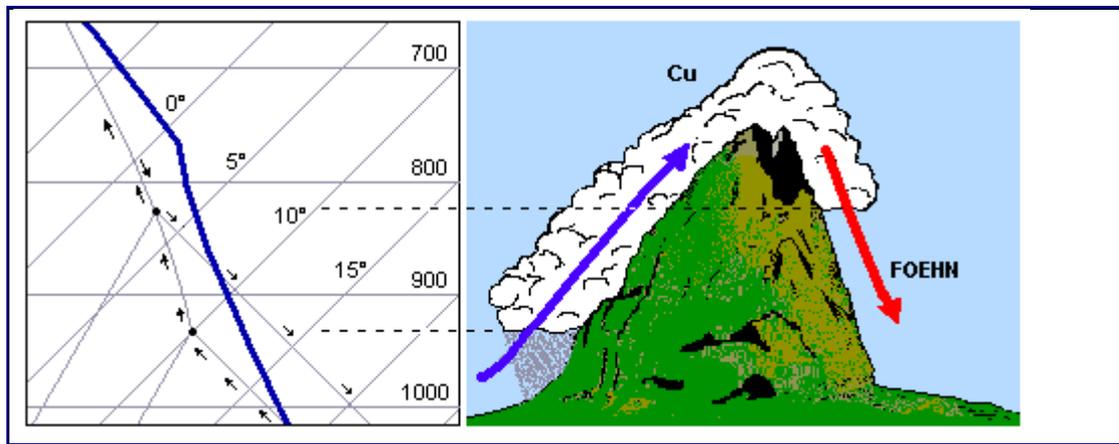
L'effet de Foëhn est une conséquence remarquable du passage d'une masse d'air sur un relief. Il est marqué par les effets suivants sous le vent du relief : une élévation de la base des nuages, une hausse de la température et une diminution de l'humidité relative. Bref, la masse d'air s'assèche en passant au-dessus du relief. Ceci explique pourquoi dans les Alpes par exemple le versant au vent est plus verdoyant et plus humide que le versant sous le vent.

- Elévation de la base des nuages

Au cours du soulèvement forcé sur le relief, la température des particules d'air inférieures diminue le long d'une adiabatique sèche jusqu'au niveau de condensation (base du nuage au vent du relief) et le long d'une pseudo-adiabatique saturée ensuite.



Explication de la formation des précipitations orographiques et de l'effet de Foëhn. Documents Freidel et Lombry.



Les précipitations qui interviennent sur le versant au vent du relief entraînent une diminution de la quantité d'eau liquide contenue dans le nuage. En conséquence, au cours de la descente le long du versant sous le vent du relief, l'évaporation de l'eau du nuage sera terminée plus tôt; de ce fait, la base du nuage se trouvera à un niveau plus élevé; c'est le chapeau du Foëhn.

- Hausse de la température

Lorsque l'évaporation est terminée, la température de l'air augmente le long d'une adiabatique sèche. la représentation graphique sur un diagramme thermodynamique des transformations subies montre de manière péremptoire l'augmentation de température - jusqu'à 10° - engendrée par le passage de l'air au-dessus du relief (températures T_1 à l'avant du relief; T_2 à l'arrière).

- Diminution de l'humidité relative

Les précipitations constituant une réduction de l'eau contenue dans les nuages, elles entraînent une diminution du rapport de mélange, w . De plus une augmentation du rapport de mélange saturant w_s résulte de la hausse de température; la diminution de l'humidité relative ($100.w/w_s$) est donc évidente.



Nuages (fractocumulus et stratus nebulosus opacus) associés à l'effet de Foëhn : à gauche en Suisse, à droite en Antarctique. Documents MAP et Cool Antarctica.

- Les nuages de convection

Le rayonnement solaire diurne entraîne un réchauffement progressif des couches d'air en contact avec le sol. Ce réchauffement se propage dans les basses couches de l'atmosphère dont la courbe d'état se modifie peu à peu en demeurant sensiblement parallèle aux adiabatiques sèches du fait de la turbulence. Toutefois, les couches d'air directement en contact avec le sol ont un gradient super adiabatique (leur courbe est inclinée vers la gauche des adiabatiques sèches), elles sont donc en instabilité absolue.

-Les nuages formés par turbulence

La turbulence peut être définie comme le résultat de tourbillons à axes horizontaux. Une turbulence plus ou moins régulière peut se rencontrer à n'importe quelle altitude tant en atmosphère claire que dans les nuages; elle est cependant une des caractéristiques des basses couches où elle est toujours présente pour peu que le vent au sol ne soit pas nul.

La turbulence provoque un mélange des couches d'air, distribue plus ou moins régulièrement la vapeur d'eau et apporte des changements adiabatiques dans les courants ascendants et descendants qu'elle provoque. Il est clair que chaque fois que l'humidité est suffisante, les mouvements ascendants dus à la turbulence peuvent provoquer la saturation et la formation de nuages.

Selon l'altitude de la couche turbulente, les nuages formés seront de l'un des types suivants : stratus, stratocumulus, altocumulus ou cirrocumulus. Certains cas de stratocumulus élevés et d'altocumulus s'expliquent par une couche turbulente due à un changement rapide de vent (en direction et/ou vitesse) avec l'altitude, c'est l'effet Kelvin-Helmholtz-Wellen, KHW.



L'effet Kelvin-Helmholtz-Wellen, KHW en abrégé, participe à la création des nuages formés par turbulence, y compris en ciel clair. A gauche un banc d'altostratus. A droite des cumulus congestus et des stratocumulus. Ci-dessous un banc de stratus et des altocumulus irisés. Documents Christian Barthlott/Wolkenatlas, Lynn, Brooks Martner/NOAA Wave Propagation Lab et Mats Mattson.



Les nuages bas qui se forment brusquement au lever du Soleil sont dus à une augmentation de la turbulence provoquée par le rayonnement solaire. Ces nuages disparaîtront plus ou moins rapidement en fonction de l'augmentation plus ou moins rapide de la température. Ils se transformeront généralement en stratocumulus et en cumulus ensuite; cependant, il est possible que dans certaines conditions il n'existe plus aucun nuage après leur disparition.

- *Les nuages frontaux*

Le processus de formation de ces nuages est identique à celui des nuages orographiques; de l'air plus froid remplaçant le relief étant à l'origine du soulèvement. Une description détaillée de ces nuages est donnée dans le chapitre consacré aux fronts et perturbations.

3-3- facteurs climatologiques

Par rapport au climat, les facteurs climatiques sont des facteurs écologiques liés aux circonstances atmosphériques et météorologiques dans une région donnée. Le facteur climatique intervient dans un biome qui est principalement caractérisé par le climat, en particulier par les températures et les précipitations. Les climats résultent de trois groupes de facteurs :

A- les facteurs cosmiques (la source d'énergie solaire : variation de l'activité solaire) ;

B- les facteurs planétaires (répartition de cette énergie en fonction de la sphéricité de la Terre, de ses mouvements ; de l'état, en même temps que du dynamisme de l'atmosphère) ;

C- les facteurs géographiques (les terres, le lien entre l'atmosphère et les océans, les reliefs, la végétation, les volcans, les installations humaines) ;

Le système climatique de la Terre est composé de trois groupes de facteurs. Le moteur de ce système est le Soleil, qui est notre propre source d'énergie. Ces éléments provoquent une circulation de l'air et des océans et contrôlent les processus d'évaporation et de précipitation, qui font partie du cycle de l'eau.

De nombreux facteurs, naturels ou d'origine humaine, déterminent le climat de la Terre. Le climat dépend de la redistribution de l'énergie du Soleil suivant les courants atmosphériques et océaniques. Les climats dépendent largement de la latitude, la longitude et de l'altitude. Ils sont également conditionnés par la proximité de grandes étendues d'eau, comme les océans ou les mers intérieures. D'une manière générale, notre climat est défini par l'interaction complexe de tous les éléments principaux : le Soleil, la terre, la mer, l'air, la calotte glaciaire de la Terre, la faune et les autres formes de vie.

4- Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents

4-1- Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents (Alizés, vent d'ouest, vents polaires)

L'air d'une haute pression se déplace toujours vers une zone de basse pression. Il en résulte un déplacement de l'air: du vent. Ce mouvement de l'air est appelé aussi cellule de convection. Si on suppose que la terre est immobile et la température constante, il y'aura pas du vent. De l'air froid et de l'air chaud se sont rencontrés donnant ainsi lieu à la formation d'un déplacement d'air appelé vent. On identifie les vents en fonction de leur provenance grâce à la rose des vents. On les classe ensuite en vents constants s'il souffle de manière assez continue dans la même direction (exemple : alizés et contre-alizés). A contrario, on parle de vents périodiques s'il se produit en alternance et avec une certaine régularité dans des directions opposées (exemple : moussons).

4-1-1-Mouvements à grande échelle

L'ensemble des trois cellules convectives (équatoriale, tempérée et polaire) provoque une série de mouvements circulaires de l'air qui enveloppent toute la planète et produisent les vents planétaires.

L'unique moteur de la circulation atmosphérique est l'ensoleillement. Sous les contraintes de la gravité, de la poussée d'Archimède et de la force de Coriolis due à la rotation de la Terre, les différences de température entre l'équateur et les pôles font circuler l'air tout autour de la Terre. Cette circulation globale, impulsée dans les régions tropicales par les vents alizés, possède une organisation bien définie dans chaque hémisphère : trois cellules convectives dans les plans méridiens sont associées à cinq vents le long de parallèles, le faible courant d'est équatorial au voisinage de l'équateur et à faible altitude, et dans chaque hémisphère deux vents d'ouest, le jet stream polaire à une latitude proche de $\pm 60^\circ$ et en haute altitude, ainsi que le jet stream subtropical, moins rapide que le premier, situé à des latitudes voisines de $\pm 30^\circ$ et, lui aussi, en haute altitude. Dans leur mouvement, ces masses d'air transportent et redistribuent à la fois la chaleur transmise par les continents et l'humidité produite par évaporation au-dessus des océans

-Première boucle : la cellule de Hadley

Dans la région équatoriale surchauffée, qui voit le soleil au zénith, l'air est allégé. Comme la fumée sortant d'une cheminée, il s'élève vers le haut de la troposphère et aspire l'air situé tout autour, engendrant ainsi des vents qui convergent vers l'équateur. Puisque la Terre tourne, ceux-ci sont affectés par la force de Coriolis. L'air venant du nord **est** dévié vers la droite, celui venant du sud l'est vers la gauche. La convergence de ces vents alizés au voisinage du sol ou de la mer engendre le courant d'est équatorial, vent régulier, relativement lent puisque sa vitesse est de l'ordre de 20 km/h, mais qui fut suffisant pour pousser les goélettes de Christophe Colomb d'Espagne vers les Antilles et le Venezuela.

Le courant ascendant des alizés se charge en humidité lors de son passage au-dessus des océans. En traversant la troposphère il se refroidit et s'assèche par condensation dans les hautes altitudes, et il perd progressivement sa quantité de mouvement dans sa lutte contre la gravité. Il ne parvient pas à dépasser l'altitude de la tropopause, très stable, qui recouvre la troposphère comme une sorte de couvercle. Toutefois, à cette altitude voisine de 15 km, son débit massique doit être conservé. Ceci n'est possible que si sa trajectoire se courbe sous la forme de vents horizontaux orientés, soit vers le nord, soit vers le sud, selon l'hémisphère, formant ainsi deux cellules convectives. George Hadley (1685-1768), avocat anglais et météorologiste amateur des années 1730, bien antérieures aux travaux de Gustave-Gaspard Coriolis (1792-1843), pensait que ces courants de haute altitude étaient dirigés suivant les méridiens et atteignaient les régions polaires où, refroidis et alourdis, ils pouvaient plonger vers le sol. Il n'en est rien puisque, bien avant qu'ils atteignent les pôles, la force de Coriolis a pour effet de tordre leurs trajectoires, systématiquement vers l'est, dans l'hémisphère nord comme dans l'hémisphère sud.

Cette pseudo-force (lire Le rôle clé des alizés) les empêche donc de demeurer dans les plans méridiens et impose une circulation atmosphérique en hélice au sein de cette cellule de Hadley illustrée sur la figure 2. L'influence de la rotation terrestre limite ainsi l'étendue de cette cellule de Hadley à des latitudes voisines de $\pm 30^\circ$.

