

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
UNIVERSITE MOHAMED BOUDIAF- M'SILA
FACULTE DES SCIENCES
Département des Sciences de la Nature et la vie

Cours : BIOCLIMATOLOGIE

Niveau : L 3 ANNEE

Elaborée par : Mlle ADJABI A

Année Universitaire 2020/2021

1.1. DEFINITION DU CLIMAT

Du grec Climat qui désigne l'inclinaison du soleil au-dessus d'un lieu donné, la climatologie est l'étude des phénomènes énergétiques et hydriques entre la surface de la terre et l'atmosphère (climatologie physique) combiné avec la fréquence et la succession des événements météorologiques (climatologie dynamique) dont l'action influence directement et indirectement l'action des êtres vivants (climatologie appliqué). La climatologie s'intéresse donc aux processus morphologiques, pédologiques et hydrologiques qui font des climats l'un des facteurs premiers de toute réalité géographique. Jusqu'à la fin des années 1950 la climatologie était essentiellement descriptive. Après cette date les objectifs se sont orientés vers l'explication du temps et des phénomènes atmosphériques et depuis la fin des années 1980 vers la prévision d'un éventuel événement climatique. La climatologie utilise les données météorologiques à la surface de la terre et des mers sur une longue période. Il faut 30 ans de données continus pour qualifier les variations de précipitations : c'est la normale climatique. La climatologie utilise les nouveaux outils statistiques avec des puissants ordinateurs capables de traiter des gros fichiers de données. Le terme climat est la synthèse des phénomènes météorologiques observés sur une période assez longue (30 ans pour les précipitations et une dizaine pour les températures) pour pouvoir établir des propriétés statistiques d'ensemble. La définition complète et précise du climat est

celle de Max Sorre qui le définit comme étant la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu dans leur succession habituelle. Le climat peut être étudié en utilisant les moyens à long terme des éléments constitutifs du climat à savoir la température et les précipitations.

1.2. DEFINITION DE LA BIOCLIMATOLOGIE

La bioclimatologie est une branche de l'écologie qui peut se définir comme étant la science de l'étude des relations entre les êtres vivants et le milieu ambiant. Selon les êtres vivants considérés, l'écologie peut être végétale, animale, ou humaine, le milieu ambiant se caractérise par des facteurs physiques, chimiques, et biologiques. Les premiers sont pratiquement liés à des phénomènes énergétiques de nature climatique. Ces facteurs comprennent le rayonnement, la température, le vent et dans une certaine mesure l'eau qui intervient aussi sous l'angle chimique. La bioclimatologie vise à étudier les conditions d'adaptation du climat à la plante et inversement. Pour cela, elle dispose de divers moyens d'action sur les plantes, l'utilisation de variétés génétiques aux exigences variées, la possibilité pour les annuelles sensibles au gel (haricot, pomme de terre, maïs) de jouer sur les dates de semis. Les moyens d'action sur les facteurs du milieu sont encore plus importants, que ce soit grâce aux abris et aux serres, que ce soit à l'irrigation ou aux méthodes de lutte contre les accidents climatiques notamment le gel.

2) La météorologie et le temps : Du grec *Météos* (haut dans l'air) la météorologie est l'étude du temps, elle fait appel à la physique de l'atmosphère pour expliquer et comprendre le temps. Autrement dit la météorologie étudie les processus mécaniques et physiques qui déterminent l'évolution du temps. Le météorologue a deux tâches fondamentales.

1) observation de l'atmosphère et la mesure des variables atmosphériques :

précipitations, pression atmosphérique, le vent, l'ensoleillement, l'humidité de l'air et les températures.

