

Contenu de la matière

CHAPITRE I : Généralités

- I.1 – Définitions
 - I.1.1 – Climatologie
 - I.1.2 – Météorologie
 - I.1.3 – Eco climatologie
 - I.1.4 – Bioclimatologie
- I.2 – Structure de l'atmosphère
 - I.2.1 – Troposphère
 - I.2.2 – Stratosphère
- I.3 – Moments remarquables de l'année solaire
 - I.3.1 – Equinoxes
 - I.3.2 – Solstices

CHAPITRE II : Rayonnement solaire

- I.1 – Le rayonnement extra-terrestre R_0
- I.2 – Le rayonnement dans l'atmosphère R_g
 - I.2.1 – Composition du R_g
 - I.2.2 – Atténuation du R_g (réflexion, dilution)
- I.3 – Le rayonnement au niveau de la surface terrestre

CHAPITRE III : Bilans radioactifs

- II.1 – Capacités caloriques du sol
- II.2 – Capacités d'échauffement ou de refroidissement
 - II.2.1 – Echauffement diurne
 - II.2.2 – Echauffement diurne au niveau de la surface du sol
 - II.2.3 – Echauffement diurne au niveau de l'atmosphère
 - II.2.4 – Variations de l'intensité de la convection
 - II.2.5 – Thermo protection du sol
 - II.2.6 – Refroidissement nocturne

CHAPITRE IV : Principaux appareils de mesure des facteurs climatiques

- III.1 – Différents appareils de mesure
 - III.1.1 – Appareils de mesure des températures
 - III.1.2 – Appareils de mesure de l'humidité de l'air
 - III.1.3 – Appareil de mesure des vents
 - III.1.4 – Appareils de mesure de la pluviométrie
- III.2 – Définition de l'humidité absolue
 - III.2.1 – Humidité relative de l'air
 - III.2.2 – Essai de mesure de l'évaporation
 - III.2.3 – Eva po – transpiration
 - III.2.3.1 – Notion d'ETP
 - III.2.3.2 – Notion d'ETM

III.2.3.3 – Notion d'ETA

III.2.4 – Méthodes de détermination des ETP

CHAPITRE V : Classification des climats

IV.1 – Facteurs climatiques

IV.1.1- Températures (t°)

IV 1 2 – Pluviométrie (P)

IV.2 – Synthèse climatique

IV.2.1 – Diagramme ombrothermique

IV.2.2 – Climagramme d'Emberger

IV.3 – Principaux classements

IV.3.1 – Classification climatique

IV.3.2 – Classification génétique

IV.3.3 – Classification écologique

IV.4 – Systèmes de Gaussen

Chapitre I : Généralités

I-1 Définitions

A- **La climatologie** : c'est la branche de la géographie physique qui étudie les climats de la terre c'est-à-dire la succession des conditions météorologiques ou des états de l'atmosphère d'un lieu donné sur de longues périodes. La climatologie est donc une science rétrospective qui se fonde sur des séries d'observations antérieures (10 ans au moins et 30 ans si possible). Elle s'intéresse essentiellement à la classification des climats à travers leurs : (a) caractéristiques ; (b) répartition et extension spatiales ; (c) facteurs d'explication et (d) évolutions

B- **Science des climats** : plusieurs attitudes scientifiques se regroupent sous ce nom ; exemples : - Climatologie descriptive : on décrit et on classe les différents climats ; - Bioclimatologie : on étudie les relations entre le climat et les êtres vivants (Bioclimatologie végétale : relation entre climat – plantes).

C-La météorologie

La météorologie étudie le temps à court terme; c'est donc une science prospective. Elle analyse et mesure des phénomènes qui se produisent dans l'atmosphère sur une courte période de temps (3 à 15 jours maximum). La météorologie étudie donc le temps qu'il fait ; c'est de la prévision du temps.

D- **La météorologie agricole** : ou agro météorologie, est une spécialité à la rencontre de la météorologie et de l'agronomie, qui étudie l'action des facteurs météorologiques, climatologiques et hydrologiques en vue d'améliorer la gestion des exploitations agricoles et les conditions de développement du milieu rural. Cette spécialité vise en particulier l'exploitation de ces données en temps réel pour optimiser les décisions sur le traitement des cultures, sur l'anticipation de l'éclosion des insectes ravageurs et l'irrigation.

E- **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.

F- Eco climatologie : Science qui étudie l'influence du climat sur les êtres vivants

I-2-Utilisation de La météorologie agricole :

La qualité et la quantité de nombreux produits de l'agriculture, de l'horticulture, de la sylviculture et de l'élevage sont étroitement dépendantes des conditions climatiques. De plus, la prolifération des insectes ravageurs, des maladies des plantes et de champignons dépend des conditions météorologiques.

Améliorer la production agricole exige une connaissance approfondie des conditions climatiques idéales pour chaque plante.