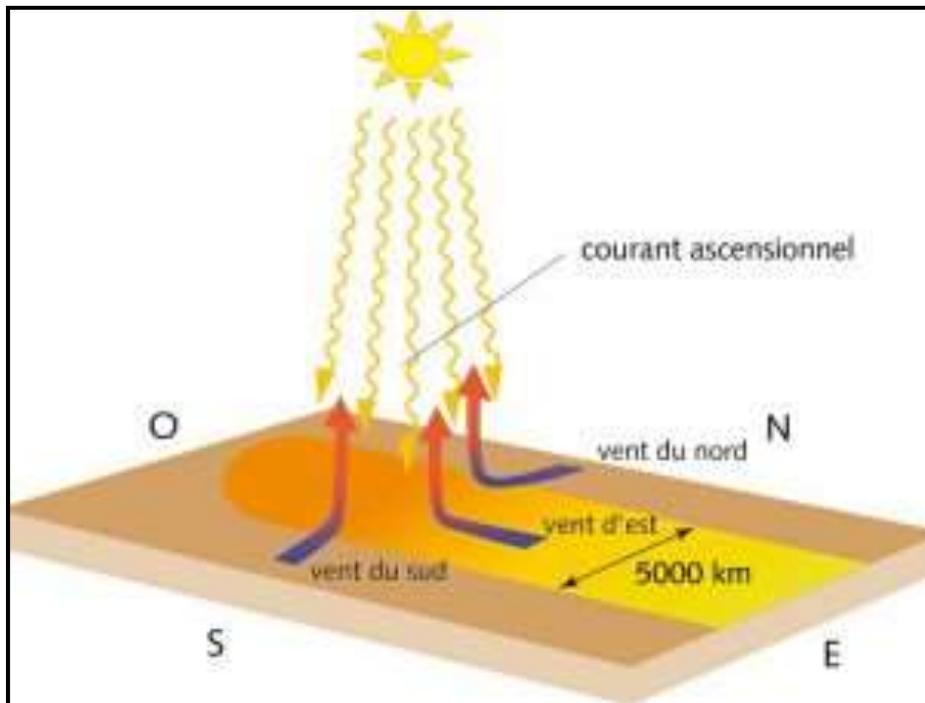


Figure. Illustration du mécanisme moteur des vents alizés, de leur convergence vers l'équateur pendant les équinoxes, et du mouvement ascensionnel résultant de l'allègement de l'air surchauffé, d'après L'air et l'eau, 2013.

-Plus au nord : cellules polaires et cellules de Ferrel

Au-dessus des régions polaires une circulation convective analogue à celle de la cellule de Hadley est imposée par la chute de l'air froid, asséché et alourdi, qui arrive du haut de la troposphère, plus mince à cette latitude (environ 7 à 8 km) qu'aux latitudes tropicales (environ 15 km). Or la force de Coriolis est maximale près des pôles, où l'axe de la rotation terrestre est dirigé suivant la verticale ; en conséquence, son influence est nettement plus grande que sur la cellule de Hadley, située au voisinage de l'équateur où l'axe de rotation est au contraire presque horizontal. C'est pourquoi la circulation convective au voisinage des pôles demeure contenue entre ceux-ci et les parallèles à $\pm 60^\circ$. Ainsi, entre les latitudes extrêmes de la cellule de Hadley ($\pm 30^\circ$) et de la cellule polaire ($\pm 60^\circ$), entraînée par leurs mouvements respectifs, apparaît la cellule (figure 2) découverte par le météorologue américain William Ferrel (1817-1891), qui porte désormais son nom.

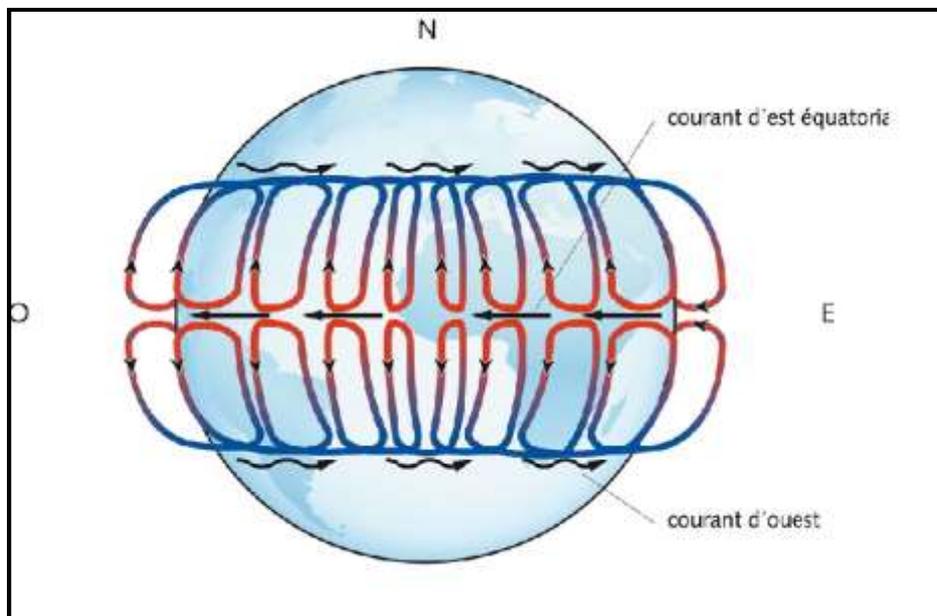


Figure. Allure en hélice des courants de la cellule de Hadley dans sa position lors des équinoxes.

Le courant d'est équatorial, lent et stable, est représenté par des flèches droites. Le courant d'ouest ou jet stream, plus rapide et plus instable, est représenté par des flèches ondulées. D'après L'air et l'eau, 2013.

Dans chaque hémisphère, on peut noter la présence de deux régions où l'air plonge vers le sol après s'être refroidi et asséché en altitude. Près des pôles, cette arrivée d'air sec conduit à la formation des déserts arctiques et antarctiques. Entre les cellules de Hadley et de Ferrel, elle engendre la ceinture de déserts situés entre les tropiques et les régions tempérées : déserts du sud des Etats-Unis, Sahara et désert de Gobi dans l'hémisphère nord, désert d'Australie et hauts plateaux andins dans l'hémisphère sud. Au contraire, les zones d'ascendance, situées près de l'équateur pour l'une et entre la cellule polaire et la cellule de Ferrel pour l'autre, sont soumises à de fortes précipitations. En effet, dans l'air chargé d'humidité au niveau de la mer, qui se refroidit et se détend en s'élevant vers les hautes altitudes où la température et la pression diminuent fortement, la condensation forme des gouttes assez lourdes pour amener des pluies. Celles-ci sont fréquentes et abondantes, ce qui explique à la fois la végétation luxuriante autour de l'équateur et la fertilité des sols aux latitudes tempérées.

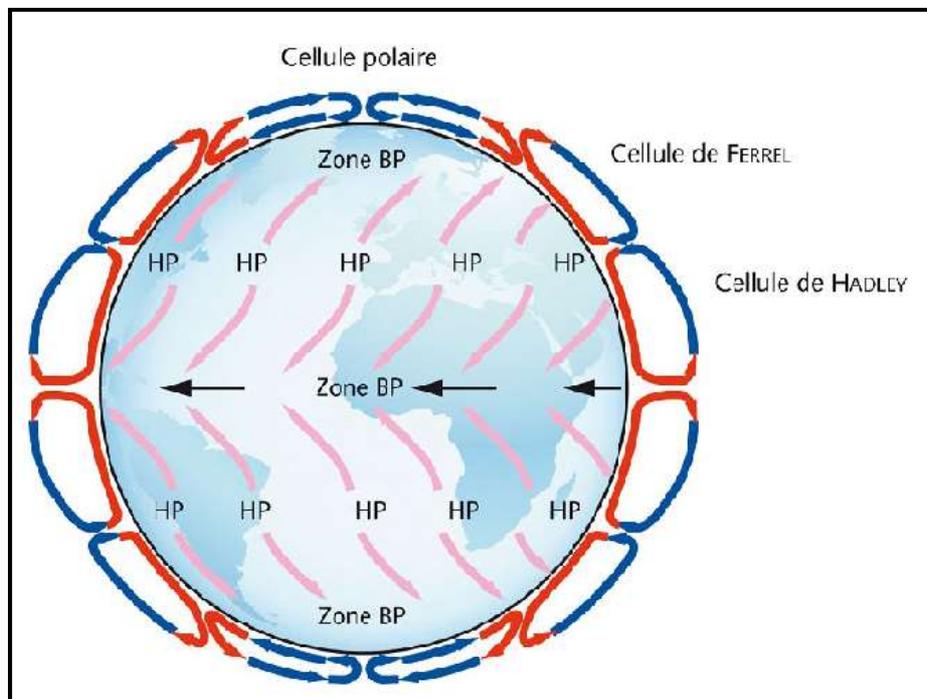


Figure. Représentation synthétique de la circulation atmosphérique globale. BP : région en dépression relative, HP : région en haute pression où s'installe le jet stream subtropical. Les flèches roses incurvées montrent la déviation des vents due à la force de Coriolis, vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud. La troposphère n'est pas représentée à l'échelle du globe terrestre, de façon à montrer son épaisseur, presque deux fois plus grande vers l'équateur (12 à 15 km) que près des pôles (7 à 8 km) sous l'effet de la convection.

-Les jets streams

Dans chaque hémisphère, au-dessous de la tropopause (à une altitude de l'ordre de 8 à 10 km au-dessus du niveau moyen des mers), de part et d'autre des cellules de Ferrel et à haute altitude, apparaissent des vents d'ouest qui circulent tout autour de la planète en oscillant au voisinage d'une latitude moyenne. Fraction importante de la circulation atmosphérique, ces vents sont souvent désignés par leur nom anglais, les *jet streams* ; ils sont plus rarement appelés rubans thermiques ou courants jets. Ils ont été découverts par le météorologue japonais Oishi Wasaburo en 1920 et décrits dans un rapport écrit en espéranto de façon à ce qu'il soit accessible à un grand nombre de lecteurs. Ces vents d'ouest en est sont engendrés par la force de Coriolis dans les régions étroites marquées à la fois par une forte différence de température entre l'air chaud situé au sud et l'air froid situé au nord, et par de fortes différences de pression. Le mécanisme qui les crée est expliqué dans l'article plus détaillé Les jet streams. Contrairement au lent courant d'est équatorial, le *jet stream* polaire est très rapide, (vitesse entre 100 et 300 km/h), et très turbulent, tandis que le *jet stream* des régions tropicales est encore lent (50 à 100 km/h) et plus stable. Cette différence de vitesse entre eux et par rapport au lent vent d'est équatorial provient d'un mécanisme subtil, lié à la force de Coriolis, qui ne fut compris qu'à la fin du 19e siècle par William Ferrel. La grande vitesse du *jet stream* polaire et la vitesse plus modérée du *jet stream* tropical résultent de la conservation d'une grandeur mécanique tout à fait spécifique aux milieux tournants, le moment cinétique (Les lois de la dynamique). Cette grandeur mécanique est le produit de la vitesse absolue du vent, somme de la vitesse de la Terre et de la vitesse relative du vent par rapport à la Terre, par la distance à l'axe de la Terre. En bref, à cette altitude

où le frottement sur le sol est négligeable, une grande vitesse du vent est nécessaire aux latitudes les plus élevées pour compenser la plus faible distance à l'axe de rotation de la Terre.

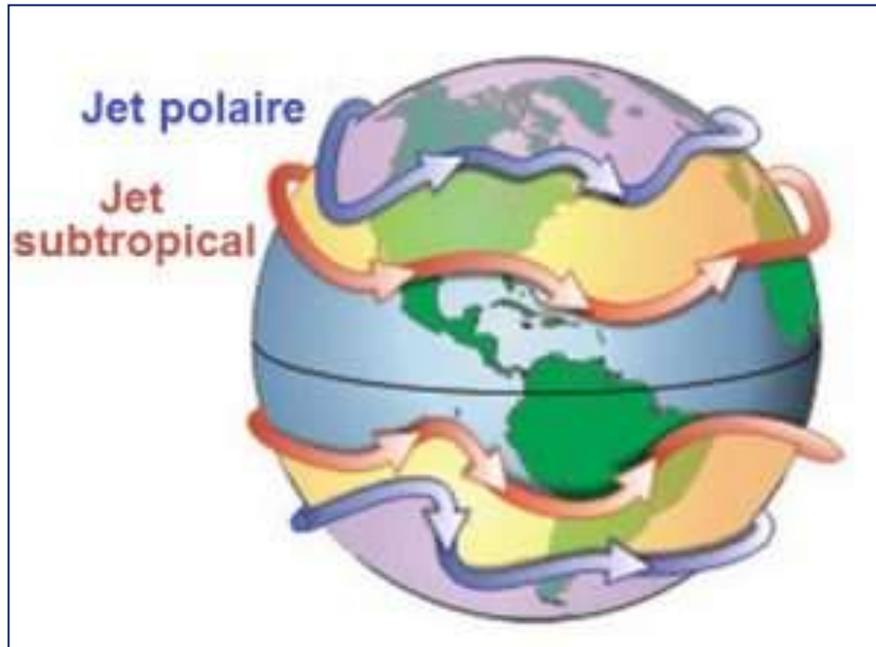


Figure. Allure typique des jet streams autour du globe terrestre, circulant d'ouest en est, de part et d'autre de la cellule de Ferrel (couleur jaune). Le jet stream polaire (couleur bleue) est le plus rapide (sa vitesse peut atteindre 300 km/h) et le plus instable des deux. Il est évité par les vols transatlantiques vers l'ouest, au contraire recherché par les vols vers l'est. La vitesse du jet stream subtropical ne dépasse jamais 100km/h.