2) prévoir le temps à parti des mesures effectuées :

c'est un domaine très technique réservé à des spécialistes, le météorologue parmi ses observations s'intéresse particulièrement aux individus météorologiques ou centre d'action. En définition la météorologie considérée comme une science doit aboutir d'abord à une explication rationnelle des processus atmosphériques ensuite à une prévision de son état futur, enfin à l'application pratique et opérationnelle des connaissances obtenues. La météorologie a ainsi apporté une assurance sur le plan de la sécurité et une assistance météorologique aux activités d'ordre économiques

3. Notion d'échelle en CLIMATOLOGIE :

On distingue deux grands groupes d'échelles à savoir l'échelle spatiale et l'échelle temporelle. 1) l'échelle spatiale : Il existe en climatologie trois notions d'échelle spatiale. 2) l'échelle régionale : échelle d'espace de l'ordre de 100km. Les paramètres météorologiques mesurés ici tel que la pluviométrie, la température, le rayonnement, le vent et l'humidité permettent de mieux la définir. Ce climat régional est influencé par la disposition du relief et la proximité à la mer 3) l'échelle micro climatique : échelle de l'ordre de 100m. Au sein d'un même topo climat s'emboîte une multitude de micro climats par exemple au niveau d'une parcelle agricole, nous avons la proximité d'une haie, d'une étendue d'eau 4) l'échelle topo-climatique : échelle d'espace de l'ordre de 10km. Comme son nom l'indique, le climat qui en découle est fortement influencé par les dispositions géographiques du relief (présence d'une colline, vallée ou plateau) une orientation du site.

L'atmosphère Epaisse couche gazeuse qui enveloppe la terre et qui s'étend à plusieurs milliers de km, très dense au niveau du sol, elle se raréfie avec l'altitude. Sans elle la terre serait soumise à des extrêmes de températures, il n'y aurait aucun phénomène météorologique et aucune trace de vie sur terre

1. LA COMPOSANTE GAZEUSE

L'atmosphère est composée principalement d'un mélange gazeux, ce mélange comprend : 78% d'azote, 21% de dioxygène, 1% d'argon, environ 0,03% de dioxyde de carbone et des quantités proportionnelles infimes d'hélium, de méthane, de krypton, de monoxyde de carbone, de néon, d'ozone et de xénon. Ce mélange reste à peu près constant sauf vers 30 à 40m d'altitude où se rencontre l'ozone dans ce que l'on appelle « couche d'ozone ». Dans l'atmosphère l'eau est le principal élément qu'on rencontre sous ces trois formes. En plus de sa composition gazeuse on trouve dans l'atmosphère les poussières, les cendres et les cristaux de glaces en quantité variable selon leur source. Ces différentes particules en suspension dans l'atmosphère jouent un rôle important dans la condensation et l'absorption du rayonnement solaire

2. LA STRUCTURE VERTICALE

En fonction de la répartition verticale des températures on distingue quatre couches dans les 500 premiers km de l'atmosphère : la troposphère, la stratosphère, la mésosphère et l'asthénosphère.

2.1. La troposphère : D'une épaisseur variable entre 8km dans les régions polaires et 17km dans les régions équatoriales, elle est la première couche au dessus de la terre et directement influencée par la température et la topographie. C'est aussi le siège des phénomènes météorologiques notamment les nuages et les précipitations. Elle présente les caractères originaux suivants :- elle est agitée de mouvements verticaux et horizontaux, l'air y est constamment en mouvement brassé par les transports thermiques issus du réchauffement inégal de notre planète par le soleil. Les auteurs subdivisent dans ce cas la troposphère en deux grandes parties : la couche basse ou couche de flottement comprise entre 0 à 3km et la troposphère libre.- Sa composition est variable et est fonction des influences géographiques. La troposphère se compose des gaz permanents, des gaz variables et des suspensions solides telles que les cendres, les microchimiques et micro organiques.- Sa température décroît régulièrement de 0,65°C tous les 100m, entre le sol et 2 à 3km on observe des inversions thermiques. On dit qu'il y a inversion thermique lorsque la température augmente ou reste constante au lieu de décroître normalement quand on s'élève dans l'atmosphère. Ce phénomène arrête complètement les mouvements ascendants.