Toute plante a des exigences vis-à-vis du climat au sein duquel elle pousse. Celles-ci se traduisent par un certain nombre de besoins climatiques : besoins en rayonnement solaire intercepté par le feuillage, besoins thermiques pour l'accomplissement de son développement, besoins en eau pour sa croissance essentiellement.

C'est pourquoi tel ou tel élément du climat peut constituer un facteur limitant pour la production agricole soit par excès, soit par défaut. On distingue trois types de facteurs limitant climatiques : le rayonnement solaire, la température (soit en tant que facteur limitant strict dans le cas du gel ou d'une forte chaleur, soit par ses effets cumulés) et l'eau (en phase liquide ou en phase vapeur). La démarche classique est d'identifier d'abord, de quantifier ensuite quels sont les facteurs limitant de la production d'une culture donnée.

2-Notion d'échelle en climatologie

On distingue deux grands groupes d'échelles à savoir l'échelle spatiale et l'échelle temporelle.

2-1 l'échelle spatiale : Il existe en climatologie trois notions d'échelle spatiale.

a- l'échelle régionale : échelle d'espace de l'ordre de 100 km. 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.

b- **l'échelle micro climatique** : échelle de l'ordre de 100 m. 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.

c- **l'échelle topo-climatique** : échelle d'espace de l'ordre de 10 km. 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.

3- Structure de l'atmosphère

3-1 C'est quoi, l'atmosphère ?

On appelle « **atmosphère** » l'enveloppe gazeuse qui entoure certains corps célestes comme, par exemple, la Terre, Vénus ou Mars. Les gaz sont maintenus autour de ces corps célestes par la force gravitationnelle qui les retient et les empêche de s'échapper vers l'espace.

3-2- Les différentes couches de l'atmosphère

3-2-1 Troposphère

Elle commence à la surface et s'étend entre 7 et 8 km aux pôles et de 13 à 16 km à l'équateur, 13 km en moyenne environ

La troposphère est la couche atmosphérique la plus proche du sol terrestre (la partie la plus basse de l'atmosphère)

C'est dans cette couche qu'on retrouve la plus grande partie des phénomènes météorologiques. Au fur et à mesure qu'on s'élève dans la troposphère la température décroît de façon régulière d'environ 6 degrés Celsius tous les 1000 mètres pour atteindre -56°C à la tropopause (zone séparant la troposphère de la stratosphère). L'air près du sol est plus chaud qu'en altitude car la surface réchauffe cette couche d'air.

3-2-2-Stratosphère

Elle s'étend de 13 km jusqu'à 50 km d'altitude

La stratosphère est au-dessus de la troposphère. C'est dans la stratosphère qu'on trouve la couche d'ozone. Cette dernière est essentielle à la vie sur Terre, car elle absorbe la majorité des rayons solaires ultraviolets qui sont extrêmement nocifs pour tout être vivant. Cette absorption provoque un dégagement d'énergie sous forme de chaleur. C'est pourquoi la température augmente lorsqu'on s'élève dans la stratosphère.

Les mouvements de l'air y sont beaucoup moindres. Il s'agit d'un environnement beaucoup plus calme. La stratopause sépare la stratosphère de la mésosphère.

3-2-3-Mésosphère

Située entre 50 et 80 Km d'altitude

La mésosphère est au-dessus de la stratosphère. Dans cette couche, la température recommence à décroître avec l'altitude pour atteindre -80°C à une altitude d'environ 80 km.

Les poussières et particules qui proviennent de l'espace (les météores) s'enflamment lorsqu'elles entrent dans la mésosphère à cause de la friction de l'air. Ce phénomène nous apparaît sous la forme « d'étoiles filantes ».

3-2-4-Thermosphère

De 80 km à plus de 500 km .La couche la plus haute est la thermosphère. Dans cette couche, la température augmente avec l'altitude et peut atteindre environ 100 degrés Celsius. La thermosphère atteint des milliers de kilomètres d'altitude et disparaît graduellement dans l'espace. La thermosphère est la région où près des pôles se forment les aurores boréales et australes. La pression y devient presque nulle et les molécules d'air sont très rares

La séparation entre la mésosphère de la thermosphère s'appelle la mésopause.