-Messages à retenir

L'air des régions tropicales, chauffé par le rayonnement solaire et ainsi allégé, s'élève vers le haut de la troposphère. Ce faisant, il aspire les vents alizés qui convergent du nord et du sud vers l'équateur en créant le courant d'est équatorial et une ascendance qui entraîne la formation de la cellule de Hadley dans les plans méridiens.

La rotation de la Terre, modélisée par la force de Coriolis, limite l'étendue de la cellule de Hadley à des latitudes voisines de 30° au nord comme au sud. Dans la partie la plus haute de la troposphère l'air est détourné vers l'est, ce qui engendre dans chaque hémisphère un jet stream subtropical relativement lent (moins de 100 km/h).

Entre les pôles et les parallèles à $\pm 60^\circ$, les différences de température imposent une circulation analogue à celle de la cellule de Hadley, ce qui entraîne la formation des cellules polaires où les vents au voisinage du sol sont orientés du pôle vers les régions tempérées.

Entre chaque cellule de Hadley et la cellule polaire du même hémisphère, apparaît par continuité la cellule de Ferrel où le vent dominant au niveau du sol est orienté en direction du pôle le plus proche.

Au sommet de la troposphère la transition entre cellule de Ferrel et cellule polaire est nettement plus influencée par la force de Coriolis que celle entre cellule de Hadley et cellule de Ferrel. Ceci donne lieu aux jets streams polaires, orientés eux aussi vers l'est. Ces jet streams sont rapides (de 100 à 300 km/h) et leurs trajectoires sont assez instables.

Les vents planétaires dominants à basse altitude : dans cette famille, on distingue trois grands groupes de vents constants :

les alizés (ou vents d'est tropicaux)

- Les vents d'ouest
- Les vents d'est polaires

A- Vent Alizé : est un vent régulier des régions intertropicales (entre 23°27' nord et 23°27' sud), soufflant d'est en ouest de façon régulière des hautes pressions subtropicales (crête subtropicale) vers les basses pressions équatoriales (zone de convergence intertropicale). Dans l'hémisphère nord, il souffle du nord-est vers le sud-ouest, dans l'hémisphère sud du sud-est vers le nord-ouest. Les alizés s'étendent depuis le niveau de la mer (0 m) jusqu'à 1 500 ou 2 000 mètres d'altitude. C'est seulement à partir de 6 000 m d'altitude que la direction des vents s'inverse. Il faut également distinguer :

- les alizés continentaux qui traversent les terres émergées
- les alizés océaniques qui soufflent au-dessus des océans.

Les premiers sont des vents secs et entretiennent l'aridité des régions sur lesquelles ils soufflent, tandis que les seconds se chargent d'humidité et jouent un rôle fondamental dans le soulèvement à très haute altitude de l'air équatorial par convection humide. Les alizés océaniques se caractérisent aussi par une vitesse modérée et constante de l'ordre de 20 km/h.

B- Vent d'Ouest : Ces vents font partie de la cellule tempérée et soufflent de hautes pressions tropicales vers les basses pressions péripolaires (60e parallèle) dont l'Europe fait partie. Leur mouvement est opposé à celui des alizés dans l'hémisphère nord, ils soufflent ainsi du sud-ouest au nord-est et dans l'autre hémisphère, du nord-ouest au sud-est.

C- Vents polaires : Ils appartiennent à la cellule polaire. Il souffle dans la même direction que les alizés et donc à l'opposé des vents d'ouest. La zone entre ces deux derniers types de fonds est dite 'front polaire' et elle est caractérisée par des courants ascensionnels.

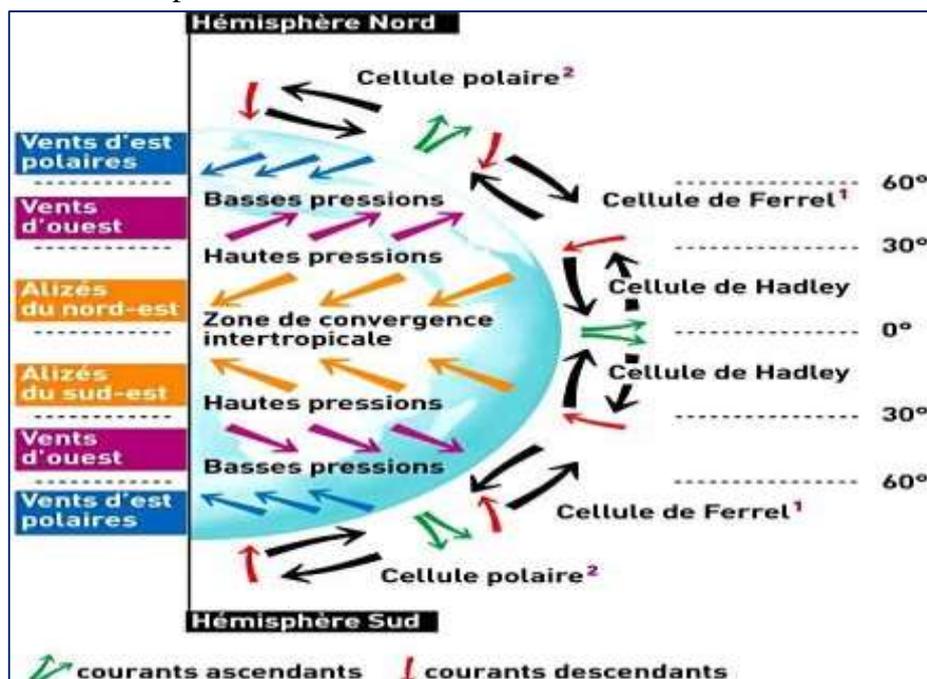


Figure. Vue idéalisée des trois grands groupes de vents constants : les alizés (ou vents d'est tropicaux), Les vents d'ouest et les vents d'est polaires.

4-1-2- Mouvements à moyenne échelle

On nomme aussi ses mouvements "perturbations cycloniques". Ils sont occasionnés par les différences de réchauffement entre la terre et la mer. Ils mesurent aux alentours de 500 à 1200 km et leurs vents principaux sont les moussons et les cyclones.

A- Mousson : Ce sont des vents saisonniers caractéristiques des régions asiatiques. Pendant l'été, il souffle de la mer vers les côtes, et le contraire en hiver. Dans tous les cas, ils apportent de fortes précipitations et ils sont souvent la cause de catastrophes naturelles dans les zones situées au sud de l'Asie, plus particulièrement en Inde, au Bangladesh, en Birmanie, en Thaïlande et aux Philippines. Le phénomène de moussons s'apparente, à grande échelle, à celui des brises. Il émane des changements des systèmes de pression barométrique d'une saison à l'autre.

Au cours de l'hiver dans l'hémisphère nord, un air sec et dense détermine une puissante zone anti-cyclonique en Sibérie. De forts vents de nord-est soufflent vers la mer, ce sont les moussons sèches.

En été, la terre se réchauffe plus rapidement que la mer. L'anticyclone faiblit. A sa place, une dépression se développe et attire des vents marins de sud-ouest, qui s'accompagnent de très fortes pluies, ce sont les moussons humides.

La mousson revient chaque année, mais il arrive parfois qu'elle ne se manifeste pas ou que les pluies soient peu importantes. Les conséquences sont alors catastrophiques pour les agriculteurs dont les récoltes dépendent fortement des précipitations.

B-Cyclones : Il s'agit de fortes perturbations atmosphériques créées par les fronts et la pression atmosphérique. On distingue deux catégories, les cyclones extra-tropicaux et les cyclones tropicaux (Tempêtes).

4-1-3-Mouvements à petite échelle (vents locaux)

On les appelle vents locaux car ils soufflent sur une petite étendue. Voici les vents locaux les plus connus :

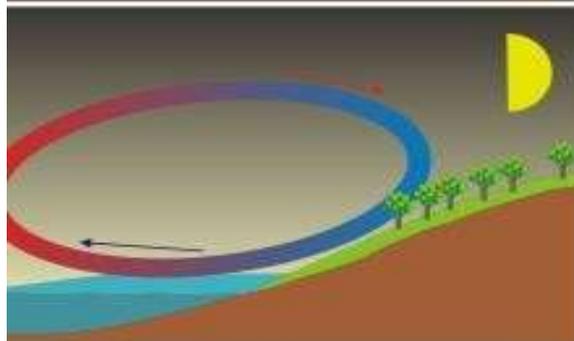
A-Le mistral : vent frais ou froid, souvent violent, qui concerne le nord du bassin de la Méditerranée occidentale.

B-Le sirocco : vent saharien violent, très sec et très chaud qui souffle sur l'Afrique du Nord et le sud de la mer Méditerranée.

C-Brises de mer : Une brise de mer est un type de vent qui se manifeste localement (à petite échelle). Il s'agit d'un vent qui souffle de la mer vers la terre (la plage) pendant la journée. En fait, le jour, les rayons du Soleil plombent sur le sable et réchauffent le sol. L'air qui touche le sol brûlant devient alors lui aussi plus chaud. L'air chaud est moins dense que l'air froid. Il s'élève donc et laisse au-dessus du sable une zone de basse pression.



D-Brises de terre : Il s'agit d'un vent qui souffle de la terre (la plage) vers la mer durant la nuit. En fait, la nuit, les rayons du Soleil ne réchauffent plus le sable, le rendant ainsi plus froid. L'air qui touche ce sable est alors lui aussi refroidi. L'air froid étant plus dense que l'air chaud, il en résulte une zone de haute pression au-dessus de la plage.



5- L'air et la structure et dynamique des couches

Atmosphère. du grec *atmos* -vapeur humide- et *sphère* On entend souvent par le terme atmosphère, la première de ses couches, à savoir la troposphère. L'atmosphère est une enveloppe gazeuse fondamentale à l'existence des êtres vivants et de la vie en milieu terrestre. Celle-ci joue également un rôle majeur dans le cycle de l'eau. (Évaporation = Précipitation).

L'atmosphère terrestre est l'enveloppe gazeuse entourant la Terre solide. L'air sec se compose de 78,08 % d'azote, 20,95 % d'oxygène, 0,93 % d'argon, 0,039 % de dioxyde de carbone et des traces d'autres gaz. L'atmosphère protège la vie sur Terre en absorbant le rayonnement solaire ultraviolet, en réchauffant la surface par la rétention de chaleur (effet de serre) et en réduisant les écarts de température entre le jour et la nuit.

Il n'y a pas de frontière définie entre l'atmosphère et l'espace. Elle devient de plus en plus ténue et s'évanouit peu à peu dans l'espace. L'altitude de 120 km marque la limite où les effets atmosphériques deviennent notables durant la rentrée atmosphérique. La ligne de Kármán, à 100 km, est aussi fréquemment considérée comme la frontière entre l'atmosphère et l'espace.

5-1- Description de l'atmosphère terrestre

La limite entre l'atmosphère terrestre et l'atmosphère solaire n'est pas définie précisément : la limite externe de l'atmosphère correspond à la distance où les molécules de gaz atmosphérique ne subissent presque plus l'attraction terrestre et les interactions de son champ magnétique. Ces conditions se vérifient à une altitude qui varie avec la latitude - environ 60 km au-dessus de l'équateur, et 30 km au-dessus des pôles. Ces valeurs ne sont toutefois qu'indicatives : le champ magnétique terrestre, en effet, est continuellement déformé par le vent solaire. L'épaisseur de l'atmosphère varie donc notablement. En outre, comme l'eau des océans, l'atmosphère subit l'influence de la rotation du système Terre-Lune et les interférences gravitationnelles de la Lune et du Soleil. Comme les molécules de gaz, plus légères et moins liées entre elles que les molécules de l'eau de mer, ont de grandes possibilités de mouvement, les marées atmosphériques sont des phénomènes beaucoup plus considérables que les marées océaniques.

La plus grande partie de la masse atmosphérique est proche de la surface : l'air se raréfie en altitude et la pression diminue ; celle-ci peut être mesurée au moyen d'un altimètre ou d'un baromètre.

L'atmosphère est responsable d'un effet de serre qui réchauffe la surface de la Terre. Sans elle, la température moyenne sur Terre serait de -18 °C, contre 15 °C actuellement. Cet effet de serre découle des propriétés des gaz vis-à-vis des ondes électromagnétiques.

5-2- Composition chimique détaillée.

Les gaz de l'atmosphère sont continuellement brassés, l'atmosphère n'est pas homogène, tant par sa composition que par ses caractéristiques physiques.

Au niveau de la mer, l'air est principalement composé de 78,1 % d'azote, 20,9 % d'oxygène, 0,93 % d'argon et de 0,034 % de dioxyde de carbone pour les gaz majeurs. Toutefois, il comporte aussi des traces d'autres éléments chimiques, les gaz mineurs, dont la proportion varie avec l'altitude. Les gaz à effet de serre majeurs sont la vapeur d'eau, le méthane, l'oxyde d'azote et l'ozone. Les concentrations en dioxyde de carbone s'élèvent, en 2007, à 0,0382 %, soit 382 ppm alors qu'en 1998, elle était de 345 ppm.