Au-dessus la température décroît jusqu'au niveau de la tropopause : c'est la zone de transition qui sépare la troposphère de la stratosphère et qui marque également la limite externe de l'influence de la terre sur la température de l'atmosphère. La tropopause est en quelque sorte un plafond au-delà duquel l'atmosphère est transparente et relativement calme, c'est là que prennent également naissance les courants jets (sorte de vent très rapide et puissant)

2.2. la stratosphère : Elle s'étend au-delà de la tropopause et peut atteindre 50km d'altitude contrairement à la troposphère sa température croît de bas en haut jusqu'à la stratopause, elle reste quasi constante jusqu'à 20km puis augmente jusqu'au niveau supérieur de cette couche où elle atteint les valeurs moyennes variant entre 0 et 20°C. Cette couche chaude est due à la présence d'ozone qui absorbe une partie des rayons ultra violet du soleil

. 2.3. La mésosphère et l'asthénosphère :

D'une épaisseur d'environ 35km la mésosphère est la plus froide couche de l'atmosphère car il y a peu d'air pour capter sous forme de chaleur l'énergie fournie par le soleil. L'asthénosphère s'étend entre 80 et 300km d'altitude et est de plus en plus chaude vers le haut. On estime du fait de l'absorption du rayonnement solaire par les gaz sa température à plus de 1000°C.

3. Structure thermique de la troposphère et ses conséquences

En climatologie lorsque le terme atmosphère est utilisé sans précision il se réfère à la troposphère on y distingue deux types de structures thermiques.

3.1. La température dans l'air immobile : La température décroît avec l'altitude soit de 0,65°C tous les 100m, ce changement de température représente une sorte de valeur normale dite adiabatique (taux de décroissance de la température dans un air sec). Une masse d'air est soumise à une détente (déplacement vers le haut) ou une compression (déplacement vers le bas). Ces déplacements souvent rapides se produisent sans échange importante de chaleur avec l'air avoisinante : on parle de transformation adiabatique. Le déplacement de l'air est lié à la diminution de pression c'est le phénomène capital qui régit le climat des montagnes.

3.2. La température de l'air affecté de mouvements verticaux

On distingue deux mouvements verticaux : un mouvement d'ascendance et un mouvement de subsidence. Le mouvement d'ascendance est une composante verticale dirigé de bas vers le haut, ce mouvement peu être lié à des processus dynamiques (convergence de masses d'airs en mouvement exemple l'ascendance équatoriale entre l'alizés continentale et l'alizés maritime) et thermique (la convection thermique qui est un mode de transfert de la chaleur dans un fluide par déplacement de celle-ci sous l'influence de la différence de température). Le mouvement de subsidence est la seconde composante verticale dirigée du haut vers le bas. Une subsidence provoque une divergence dans les basses couches de l'atmosphère, elle entraîne en outre un processus de compression et donc d'échauffement de l'air qui conduit à son assèchement. En claire l'ascendance entraîne une diminution de la pression ou détente et la subsidence une augmentation de la pression ou compression. Quand le phénomène est rapide la détente entraîne une baisse de la température et la compression une augmentation de la température

3.3. L'ozone atmosphérique :

L'ozone est une forme triatomique de l'oxygène que l'on rencontre d'une part dans la troposphère et d'autre part dans la stratosphère, sa concentration maximale se situe entre 15km au dessus des régions polaires et 30 km à l'équateur c'est la raison pour laquelle on parle fréquemment de couche d'ozone. Cette couche est chaude dans la mesure où la présence de l'ozone ici absorbe une partie des rayons ultraviolets du soleil. Au-dessus de 100km d'altitude le soleil dissocie les molécules d'oxygène en deux atomes libres. Ces atomes entre en collision avec d'autres molécules d'oxygène vers 30km d'altitude pour constituer l'ozone. L'ozone lui-même est détruit par le rayonnement ultraviolet et cette destruction provoque des collisions avec d'autres atomes. Pour que la couche d'ozone se maintienne avec une densité assez constante il faut qu'il y est équilibre entre la destruction des molécules d'ozone et sa reconstruction, ce pendant les caractéristiques de l'atmosphère peuvent interférer et modifier l'état de ce gaz. Les dioxydes d'azote provenant des véhicules à essence participent à la destruction de ce gaz, cette

pollution atmosphérique à de nombreuses conséquences climatique notamment la modification du rayonnement incident, la multiplication des brouillards et l'acidification des précipitations.

3. RADATION ET TEMPERATURES

La température est le paramètre météorologique le plus souvent car le plus aisément mesuré. Portant, elle a une origine complexe puisqu'elle dépend d'abord des apports énergétiques du soleil, mais aussi de la pression atmosphérique, de la teneur en eau, des échanges possibles avec les corps environnants (sol par exemple).