D'autres éléments d'origine naturelle sont présents en plus faible quantité, dont la poussière, le pollen et les spores. Plusieurs polluants industriels sont aussi présents dans l'air, tels que le chlore (élémentaire ou composé), le fluor (composé), le mercure et le soufre (en composé tel que le SO₂).

Composition de l'atmosphère « sèche »

ppmv: partie par million en volume

Gaz	Volume
Diazote (N ₂)	780 840 ppmv (78,084 %)
Dioxygène (O ₂)	209 460 ppmv (20,946 %)
Argon (Ar)	9 340 ppmv (0,9340 %)
Dioxyde de carbone (CO ₂)	386 ppmv(0,0386 %) (en février 2009)
Néon (Ne)	18,18 ppmv
Hélium (He)	5,24 ppmv
Méthane (CH ₄)	1,745 ppmv
Krypton (Kr)	1,14 ppmv
Dihydrogène (H ₂)	0,55 ppmv

À rajouter à l'atmosphère sèche :

Vapeur d'eau (H ₂ O)	De <1 % à ~4 % (très variable)
---------------------------------	--------------------------------

Composants mineurs de l'atmosphère

Gaz	Volume
<u>Monoxyde d'azote</u>	0,5 ppmv
<u>Xénon</u>	0,09 ppmv
<u>Ozone</u>	0,0 à 0,07 ppmv
<u>Dioxyde d'azote</u>	0,02 ppmv
<u>Iode</u>	0,01 ppmv
<u>Monoxyde de carbone</u>	traces
<u>Ammoniac</u>	traces

5-3- Structure thermique atmosphérique et couches.

L'atmosphère est divisée en plusieurs couches d'importance variable : leurs limites ont été fixées selon les discontinuités dans les variations de la température, en fonction de l'altitude. De bas en haut :

A- La troposphère : La couche atmosphérique en contact avec la surface de la terre constitue la troposphère. Elle s'étend entre 6 et 18 km d'altitude, plus épaisse à l'équateur, non pas en raison du mouvement centrifuge de la Terre mais suite à l'activité convective.

En effet, l'accélération de la force de gravité est de 9.78 m/s^2 à l'équateur contre 9.83 m/s^2 aux pôles. Cette différence de 0.5% est insuffisante pour expliquer ce bourrelet équatorial. L'atmosphère est plus épaisse à l'équateur car dans la zone intertropicale de convergence (ITCZ), l'activité convective est très forte suite au forçage radiatif solaire dans les basses couches, générant des mouvements rapides ascendants, poussant la tropopause vers le haut.

Aux latitudes élevées au contraire, le bilan radiatif est négatif en surface et la colonne d'air est généralement stable. Il n'y a donc pas de mouvements convectifs ou ils sont insuffisants pour pousser la troposphère vers le haut, d'où sa faible épaisseur.

50% de la masse de l'atmosphère (et de son oxygène), soit environ 2 millions de tonnes de particules d'air se trouve en-dessous de 5 km d'altitude et 90% se trouve dans la troposphère. On observe donc une chute drastique de la pression à partir de la tropopause, où elle passe de 250 à 1 mb entre 11 et 50 km d'altitude.

La troposphère est le siège des hydrométéores (nuages, pluie, neige...) et se caractérise par une décroissance constante de la température avec l'altitude. On peut toutefois y trouver des couches de faibles épaisseurs où la température croît avec l'altitude (inversion de température).

L'air de la troposphère présente une composition remarquablement homogène suite au brassage continu de l'air dans cette partie de l'atmosphère. L'absence de stratification (d'étagement) s'explique en raison de l'agitation thermique (turbulence). Au repos l'énergie cinétique des molécules est proportionnelle à la température ambiante ($3/2kT$, avec k la constante de Boltzmann et T la température exprimée en Kelvin). Cet effet dépasse largement la différence d'énergie potentielle de gravité. C'est pourquoi l'agitation thermique suffit à maintenir le mélange homogène sur une grande hauteur.

Sachant que la composition d'un milieu gazeux suit la loi statistique de Maxwell-Boltzmann caractérisant la distribution des particules selon leur énergie. C étant la concentration du gaz considéré (N_2 , O_2 , etc).

Nous verrons que la stratification se produit malgré tout à très haute altitude, raison pour laquelle la Terre perd notamment son hydrogène.

La limite supérieure de la troposphère est la tropopause qui divise arbitrairement la troposphère de la stratosphère. Aux latitudes moyennes (45°) cette limite se situe vers 11 km d'altitude où nous observons un changement drastique de température. Aux pôles la température de la tropopause est de -45° C mais elle descend à -80° C à l'équateur en raison de l'épaisseur plus importante de l'atmosphère.

Aux latitudes moyennes la tropopause subit des variations d'altitude très importantes, oscillant entre 7 et 13 km en fonction de la situation atmosphérique générale (des mouvements des systèmes synoptiques de hautes et basses pressions), des saisons et des types de masse d'air.

B- La stratosphère : Au-dessus de la troposphère et de la tropopause, les sondages aérologiques montrent une augmentation de la température avec l'altitude; on observe une inversion. Cette augmentation est telle qu'on retrouve pratiquement la température au sol à 50 km d'altitude, c'est la stratosphère.

Son nom n'est plus du tout approprié. En effet, à l'origine on pensait que le brassage de l'air était très faible et insuffisant pour maintenir l'uniformité de la composition de l'air et que la diffusion par l'effet de la gravité conduisait à une séparation des gaz en fonction de leur poids atomique, conduisant à une

stratification de cette région. Or on a découvert que la stratosphère subissait au contraire des mouvements encore plus turbulents que la troposphère. On y observe notamment le phénomène aéronautique de CAT (clear air turbulence) et des turbulences induites par des ondes de gravité (dus au relief) sporadiques dont la longueur d'onde peut atteindre 35 km.

Toutefois du fait de cette inversion importante de température qui commence à la tropopause, on observe également une chute de la quantité d'humidité contenue dans l'air. Ces deux facteurs se conjuguent pour empêcher ou interrompre toute évolution verticale des particules d'air humide ou des nuages de poussières; leurs mouvements ascendants sont bloqués, il n'y plus de mouvements convectifs, la masse d'air se stabilise, s'assèche et se stratifie.

Ceci s'applique bien sûr aux masses d'air et aux nuages. Mais il existe un autre phénomène qui se moque de cette inversion de température et de ces conditions super adiabatiques, ce sont les éruptions volcaniques.

C-Thermosphère et exosphère :

Passé la stratopause, à partir d'environ 85 km d'altitude nous entrons dans la thermosphère, également appelée l'atmosphère supérieure. Elle est divisée en trois zones, l'ionosphère entre 85 et 350 km, la métasphère entre 350 et 500 km et la protosphère entre 500 et 800 km d'altitude. Elle est délimitée dans sa partie supérieure par la thermopause.

Selon le Naval Research Laboratory (NRL), du fait de l'augmentation du gaz carbonique dans l'atmosphère, la thermosphère s'est refroidie et s'est contractée ces dernières années au point que sa densité s'est réduite de 10% en 35 ans.

Au-dessus de la thermopause, entre 800 et 10000 km d'altitude, nous sommes dans la couche extérieure de l'atmosphère terrestre, c'est l'exosphère où des particules libres et les gaz les plus légers peuvent s'échapper dans l'espace.

Ces valeurs d'altitudes sont données à titre indicatif car elles dépendent de la latitude et de l'activité solaire. Des variations de 50 à 100 km ne sont pas exceptionnelles.

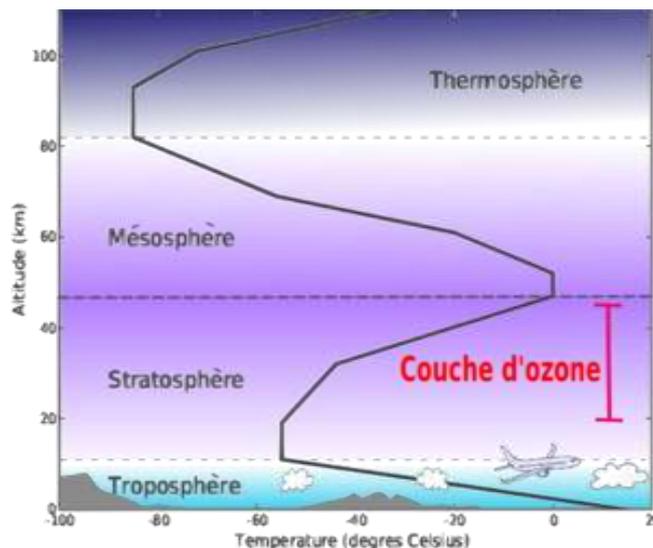


Figure. Coupe verticale de l'atmosphère terrestre

5-4- Couche d'ozone

Bien que faisant partie de la stratosphère, la couche d'ozone est considérée comme une couche en soi parce que sa composition chimique et physique est différente de celle de la stratosphère. L'ozone (O_3) de la stratosphère terrestre est créé par les ultraviolets frappant les molécules de dioxygène (O_2), les séparant en

deux atomes distincts (de l'oxygène) ; ce dernier se combine ensuite avec une molécule de dioxygène (O₂) pour former l'ozone (O₃). L'O₃ est instable (bien que, dans la stratosphère, sa durée de vie est plus longue) et quand les ultraviolets le frappent, ils le séparent en O₂ et en O. Ce processus continu s'appelle le cycle ozone-oxygène. Il se produit dans la couche d'ozone, une région comprise entre 10 et 50 km au-dessus de la surface. Près de 90 % de l'ozone de l'atmosphère se trouve dans la stratosphère. Les concentrations d'ozone sont plus élevées entre 20 et 40 km d'altitude, où elle est de 2 à 8 ppm.

5-5- Pression et épaisseur de l'atmosphère terrestre

La pression atmosphérique moyenne, au niveau de la mer, est de 1 013 hectopascals ; la masse atmosphérique totale est de $5,1480 \times 10^{18}$ kg.

La pression atmosphérique est le résultat direct du poids total de l'air se trouvant au-dessus du point où la pression est mesurée. La pression de l'air varie en fonction du lieu et du temps, car la quantité et le poids d'air varient suivant les mêmes paramètres. Toutefois, la masse moyenne au-dessus d'un mètre carré de la surface terrestre peut être calculée à partir de la masse totale de l'air et la superficie de la Terre. La masse totale de l'air est de 5 148 000 gigatonnes et la superficie de 51 007,2 mega hectares. Par conséquent $5148000/51007,2 = 10,093$ tonnes par mètre carré. Ceci est environ 2,5 % inférieur à l'unité standardisée officielle de 1 atm représentant 1 013,25 hPa, ce qui correspond à la pression moyenne, non pas au niveau de la mer, mais à la base de l'atmosphère à partir de l'élévation moyenne du sol terrestre.

Si la densité de l'atmosphère restait constante avec l'altitude, l'atmosphère se terminerait brusquement vers 7,81 km d'altitude. La densité décroît avec l'altitude, ayant déjà diminué de 50 % dès 5,6 km. En comparaison, la plus haute montagne, l'Everest, atteint les 8,8 km d'altitude, donc l'air est moins de 50 % moins dense à son sommet qu'au niveau de la mer.

Cette chute de pression est presque exponentielle, ainsi la pression diminue de moitié environ tous les 5,6 km et de 63,2 % ($1 - 1/e = 1 - 0,368 = 0,632$) tous les 7,64 km (hauteur échelle moyenne de l'atmosphère terrestre en dessous de 70 km). Même dans l'exosphère, l'atmosphère est encore présente, comme on peut le constater par la traînée subie par les satellites.

Les équations de pression par altitude peuvent être utilisées afin d'estimer l'épaisseur de l'atmosphère. Les données suivantes sont données pour référence :

*50 % de la masse de l'atmosphère est en dessous de 5,6 km d'altitude ;

*90 % de la masse de l'atmosphère est en dessous de 16 km d'altitude.

L'altitude courante des transports aériens commerciaux est de 10 km et le sommet de l'Everest est à 8 848 m au-dessus du niveau de la mer. Dans la région supérieure, où les gaz sont raréfiés, se produisent des aurores et d'autres effets atmosphériques. Le vol le plus élevé de l'avion X-15 a atteint, en 1963, une altitude de 108,0 km.

5-6- Densité et masse de l'atmosphère terrestre

La densité de l'air au niveau de la mer est d'environ 1,2 kg/m³ (1,2 g/L). Les variations naturelles de la pression atmosphérique se produisent à chaque altitude et à chaque changement de temps. Ces variations sont relativement faibles dans les altitudes habitées, mais elles deviennent plus prononcées dans l'atmosphère supérieure puis dans l'espace à cause des variations des radiations solaires.

La densité atmosphérique décroît avec l'altitude. Cette variation peut être modélisée par la formule du nivellement barométrique. Des modèles plus sophistiqués sont utilisés par les météorologues et les agences spatiales pour prédire le temps et l'abaissement progressif de l'orbite des satellites.

La masse de l'atmosphère est de 5×10^{15} tonnes soit 1/1 200 000 la masse de la Terre. D'après le National Center for Atmospheric Research, la « masse totale de l'atmosphère est de $5,1480 \times 10^{18}$ kg avec une

variation annuelle due à la vapeur d'eau de $1,2$ à $1,5 \times 10^{15}$ kg en fonction de l'utilisation des données sur la pression de surface et la vapeur d'eau. La masse moyenne de la vapeur d'eau est estimée à $1,27 \times 10^{16}$ kg et la masse de l'air sec est de $5,1352 \pm 0,0003 \times 10^{18}$ kg. »

5-7- Opacité et absorption de l'atmosphère terrestre

Les radiations solaires (ou rayonnement solaire) correspondent à l'énergie que reçoit la Terre du Soleil. La Terre réémet aussi des radiations vers l'espace, mais sur des longueurs d'onde plus importantes invisibles à l'œil humain. Suivant les conditions, l'atmosphère peut empêcher les radiations d'entrer dans l'atmosphère ou d'en sortir. Parmi les exemples les plus importants de ces effets il y a les nuages et l'effet de serre.

L'absorption est une autre propriété importante de l'atmosphère. Différentes molécules absorbent différentes longueurs d'onde de radiations. Par exemple, l'O₂ et l'O₃ absorbent presque toutes les longueurs d'onde inférieures à 300 nanomètres. L'eau (H₂O) absorbe la plupart des longueurs d'onde au-dessus de 700 nm, mais cela dépend de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Quand une molécule absorbe un photon, cela accroît son énergie.

La Transmittance (ou opacité) atmosphérique de la Terre à diverses longueurs d'onde et radiation électromagnétique, y compris lumière visible.

Quand les spectres d'absorption des gaz de l'atmosphère sont combinés, il reste des « fenêtres » de faible opacité, autorisant le passage de certaines bandes lumineuses. La fenêtre optique va d'environ 300 nm (ultraviolet-C) jusqu'aux longueurs d'onde que les humains peuvent voir, la lumière visible (communément appelé lumière), à environ 400–700 nm et continue jusqu'aux infrarouges vers environ 1100 nm. Il y a aussi des fenêtres atmosphériques et radios qui transmettent certaines ondes infrarouges et radio sur des longueurs d'onde plus importantes. Par exemple, la fenêtre radio s'étend sur des longueurs d'onde allant de un centimètre à environ onze mètres.

6- Bilan thermique à la surface de la terre

Le système « Terre-atmosphère » reçoit et perd de l'énergie. L'énergie reçue provient du Soleil sous forme radiative. Cette énergie solaire reçue est en partie réfléchié directement par le système « Terre-atmosphère » et en partie absorbée.

La Terre reçoit une très petite partie de l'énergie émise par le Soleil dans toutes les directions de l'espace. Cette fraction d'énergie reçue par unité de surface et de temps, appelée puissance solaire reçue, est égale à $P_{\text{solaire}} = 342 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

6-1- Bilan énergétique dans l'atmosphère

L'absorption de la partie non réfléchié du rayonnement solaire (flèches jaunes) par l'atmosphère et la surface terrestre réchauffe le système climatique. Pour se refroidir, ce dernier doit émettre de l'énergie vers l'espace sous forme de rayonnement. Cette émission provient de la surface elle-même, mais aussi des nuages et de différentes molécules atmosphériques. Ces corps étant à des températures entre 220 et 300K, cette émission s'effectue dans l'infrarouge (flèches rouges).

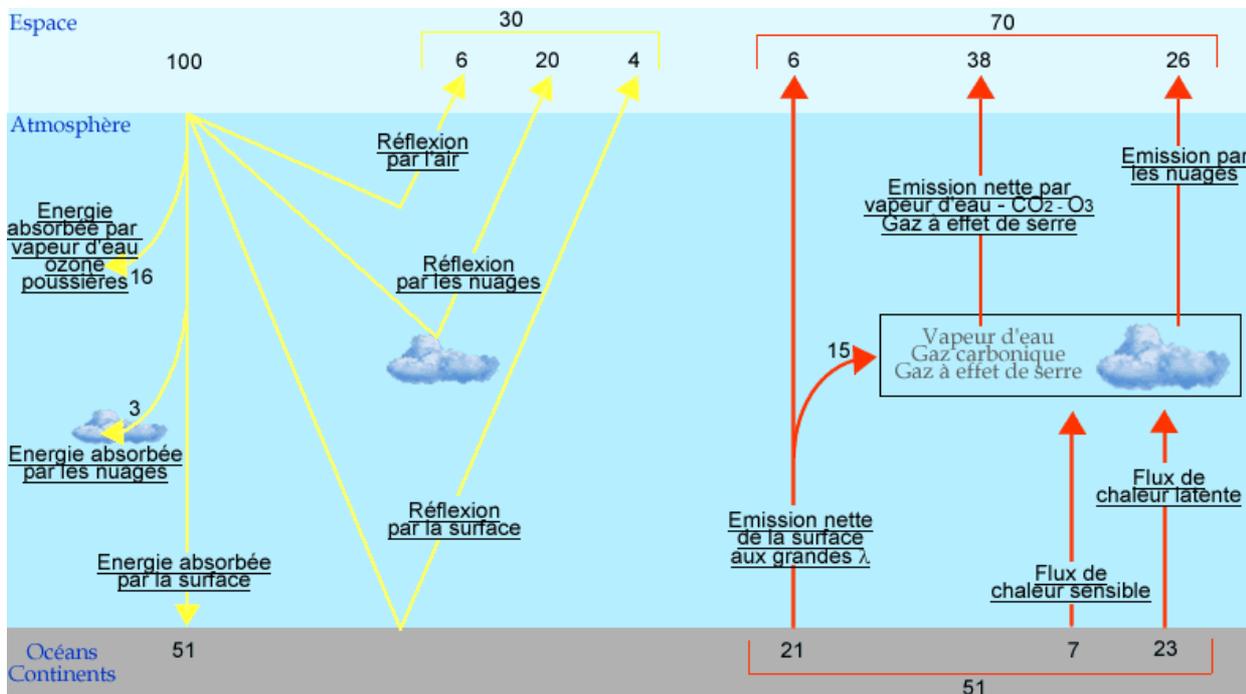


Figure. Les transformations de l'énergie solaire incidente, rappelle des différents processus du bilan radiatif terrestre

Les chiffres sont basés sur un flux de 100 W/m^2 au sommet de l'atmosphère. On peut aussi raisonner en pourcentage des 340 W incidents au sommet de l'atmosphère. 1-Énergie absorbée par la vapeur d'eau, l'ozone et les poussières ; 2-Réflexion par l'air ; 3-Énergie absorbée par les nuages ; 4-Réflexion par les nuages ; 5-Énergie absorbée par la surface et Réflexion par la surface ; 6-Émission nette de la surface aux grandes longueurs d'ondes ; 7-Émission nette par la vapeur d'eau, l'O₃, le CO₂ et les autres gaz à effet de serre ; 8-Flux de chaleur sensible ; 9-Flux de chaleur latente ; 10-Émission par les nuages.

Énergie absorbée par la vapeur d'eau, l'ozone et les poussières : Au fur et à mesure de leur pénétration dans l'atmosphère, les photons solaires entrent en collision avec des molécules atmosphériques et sont progressivement absorbés. Dans la mésosphère, c'est l'oxygène qui absorbe les radiations les plus énergétiques. Dans la stratosphère, l'absorption des radiations ultraviolettes est assurée par différentes bandes d'absorption de l'ozone. Enfin, les bandes de Chappuis de l'ozone absorbent les radiations visibles jusque dans la troposphère. L'absorption des radiations du proche infrarouge a lieu dans la troposphère principalement par la vapeur d'eau.

L'absorption de la lumière visible réchauffe directement l'atmosphère. L'absorption par l'ozone des radiations ultraviolettes est la principale source de chaleur dans la stratosphère. L'échauffement est maximal à la stratopause. Il peut atteindre 18 K/jour près du pôle d'été. La troposphère est réchauffée principalement par les bandes d'absorption de H₂O dans le visible et proche infra-rouge.

Réflexion par l'air : Il s'agit de la diffusion de la lumière du soleil par les molécules atmosphériques et par les particules les plus fines de l'atmosphère, une partie de cette diffusion se trouvant réfléchi vers l'espace. Ces cibles diffusantes étant de petite taille devant la longueur d'onde lumineuse, on parle de diffusion de Rayleigh. Une partie de cette lumière est diffusée vers la Terre (c'est pourquoi nous voyons le ciel bleu), une autre est diffusée vers l'espace. C'est cette partie qui constitue le flux lumineux réfléchi par l'air. Il représente la contribution de l'air à l'albedo planétaire auquel s'ajoute le flux réfléchi par les nuages

et le flux réfléchi par la surface. La valeur de ce flux varie peu sauf si l'atmosphère est particulièrement chargée en fines particules.

Énergie absorbée par les nuages : Il s'agit du flux d'énergie solaire absorbé par les gouttelettes d'eau présentes dans les nuages. Ce flux d'énergie absorbé est faible et dépend de la teneur en eau du nuage.

Réflexion par les nuages : En réalité il s'agit de la diffusion de la lumière du soleil par les gouttelettes d'eau. Les particules étant grandes devant la longueur d'onde lumineuse, on parle de diffusion de Mie. Une partie de cette lumière est diffusée vers la Terre (c'est pourquoi nous voyons les nuages blanc-gris), une autre est diffusée vers l'espace. C'est cette partie qui constitue le flux lumineux réfléchi par les nuages. Il représente la contribution des nuages à l'albedo planétaire auquel s'ajoute le flux réfléchi par les molécules atmosphériques et les petites poussières et le flux réfléchi par la surface. La valeur de ce flux varie beaucoup suivant le contenu en eau du nuage. Les cumulonimbus chargés d'eau diffusent beaucoup la lumière et apportent une forte contribution à l'albedo planétaire. En revanche, les cirrus fins composés de cristaux de glace réfléchissent peu la lumière visible.

L'apparition ou l'augmentation de la couverture nuageuse induit une augmentation de l'albédo dû aux nuages. Si les nuages se forment au dessus d'une surface à albédo élevé (désert, glace), l'albédo plus faible des nuages va écranter le fort albédo de la surface. L'albédo planétaire sera plus faible et le forçage radiatif augmentera. En revanche, au dessus d'une surface à albédo moyen ou faible, l'albédo planétaire va augmenter et le forçage radiatif diminuer. Comme la Terre est principalement couverte d'eau et de forêts, l'augmentation de la couverture nuageuse induit un forçage radiatif négatif dans le domaine des courtes longueurs d'onde.

6-2-Énergie absorbée par la surface

La surface terrestre n'absorbe qu'environ 50% de l'énergie solaire incidente au sommet de l'atmosphère. L'autre partie est soit absorbée par les composants de l'atmosphère soit diffusée. L'énergie radiative incidente à la surface est transformée en énergie interne et réchauffe la Terre.

On remarque que la surface terrestre ne peut être considérée comme un corps noir puisqu'elle n'absorbe pas toute l'énergie incidente : sur les 55 W incidents, 4 sont réfléchis et 51 sont absorbés. On rappelle que par définition un Corps Noir absorbe toute l'énergie incidente. La valeur de ce flux varie suivant le flux incident à la surface qui dépend notamment de la couverture nuageuse. Il dépend aussi de la nature de la surface : une surface gelée réfléchit plus la lumière visible si bien que l'énergie absorbée est plus faible. Ainsi, sur les 340 W/m^2 ($1/4$ de la constante solaire) arrivant au sommet de l'atmosphère, seuls 51 % (soit 173 W/m^2) sont absorbés.

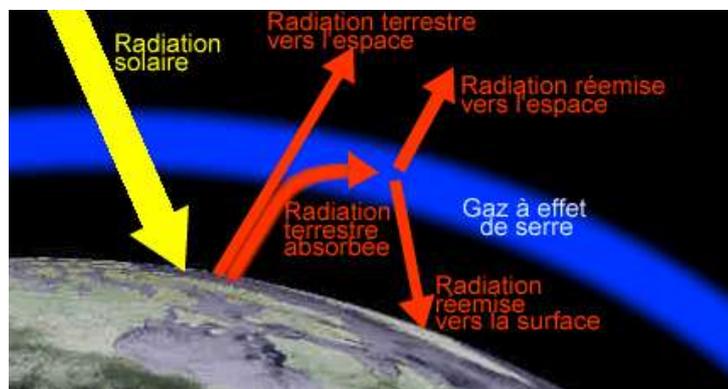


Figure. Type des radiations sol-atmosphère-terre

Sur les 21 W nets émis à la surface, seuls 35 % sont directement émis vers l'espace. 65 % sont absorbés par la vapeur d'eau, les molécules de gaz carboniques et des autres gaz à effet de serre. Ces molécules absorbent dans le domaine d'émission de la Terre puis réémettent à des longueurs d'onde légèrement plus élevées cette énergie vers l'espace et vers la Terre. Ces radiations émises vers la Terre la réchauffe et augmente la température de la surface terrestre de 32°C (de -18°C à 15°C). On parle de flux net car il s'agit de la différence entre la totalité du flux émis et le flux réémis par les gaz à effet de serre vers la surface terrestre.