3.1. Une distribution inégale du rayonnement solaire compensée par des échanges La durée d'illumination par 24 h, lorsque le soleil est au-dessus de l'horizon, est constante à l'équateur (12h par 24h). Mais partout ailleurs elle diminue en hiver et augmente en été 24 h d'illumination continue à $66^{\circ} 33'$? six mois au pôle). L'inclinaison des rayons (angles d'incidence) favorise les régions intertropicales où les rayons sont perpendiculaires au moins un jour par an, alors qu'aux hautes latitudes les rayons sont tangents. Une forte teneur en eau de l'atmosphère accroît la déperdition d'énergie incidente, par albédo (Réflexion des nuages de glace bien visible dans les avions) et par absorption par la vapeur d'eau, les gouttelettes et les poussières. Les continents aux latitudes tropicales sont donc les plus favorisés ($200 \text{ Kcal/cm}^2 / \text{an}$) ; les grains des basses latitudes avoisinent ceux des régions méditerranéennes (120 à $150 \text{ Kcal/cm}^2 / \text{an}$), et les très hautes latitudes ne reçoivent que 30% de la radiation parvenue au Sahara. Globalement, la terre ne se réchauffe pas chaque jour un peu plus car toute l'énergie issue du soleil repart vers l'espace par rayonnement infrarouge (Ondes longues). La durée du phénomène est plus ou moins courte, mais au total le bilan annuel est équilibré. Cet équilibre (gains/pertes) n'est obtenu globalement que grâce à des échanges méridiens de chaleur entre les hautes latitudes (déficitaires, car les pertes sont supérieures aux gains) et les basses latitudes (excédentaires, car les gains sont supérieurs aux pertes). Ces transferts sont effectués en quantités égales par les courants marins et les vents. Ainsi, la température moyenne de l'ensemble de la basse atmosphère reste constante.

3.2. La mesure de la température de l'air

La température de l'air résulte de nombreux facteurs : rayonnement solaire incident, rayonnement émis par le substrat, éventuels apports issus de la mobilité de l'air, densité de l'air, quantité d'énergie consommée pour l'évapotranspiration. La température moyenne de la basse atmosphère planétaire est d'environ 14°C, mais cette valeur recouvre une forte hétérogénéité spatiale et une variabilité temporelle élevée. La température de l'air est toujours mesurée à l'ombre sous abri, En Algérie, l'unité de mesure employée est le degré Celsius. 1°C est le centième de la différence à 1015 hectopascals (hPa), entre la température de la glace fondante (0°C) et l'eau bouillante (100°C). Dans les pays anglo-saxons, on utilise le degré Fahrenheit (F°). Dans une station météorologique, on dispose d'un thermomètre sec qui mesure la température de l'air ambiant et d'un thermomètre mouillé (enveloppé dans du gaz humide) qui donne la température à laquelle se produiraient les 12 précipitations. La comparaison des deux lectures permet de calculer l'humidité relative de l'air, les appareils de mesure de l'humidité (hygromètre) n'étant pas toujours très fiables.

3.3. Température baisse avec l'altitude

Dans la troposphère, la température de l'air baisse avec l'altitude, par suite de la raréfaction de l'air et de l'éloignement progressif du substrat, sauf lors d'inversion thermique (l'air froid surmonté d'air plus chaud). La décroissance est de 0,65°C tous les 100 mètres. Ce gradient résulte d'une moyenne entre les cas de décroissance de température dans l'air sec et dans l'air saturé. Les montagnes apparaissent partout comme des îlots plus froids, avec éventuellement des gelées et des jours de gel continu.

3.4. Les températures moyennes annuelles ont une distribution zonale

Il est possible de gommer les effets d'altitude en ramenant les températures au niveau de la mer, c'est-à-dire en ajoutant à la température réelle un gradient de 0,5 à 0,6°C pour chaque hectomètre d'élévation.

A l'échelle de la planète la répartition des températures ramenées au niveau de la mer est encore très inégale. Les températures diminuent de la zone intertropicale vers les pôles. Les températures moyennes les plus élevées, de l'ordre de 28-30°C, sont mesurées sur les continents subtropicaux, où la radiation incidente est élevée en l'absence de nuages et où l'évaporation est réduite.