6-3-Émission nette par la vapeur d'eau, l'O₃, le CO₂ et les autres gaz à effet de serre

Il s'agit du flux énergétique net émis sous forme de rayonnement énergétique (infrarouge) par l'ensemble des molécules de l'atmosphère. L'émission infrarouge est associée à un refroidissement local. Comme le Corps Noir, les molécules émettent un rayonnement pour se refroidir et équilibrer l'énergie absorbée. L'émission n'a lieu que dans les bandes d'absorption (ou d'émission). Il faut donc que la température locale soit celle du Corps Noir émettant à la longueur d'onde de la bande d'émission. Ainsi, plus on descend dans l'atmosphère plus l'émission se fera par les bandes centrées sur de faibles longueurs d'onde.

6-4-Émission IR et refroidissement atmosphériques sont donc intimement liés

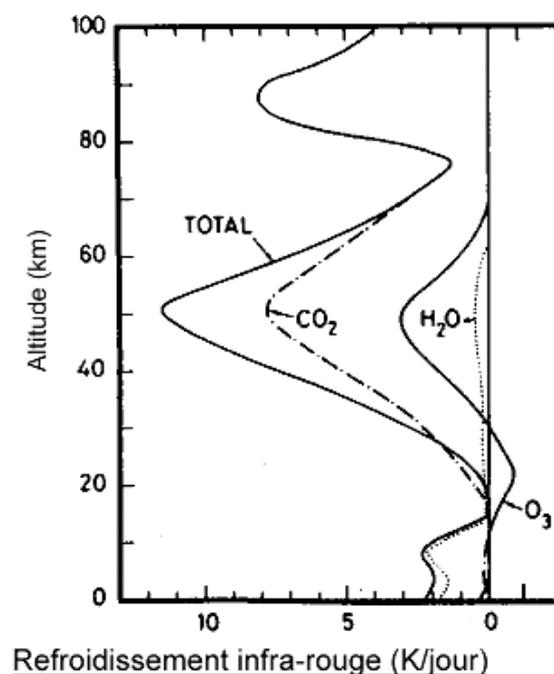


Figure. Refroidissement infra-rouge en fonction de l'altitude

La stratosphère est principalement refroidie par l'émission IR du gaz carbonique. Ce refroidissement est associé à l'émission par la bande située à 15 μm . Dans la haute stratosphère, la bande d'émission de l'ozone à 9,6 μm permet émission IR et refroidissement atmosphérique. Cependant l'ozone absorbe principalement les radiations solaires et ne peut être considérée comme un gaz à effet de serre. La vapeur d'eau émet également dans la stratosphère dans la bande à 8 μm . La troposphère est principalement refroidie par l'émission de la vapeur d'eau dans la bande située à 6,3 μm .

Flux de chaleur sensible : Le flux de chaleur sensible entre la surface terrestre et l'atmosphère correspond à la quantité de chaleur échangée par conduction. La troposphère n'est que très faiblement chauffée par les radiations solaires. Elle reçoit la majeure partie de son énergie de la part de la Terre.

Flux de chaleur latente : On appelle chaleur latente l'énergie échangée lors d'un changement de phase d'un corps pur. Dans le système climatique, il s'agit toujours des changements d'états de l'eau. Il faut distinguer les 2 étapes suivantes :

*Évaporation à la surface des océans. Ce processus refroidit à surface océanique et introduit de la vapeur d'eau dans l'atmosphère.

*Condensation dans les nuages. Lors de la convection, la pression partielle de la vapeur d'eau atteint progressivement la valeur de la pression de vapeur saturante. Il y a alors condensation en eau liquide et libération de chaleur qui réchauffe l'atmosphère.

Le flux de chaleur latente entre la surface et l'atmosphère est donc associé à la quantité de vapeur d'eau introduite dans l'atmosphère. La chaleur ne sera libérée qu'ultérieurement lors de la condensation. D'où l'appellation de chaleur latente (qui se manifeste plus tard).

Émission par les nuages : Les nuages gagnent de l'énergie en absorbant une faible fraction du rayonnement solaire (3 %), en absorbant le rayonnement tellurique terrestre et lors de la condensation de la vapeur d'eau. Ils perdent à leur tour de l'énergie en émettant comme des Corps Noirs à leur température soit entre 10 et 13 μm suivant leur altitude.

6-5 -L'effet de serre

Définition L'effet de serre est un phénomène naturel indispensable à la vie sur Terre intervenant dans les échanges d'énergie entre l'espace, l'atmosphère terrestre et la surface de la Terre. En effet, une partie uniquement des rayons du soleil traverse l'atmosphère et atteint la Terre. Sous l'effet des rayons du Soleil, le sol se réchauffe et émet à son tour des rayons infrarouges. Ces derniers sont capturés par les gaz à effet de serre qui réchauffent ainsi la planète.

6-5-1-Comment fonctionne l'effet de serre ?

L'effet de serre est un phénomène naturel. La surface de la Terre absorbe naturellement 70% du rayonnement solaire tandis que le reste est renvoyé vers l'espace sous l'effet de la réverbération. Le rayonnement solaire absorbé est alors transformé en rayonnement infrarouge et restitué dans l'atmosphère. Une partie de ce rayonnement infrarouge est alors à son tour renvoyée vers l'espace tandis que l'autre partie est retenue par les gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère.

6-5-2- Les principaux Gaz à Effet de Serre (GES)

Les Gaz à Effet de Serre (GES) sont des gaz naturellement présents dans l'atmosphère. Ils absorbent une partie des rayons solaires et les redistribuent ensuite sous la forme de radiations. Leur concentration croissante dans l'atmosphère, due aux activités humaines, est à l'origine du réchauffement climatique. Comme leur nom l'indique, ces gaz sont la cause principale de l'effet de serre.

Les gaz à effet de serre sont des gaz dont les molécules ont la capacité de piéger le rayonnement infrarouge dans l'atmosphère comme une serre retient la chaleur du Soleil. Ces gaz sont très nombreux, surtout ceux d'origine anthropique. Voici les principaux d'entre eux (entre parenthèse leur concentration et leur source) :

- La vapeur d'eau, H_2O (0.3%, réservoirs naturels y compris l'atmosphère)

- Le dioxyde de carbone, CO₂ (0.03%, combustion des énergies fossiles, déforestation, décomposition de la biomasse)
 - Le méthane, CH₄ (0.00017%, agriculture, fermentations anaérobies, fuites de gaz naturel, grisou, termites...)
 - Le protoxyde d'azote, N₂O (0.00003%, certaines combustions, engrais azotés).
 - L'ozone, O₃, tant celui de la stratosphère (qui nous protège des ultraviolets B) que le polluant de basse altitude
 - Les chloro-fluoro-carbones, CFC (0.00000008%, circuits de réfrigération, expansion des mousses, bombes aérosols...)
- Il faut y ajouter le monoxyde de carbone (CO), les hexafluocarbures (HFC), les perfluorocarbures (PFC) et l'hexafluorure de soufre (SF₆).

6-5-3- L'effet de serre, cause du réchauffement climatique

Le fonctionnement de l'effet de serre est déséquilibré par les activités humaines. L'utilisation des énergies fossiles telles que le pétrole, le charbon ou le gaz provoque une augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. C'est pourquoi la transition énergétique constitue un enjeu majeur dans la lutte du réchauffement climatique. Ce déséquilibre dans l'atmosphère provoque un réchauffement planétaire. La longue durée de vie dans l'atmosphère des gaz à effet de serre entraîne des impacts à long terme.

Tableau. Durée de vie approximative des gaz à effet de serre dans l'atmosphère

Type de gaz	Durée de vie
Gaz carbonique (CO ₂)	100 ans
Méthane (CH ₄)	12 ans
Protoxyde d'azote (N ₂ O)	120 ans
Halocarbures	jusqu'à 50 000 ans
Vapeur d'eau	quelques jours

Source : Ademe, Le changement climatique en 10 questions, mis en ligne en juillet 2020

Le CO₂ est le gaz le plus émis par les activités humaines et représente deux tiers de l'effet de serre. L'émission de CO₂ se répartit de la manière suivante :

- *80% des émissions proviennent des hydrocarbures (charbon, pétrole, gaz) ;
- *20% des émissions proviennent de la destruction des forêts pour brûler le bois et cultiver les terres.

6-5-4- Quelles sont les conséquences de l'effet de serre sur la planète ?

L'effet de serre, lié aux activités humaines, a déjà provoqué une augmentation de la température de 1°C environ par rapport à l'ère industrielle. Certains changements climatiques sont déjà visibles mais leurs

impacts sont encore faibles. C'est pourquoi il est impératif d'agir vite et de réduire les émissions de gaz à effet de serre.

Plus le changement climatique sera important, plus l'équilibre de nos écosystèmes sera menacé. Ainsi, l'augmentation de la température moyenne de plus de 1,5°C entraînerait des phénomènes climatiques extrêmes qui auront un impact direct sur des phénomènes tels que l'élévation du niveau de la mer, la fonte des glaces, la migration contrainte de certaines populations...

En 2018, le GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) a établi un rapport spécial décrivant en détails les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1,5°C :

- Augmentation de la température moyenne ;
- Sécheresses intenses ;
- Fortes précipitations...

6-5-5-Comment réduire l'effet de serre à travers 5 actions individuelles ?

A-Réduire sa consommation de viande : l'élevage est un des principaux secteurs émetteurs de gaz à effet de serre ;

B-Manger des fruits et des légumes de saison : les fruits et de légumes hors saison sont souvent cultivés sous des serres chauffées ;

C-Recycler ses déchets : plastique, verre, carton, le recyclage permet de re-valoriser ses déchets ;

D-Opter pour l'économie circulaire : adopter un mode de consommation responsable pour limiter les externalités négatives sur l'environnement ;

E-Passer à l'énergie verte et privilégier les énergies renouvelables tout en gardant en tête que l'énergie la moins émettrice est celle qu'on ne consomme pas !

7- Classification climatique physique

7-1- Cause du climat

Les systèmes climatiques sont causés par l'ensemble des interactions entre l'atmosphère, les eaux de surface, la cryosphère, la lithosphère et la biosphère de la Terre, qui sous l'effet du rayonnement solaire, détermine le climat de la planète. L'énergie reçue est absorbée différemment par les diverses composantes. Les océans représentent le principal réservoir de la chaleur capturée et d'humidité. Ils l'échangent principalement avec l'atmosphère. La position des courants marins et leur température déterminent donc une grande partie du climat. D'autre part, les continents et surtout le relief introduisent des barrières physiques à ces échanges qui modifient grandement la distribution des précipitations, de la chaleur et de la végétation.

7-2- Familles de climat

Il existe de nombreuses classifications des climats, elles varient en fonction des méthodes utilisées, des données observées. On les choisit en fonction des buts des observateurs. Une des plus connue est la classification de Köppen.

7-2-1- Climats tropicaux humides

Ce climat est présent de part et d'autre de l'équateur, parfois jusqu'à 15 à 25 degrés de latitude nord et sud. La température mensuelle moyenne est toute l'année au-dessus de 18°. On distingue une saison sèche et

une saison humide. Plus l'on s'approche de l'équateur et plus la saison humide s'allonge. Les littoraux tropicaux à l'ouest peuvent subir une variation très importante de température.

7-2-2-Climats tropicaux secs

Le climat tropical sec est caractérisé par une évaporation supérieure aux précipitations et une température moyenne annuelle supérieure à 18 °C. On distingue quelques mois où les précipitations peuvent se produire. La végétation est parfois absente. Il s'étend entre 10 et 35 degrés de latitude nord et sud. Ce climat est caractéristique des régions désertiques ou semi-désertiques des grandes régions continentales souvent entourées de montagnes, à l'ouest et au centre des continents.

7-2-3-Climats subtropicaux

Ce type de climat se rencontre à des latitudes comprises entre 25 et 40° et exceptionnellement jusqu'à 45° au nord du bassin méditerranéen occidental. Ces climats subissent l'influence de masses d'air tropicales pendant les mois d'été, leur apportant de fortes chaleurs. En revanche, ils connaissent une vraie saison froide, même si celle-ci est modérée, sous l'influence de masses d'air polaire. En outre, si le ressenti est agréable (douceur, ensoleillement), ces climats sont aussi sujet à des phénomènes brutaux (orages, inondations, tempêtes tropicales, cyclones).

Généralement deux types de climats peuvent être qualifiés de subtropicaux: le climat méditerranéen sur les façades occidentales et le climat subtropical humide sur les façades orientales. Si ces deux climats ont en commun un hiver relativement doux et humide (même si un coup de froid n'est jamais exclu), les masses d'air tropical en été apportent des situations bien différentes. Le climat méditerranéen connaît l'aridité estivale, alors que le climat subtropical humide subit une chaleur très moite.

Les climats subtropicaux, par leur saison froide en hiver, peuvent aussi être qualifiés de "climats tempérés" ou "climats tempérés chauds".

7-2-4-Climats dits tempérés : Climat tempéré, climat océanique et climat continental.

Ce climat est en général caractérisé par les saisons tempérées, ainsi dit une saison froide (hiver) et une saison chaude (été). On le divise en deux grands sous-groupes : le climat océanique avec des étés frais et des hivers doux et humides influencés par la proximité des océans où l'on retrouve les courants chauds (façade ouest des continents) et le climat continental avec des étés chauds et orageux et des hivers froids et plutôt secs (façade est des continents). Le climat océanique est marqué par une amplitude thermique faible (plus ou moins 10°), qui s'accroît dans l'intérieur des continents (jusqu'à 40°). Les précipitations sont de l'ordre du mètre et surtout bien réparties. On le retrouve entre 35 et 50 degrés de latitude dans l'hémisphère nord et sud (Paris, Londres, Dublin, Oslo, etc.). Berlin en serait la limite orientale en Europe. Certains auteurs parlent de climat hyperocéanique pour la bande de terre où l'influence de l'océan est journalière par la brume de mer (Vancouver, Seattle, Rouen, Bruxelles, etc.).

Le climat continental se distingue par une amplitude thermique forte (dépassant les 40°) et des précipitations de l'ordre du mètre mais réparties surtout pendant la période estivale. L'influence de l'océan ne pouvant se faire sentir vue la direction générale des vents, c'est l'humidité due à l'évapotranspiration des terres (forêts et marécages) et des lacs qui fournit les précipitations (Montréal, Toronto, Chicago, Minneapolis, Winnipeg, Calgary). Les villes côtières des façades orientales subissent surtout ce climat malgré leur proximité des océans (New York, Boston, Washington, Shanghai, Séoul). Là aussi certains auteurs parlent de climat hyper continental pour les régions intérieures des grands continents où seule la terre influence le climat (Yakoutsk, Irkoutsk (Sibérie), Dawson, Klondike, Yellowknife (Canada)). Les températures extrêmes sont souvent étonnantes (+36 °C et -64 °C pour Snag au Yukon).

7-2-5-Climats subarctiques

Ce climat est un intermédiaire entre le climat tempéré et le climat polaire. Les étés sont moins chauds et les hivers plus rigoureux que dans le climat tempéré. La végétation correspond à la forêt boréale ou Taïga. On ne retrouve ce type de climat que dans l'hémisphère nord : partie centrale de tout le Canada, majeure partie de la Russie et nord-est de la Chine. C'est une région peu habitée aux étés courts et frais. Les quelques villes connues sous ce climat sont : Labrador City, Schefferville, Chibougamau, Rouyn-Noranda, Timmins, Uranium City, Fort McMurray au Canada (toutes des villes minières). En Eurasie, la Sibérie occidentale correspond à ce climat et l'on y retrouve peu de ville ou village connus hormis Moscou qui est à la limite des climats tempéré continental et subarctique. Le climat subarctique correspond à l'appellation « climat tempéré froid sans saison sèche avec aucun mois chaud (+22 °C) » .

7-2-6-Climats polaires

Le climat polaire est caractérisé par des températures froides toute l'année, le mois le plus froid étant toujours au-dessous de -40 °C. La température moyenne mensuelle dépasse -50 °C sur les inlandsis. Vent fort et persistant, le blizzard. Il est caractéristique des côtes nord de l'Amérique, de l'Europe et de l'Asie, ainsi que du Groenland et de l'Antarctique.

Une classification plus simple et plus communément utilisée existe aussi. Elle permet d'identifier un climat par un simple diagramme ombrothermique. Chaque climat, exception faite du climat équatorial, a deux diagrammes types, l'un pour les régions de l'hémisphère nord, l'autre pour l'hémisphère Sud. Si le climat équatorial n'a pas cette caractéristique, c'est qu'il ne connaît pas de saisons, et se trouve près de l'équateur.

7-3-La diversité climatique

7-3-1-Les climats régionaux

L'échelle des climats régionaux ou mésoclimats, qui s'applique à des régions de plusieurs milliers de kilomètres carrés, soumises à certains phénomènes météorologiques bien particuliers (Sirocco, vent venu du désert) du fait de l'interaction entre la circulation générale et le relief. Le climat de l'Alsace, asséché par l'effet de foehn, fournit un exemple typique de climat régional.

7-3-2-Les climats locaux

L'échelle de ces climats s'applique à des sites qui s'étendent sur quelques dizaines de kilomètres carrés tout au plus en moyenne. Cette échelle du climat reste en rapport étroit avec les particularités environnementales d'un espace peu étendu. La présence de reliefs (monts induisant des vallées, relief de cuesta,...), d'étendues aquatiques (lacs, océan, rivières,...) va influencer sur les phénomènes de vents, d'humidité et d'écart de température. En fond de vallée par exemple, au lever du jour, la température sera beaucoup moins élevée qu'au sommet des versants en adret, pourtant situé à quelques kilomètres de là. La circulation, les échanges entre masses d'air locales ne seront ainsi pas les mêmes que dans la vallée voisine, peut être orientée différemment par rapport au soleil. Ces particularités peuvent avoir une origine humaine (il s'agit essentiellement du climat urbain) ou être entretenues par un milieu naturel tel qu'un rivage marin ou lacustre ou bien une forêt.

7-3-3-Les microclimats

Cette échelle, enfin, concerne des sites peu étendus grands d'une centaine de mètres carrés, parfois beaucoup moins. Les traits spécifiques de la topographie et de l'environnement à petite échelle (bâtiments et obstacles divers, couvert végétal, niches rocheuses...) modifient dans ce cas sur des aires réduites, mais

de façon parfois très notable, les caractéristiques générales du courant aérien, de l'ensoleillement, de la température et de l'humidité.

8- Les bilans hydriques

L'eau, source de toute vie, se présente dans la nature sous trois états (solide, liquide et gazeux). Les changements de phase de l'eau dépendent essentiellement de la température et de la pression. Dans l'atmosphère terrestre, l'eau se retrouve sous ses trois formes.

Les eaux circulent en permanence sur la terre et subissent des changements d'état. L'importance de ces modifications fait de l'eau le principal agent de transport d'éléments physiques, chimiques et biologiques. L'ensemble des processus de transformation et de transfert de l'eau forme le cycle hydrologique.

8-1-Composante du cycle hydrologique

La notion de cycle hydrologique englobe les phénomènes du mouvement et du renouvellement des eaux sur la terre. Cette définition implique que les mécanismes régissant le cycle hydrologique surviennent conjointement. Le cycle hydrologique n'a donc ni commencement, ni fin.



Figure. Cycle de l'eau

Les éléments qui composent le cycle de l'eau sont respectivement :

- Les précipitations : eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, sous forme liquide (bruine, pluie, averse) et / ou solide (neige, grésil, grêle) ainsi que les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...).
- L'évaporation : passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique.
- L'évapotranspiration : englobe les processus d'évaporation et de transpiration de la végétation
- L'interception : processus selon lequel la pluie (ou dans certains cas la neige) est retenue par la végétation, puis redistribuée en une partie qui parvient au sol et une autre qui s'évapore.
- Le ruissellement ou écoulement de surface : mouvement de l'eau sur ou dans les premiers horizons du sol (écoulement de subsurface), consécutif à une précipitation.
- Le stockage dans les dépressions : processus au cours duquel l'eau est retenue dans les creux et les dépressions du sol pendant une averse.
- L'infiltration : mouvement de l'eau pénétrant dans les couches superficielles du sol.
- La percolation : mouvement de l'eau en profondeur dans les sols faisant suite à l'infiltration.

8-2- Détermination de Bilan Hydrique

Le cycle de l'eau peut-être analysé schématiquement selon les trois éléments suivants :

- *Les précipitations,
- *le ruissellement ou écoulement de surface et l'écoulement souterrain,
- *l'évaporation.

Dans chacune des phases on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état.

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut donc se faire à l'aide d'une équation de bilan appelée "bilan hydrologique" qui représente le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace (entité naturelle en générale) et dans le temps, à savoir l'année hydrologique (période d'une année très souvent différente de l'année civile).

Sous sa forme la plus générale et pour une période déterminée (mois, année), ce bilan peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$E = I - O \pm \Delta S \text{ avec:}$$

E : évaporation [mm],

I : flux d'eau entrant [mm],

Si $\Delta S \cong 0$ (bassin versant naturel relativement imperméable), la différence entre les débits entrant (les précipitations) et sortant correspond au déficit d'écoulement. Ce déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation.

Il peut être estimé à l'aide de mesures (pluies et débits) ou de méthodes de calcul (formules de Turc et Coutagne).

8-3- Notion d'évaporation et d'évapotranspiration

Les termes évaporation et évapotranspiration désignent tous deux au départ des pertes en eau par retour direct à l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Ces pertes comportent l'évaporation des nappes d'eau libre, lacs, cours d'eau, du stockage de surface dans les cavités naturelles de sol, l'évaporation de l'eau contenue dans le sol et la transpiration des végétaux. On a pris l'habitude d'appeler évaporation les pertes en eau subies sous forme de vapeur par les nappes d'eau libre et évapotranspiration les pertes complexes provenant de l'évaporation du sol, de l'interception par les feuilles des arbres et autres obstacles d'une partie des précipitations qui n'atteint jamais le sol et peut rarement être étudiée séparément, et de la consommation en eau des végétaux, surtout par transpiration.

8-3-1- L'évaporation

L'eau est constituée de molécules qui s'attirent mutuellement et vibrent plus ou moins fort selon leur énergie cinétique (vitesse). L'énergie cinétique des molécules d'eau est d'autant plus grande que leur température est haute. La force d'attraction des molécules du liquide rend difficile l'échappement des molécules de la surface du fluide vers l'atmosphère. Seules les molécules d'eau les plus énergétiques arriveront à briser la force d'attraction pour s'arracher de la surface du liquide et se retrouver sous forme de

vapeur dans l'air. On peut mesurer l'évaporation à l'aide d'un évaporomètre, Un évaporomètre est un instrument utilisé en météorologie pour mesurer la quantité d'eau s'évaporant dans l'atmosphère pendant un intervalle de temps donné. Il existe des évaporomètre anciens (bacs d'évaporation) et des évaporomètre modernes (plaque de Béllani).

Les facteurs conditionnant l'évaporation dépendent essentiellement :

- la Température, c'est le moteur d'agitation des molécules, ainsi dans les zones chaudes l'évaporation sera intense et rapide

- la pression atmosphérique, l'air comprimé sous une haute pression ne favorise pas l'évaporation, il y aura une force qui empêche les molécules de détaché de la surface liquide, contrairement à la basse pression qui favorisent l'évaporation.

- l'humidité relative, dans une atmosphère saturée de vapeur d'eau l'évaporation sera minime car la pression que cette vapeur exercera sur le plan d'eau est importante.

- le vent, il sert à mobiliser rapidement les particules détachées de la surface liquide, ainsi elles vont libérer le passage pour les autres et ainsi de suite, c'est grâce à ce phénomène que nos vêtements sèchent rapidement lorsque le vent est puissant.

- la surface d'évaporation ou bien surface de contact liquide-atmosphère, à chaque fois cette surface sera grande le transfert de vapeur sera important.

- la qualité de l'eau qui s'évapore, l'eau pure possède des liaisons entre O et H simples, des que cette eau se charge par un sel, une pollution chimique...etc. on aura plus de liaison donc difficilement cassables ce qui résulte que l'eau pure s'évapore facilement mieux que l'eau salée ou bien l'eau polluée.

8-3-2- L'évapotranspiration

L'évapotranspiration (ET) est la combinaison de l'évaporation et de la transpiration. L'évaporation est le mouvement de la surface mouillée du sol et des feuilles. La transpiration est le mouvement de l'eau par la plante à travers les stomates. Lors de métabolisme des végétaux ils absorbent l'eau, l'oxygène et les sels minéraux par les racines et pendant la photosynthèse ils libèrent de l'oxygène et de l'eau sous forme de vapeur. Les végétaux ainsi ils jouent le rôle de pompes naturelles (aspirent l'eau de la nappe et ils le jettent dans l'atmosphère) et ils participent dans le cycle hydrologique. Ce processus est assuré par les stomates qui sont des pores microscopiques avec lesquelles les végétaux s'échangent avec l'atmosphère.

Les facteurs influençant l'évapotranspiration ne diffèrent pas beaucoup de ceux qui influencent l'évaporation, on peut rajouter la radiation solaire car les végétaux consomment de l'énergie solaire (rayons rouges et bleus) lors de la photosynthèse. Si la radiation est intense le métabolisme sera important et d'autant le besoin en eau. On peut ajouter aussi le type de sol (porosité ...), si le sol est suffisamment poreux et perméable le transfert sera facile.

8-3-3- Evapotranspiration réelle (ETR) et évapotranspiration potentiel (ETP)

Une évapotranspiration potentielle est la quantité maximale d'eau susceptible d'être évaporée sous un climat donné par un couvert végétal continu bien alimenté en eau. Tandis qu'une évapotranspiration réelle est la quantité totale d'eau qui s'évapore du sol/substrat (évapotranspiration) et des plantes lorsque le sol est à son taux d'humidité naturel. Si un sol est bien alimenté en eau (période des haute eaux) la quantité d'eau que les végétaux et le sol vont perdre sous forme d'évapotranspiration sera maximale, dans ce cas cette quantité qui a réellement évaporer sera égale à l'évapotranspiration potentielle (car il y'a suffisamment d'eau). Lors de la période des basses eaux, la quantité d'eau qui peut être évaporé et transpirer réellement

par les végétaux ne pourra pas atteindre ne reflètera pas leur capacité potentielle (si y'a assez d'eau cette quantité sera grande) donc l'évapotranspiration réelle sera inférieure à l'évapotranspiration potentielle, d'où la nécessité d'arroser les plantes dans ces périodes déficitaires.

8-4- Méthodes de calcul ETP, ETR

Plusieurs méthodes sont utilisées pour la détermination de ces paramètres :

A- Méthodes directes

Reposent sur l'utilisation de dispositifs spéciaux :

-*Bacs évaporants* : (Bacs Colorado ; bacs classe A) : permettent de mesurer directement l'E.T.P d'une nappe d'eau libre.

-*Les lysimètres* : Fournissent des données précieuses concernant le bilan hydrique et la consommation en eau des couvertures végétales). Ces dispositifs consistent en la mesure de l'E.T.R.M d'une culture par établissement des bilans hydriques obtenus par différence entre la somme des apports et celles des percolations de la même période. Le principe de cette méthode consiste à apprécier la quantité d'eau nécessaire au maintien des réserves hydriques au voisinage de la capacité de rétention.

-*Le bilan hydrique.*

B- Méthodes indirectes

Plusieurs formules sont proposées pour le calcul de l'E.T.P d'une région :

-Les plus anciennes (Thornthwaite ; Turc.....), très empiriques, ils sont des ajustements statistiques entre une évapotranspiration mesurée et quelques variables climatologiques simples.

-Les plus courantes (Penmann ; Brochet et Gerbier.....) sont des modélisations de phénomènes énergétiques et climatologiques complexes ayant pour origines essentielles :

*Le rayonnement solaire net.

*La température de l'air.

*Le déficit de saturation de l'air en vapeur d'eau.

*Les mouvements de masses d'air verticaux et horizontaux.

En Algérie, la formule la plus adaptée aux régions semi-arides et celle de Penmann modifiée.

C- Exemple de calcul ETP

Thornthwaite est la première chercheuse qui a introduit la notion de l'ETP, surtout qu'elle est plus valable pour les régions semi-arides que dans les régions tempérées plus pluvieuses. Elle se base sur des facteurs climatiques et géographiques particulièrement la mesure de la température.

La formule de Thornthwaite s'écrit : $ETP (mm/mois) = 16 * (10 * T / I)^a * K$

ETP : Evapotranspiration potentielle

T : Température moyenne annuelle (°C)

K : Coefficient thermique de correction I : Indice thermique annuel

Où $a = (1,6 / 100) * (I + 0,5)$

$I = \sum_i^{12} i$ et avec : $i = (t / 5)^{1,514}$

Tableau. Evapotranspiration potentielle (ETP) moyenne mensuelle par la méthode de Thornthwaite représentant la région du Haut Chéiff (Station Harraza.1990/1991-2014/2015)

	Janv	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Déc	Année
T	9.6	10.5	13.3	15.8	20.3	26	30	29.3	24	20.7	14.1	10.3	
I	2.68	3.07	4.39	5.70	8.34	12.13	15.07	14.54	10.74	8.59	4.80	2.98	93.03
K	0.87	0.85	1.03	1.09	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	0.97	0.85	0.84	
ETP	14.8	17.3	33.4	49.8	90.8	149.4	201.5	179.9	107.6	75.6	31	16.4	967.5

9-Méthodes de caractérisation du climat

Le climat caractérisé par l'ensemble des paramètres météorologiques qui permettent de décrire le «*temps qu'il fait*» : température, humidité, pression atmosphérique, précipitations (quantité et type), vent, nébulosité (quantité et qualité), en sont les principaux.

9-1-caractérisation du climat méditerranéen

Le climat méditerranéen est le climat des régions tempérées, plus rarement subtropicales, caractérisant les espaces terrestres bordant le bassin Méditerranéen.

Le climat méditerranéen s'insère dans le groupe des climats dits tempérés. Ses principaux caractères résultent, en été, de l'extension vers les pôles d'anticyclones subtropicaux (d'où la chaleur et la sécheresse estivales), qui s'effacent en automne et en hiver pour laisser passer le flux des perturbations tempérées venues d'Atlantique dans sa partie ouest ou de coulées d'air polaire dans sa partie nord-orientale. En conséquence, les caractères moyens des différents climats méditerranéens sont les suivants : un rythme à quatre saisons bien contrastées ; un été chaud et sec ; un hiver marqué, bien que doux (la moyenne mensuelle n'est jamais inférieure à 0°C) ; un printemps et un automne parfois très pluvieux, avec un net avantage à l'automne.

Le climat de type méditerranéen a ainsi comme particularité la coïncidence entre le minimum pluviométrique et le maximum thermique annuels, ce dont rendent bien compte les diagrammes ombrothermiques. Pour le dire autrement, c'est le seul climat dont la saison la plus chaude est aussi celle qui reçoit le moins de précipitations. La sécheresse estivale correspond, selon la méthode proposée par H. Gaussen, aux périodes où les précipitations moyennes sont inférieures au double des températures moyennes ($P < 2T$).

La Méditerranée est la seule mer à avoir donné son nom à un type climatique régional mais son bassin, dans son extension spatiale habituellement retenue, ne se confond toutefois pas complètement avec l'aire du climat méditerranéen : des nuances, désertiques sur sa partie méridionale, continentales dans sa partie nord (Adriatique), ou relatives aux effets du relief, en complexifient la réalité.

9-2- Méthode de Bagnouls et Gaussen

Bagnouls et Gaussen (1953) ont déterminé pour le mois sec un quotient entre les précipitations mensuelles (P) exprimées en mm et la température moyenne (T) exprimée en °C égal ou inférieur à 2 (Guyot, 1999).

Ce diagramme permet de calculer très facilement le nombre de mois secs représentant la saison sèche et de comparer d'une manière cohérente les régions à climat semblable (Hufty, 2001).

Exemple : Afin d'obtenir le diagramme ombrothermique qui permet de mettre immédiatement en évidence les périodes chaudes et sèches et les périodes humides et pluvieuses. La détermination sur un même graphique de la durée de la période humide et de la période sèche dans la région de Khemis Miliana (région méditerranéen) a été faite sur la base du report des valeurs des précipitations mensuelles et des températures moyennes en ordonnée selon le rapport $P \geq 2T$.

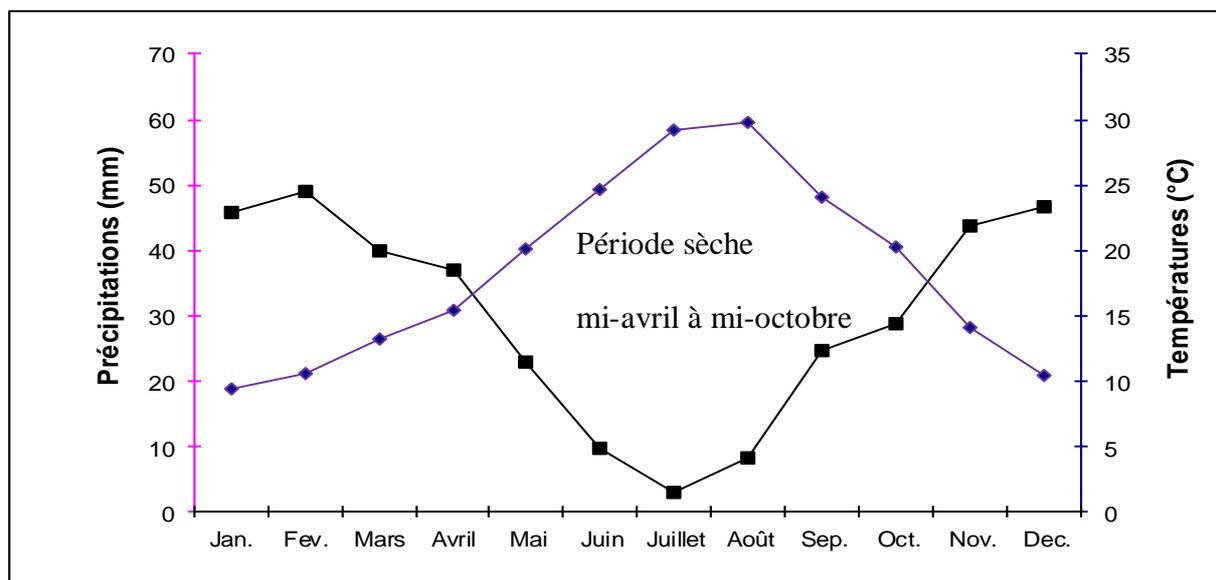


Figure. Diagramme ombrothermique : Station du Barrage Harraza (1986/1987-2013/2014)

Le diagramme ombrothermique de la station du barrage de Harraza pour la période allant de 1986/1987 à 2013/2014, montre que la période de sécheresse s'étale sur environ 50% du nombre de jours de l'année et 50% pour la période humide.

Références Bibliographique

- 1-Bouzidi Nora 2005. Action de cinq provenances de porte – greffes francs d'abricotier (*Prunus armeniaca*. L) au déficit hydrique. Tolérance à la sécheresse.
- 2-Biancamaria, S., Mballo, M., Le Moigne, P., Pérez, J. M. S., Espitalier-Noël, G., Grusson, Y., & Boone, A. (2019). Total water storage variability from GRACE mission and hydrological models for a 50,000 km² temperate watershed: the Garonne River basin (France). *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 24, 100609.
- 3-Chen, J., Famiglietti, J.S., Scanlon, B.R. et al. (2016) .Groundwater Storage Changes: Present Status from GRACE Observations. *Surv Geophys* 37, 397–417. <https://doi.org/10.1007/s10712-015-9332-4>
- 4-El Khatri S., 2003 – Manuel de cours climatologie. Direction de la Météorologie Nationale. Centre National de Recherches Météorologiques. Service Etudes Climatiques.
- 5-Gaspard Gustave Coriolis, Théorie mathématique des effets du jeu de billard, Carilian-Goeury, 1835
- 6- George Hadley, Concerning the cause of the general trade winds, *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 1735, vol. 39, p. 58-62
- 7-Guyot.G.1999 -climatologie de l'environnement, cours et exercices. Ed Dunod p286-290.
- 8- Hufty A. (2001). Introduction à la climatologie 2001 Editeur : De Boeck Université. P 42-58.
- 9-Liu, C., Zhang, X., & Zhang, Y. (2002). Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-lysimeter. *Agricultural and Forest Meteorology*, 111(2), 109-120.
- 10-Martiné Tubeaud. 2002. La Climatologie Générale. Synthèse.
- 11-Oki, T., & Kanae, S. (2006). Global hydrological cycles and world water resources science, 313(5790), 1068-1072.
- 12- Oishi Wasaburo, Raporto de la Aerologia Observatorio de Tateno, Aerological Observatory Report 1, Central Meteorological Observatory, Japan, 1926 (en Esperanto)
- 13-René Emsalem.1989. Climatologie générale (T1 et 2). E. N. Livre
- 14-Sokolov, A. A., & Chapman, T. G. (1974). Methods for water balance computations; an international guide for research and practice-A contribution to the International Hydrological Decade.
- 15-Vincent Daniel, 21/10/2003. Le bilan radiatif de la Terre, Planet Terre - ISSN 2552-9250, <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/bilan-radiatif-terre3.xml>. Troisième partie du cours sur le rayonnement thermique, l'effet de serre et le bilan radiatif de la Terre.
- 16- William Ferrel, An essay on the winds and the currents of the oceans, *Nashville Journal of Medicine and Surgery*, n°4, 1856.
- 17-Wouters, B., Bonin, J.A., Chambers, D.P., Riva, R.E.M., Sasgen, I., Wahr, J., (2014). GRACE, time-varying gravity, Earth system dynamics and climate change. *Rep. Prog. Phys.* 77 (11), 116801. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/77/11/116801>.
- 18- http://www.qc.ec.gc.ca/Meteo/Documentation/Pression_fr.html.
- 19- <https://climate.selectra.com/fr/comprendre/effet-de-serre>.

11- <http://www.astrosurf.com/luxorion/meteo-nuages2.htm>.

12-<http://geoconfluences.ens-lyon.fr/glossaire/climat-mediterraneen>.

13- <http://la.climatologie.free.fr/facteur-climat/factclimat.htm>.