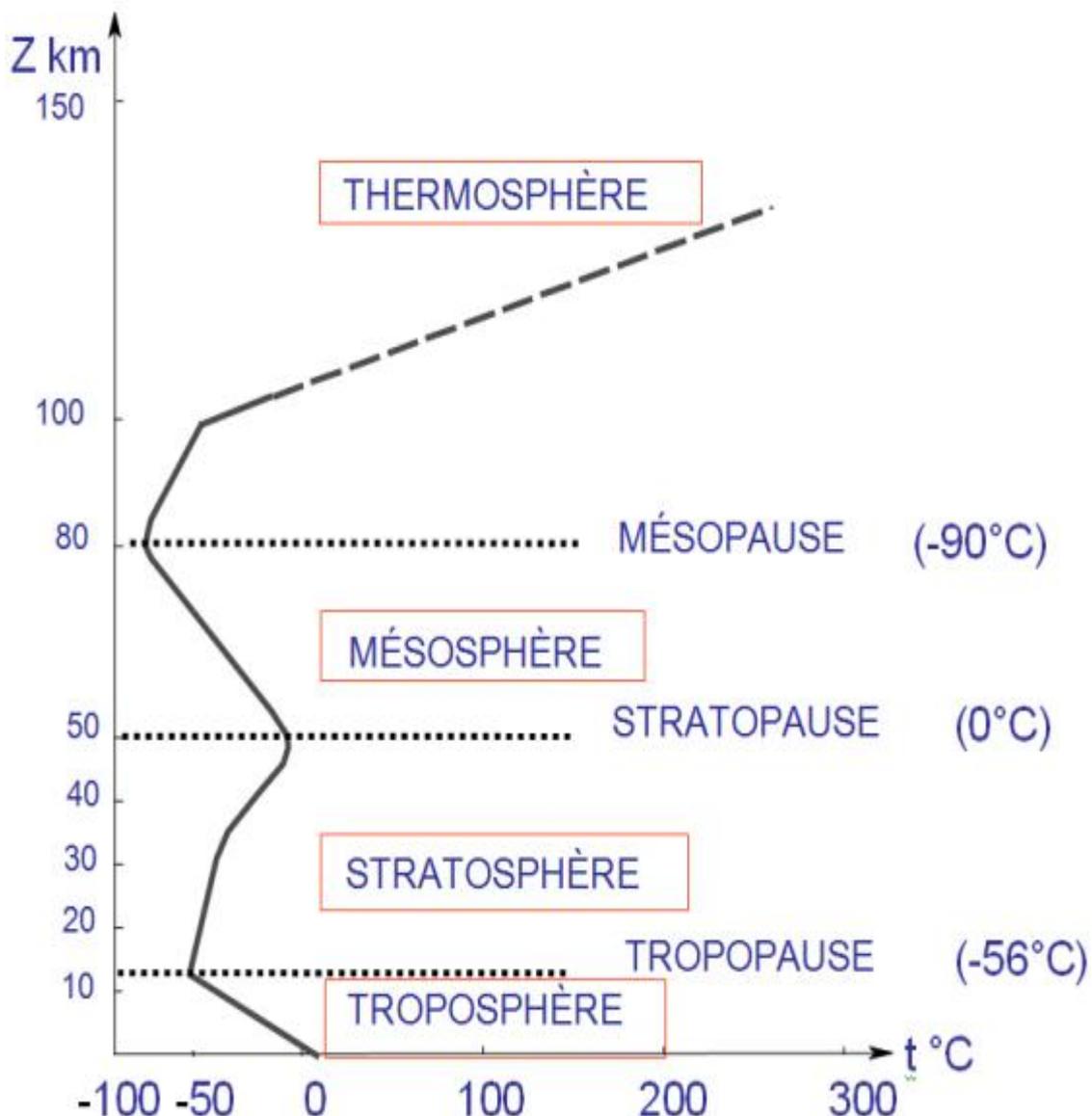


Figure 1 : structure de l'atmosphère

3-3- composition moyenne de l'atmosphère

La composition chimique de l'atmosphère comprend pour l'essentiel, de **l'azote** (78%), de **l'oxygène** (21%), des **gaz rares** (Argon, Néon, Hélium...) et dans les basses couches, de la **vapeur d'eau** et du **dioxyde de carbone**.

Les constituants de l'air atmosphérique peuvent être classés en deux catégories :

- les constituants comme l'azote, les gaz rares, dont la concentration est constante, tout au moins dans les basses couches de l'atmosphère.
- les constituants dont la teneur varie dans l'atmosphère, tels que le dioxyde de carbone et surtout la vapeur d'eau.

L'ensemble des gaz, dont les proportions restent constantes, forme l'air sec considéré comme un gaz parfait. La composition de l'air sec ainsi que sa masse molaire ont été, pour les besoins de la météorologie, arrêtées internationalement aux valeurs indiquées ci-dessous.

Le dioxyde de carbone et l'ozone sont des constituants pouvant subir quelques variations selon le lieu et l'époque. Cependant leur concentration étant faible dans l'atmosphère, ces variations ne modifient pas notablement la composition chimique de l'air sec, ni sa masse molaire (variations considérées donc comme négligeables).

Tableau 01 : Composition chimique de l'air sec

Gaz constituants de l'air sec	Volumes (en %)	Masses molaires (O = 16,000)
Azote (N ₂)	78,09	28,016
Oxygène (O ₂)	20,95	32,000
Argon (A)	0,93	39,944
Dioxyde de carbone (CO ₂)	0,035	44,010
Néon (Ne)	1,8 10 ⁻³	20,183
Hélium (He)	5,24 10 ⁻⁴	4,003
Krypton (Kr)	1,0 10 ⁻⁴	83,07
Hydrogene (H ₂)	5,0 10 ⁻⁵	2,016
Xénon (Xe)	8,0 10 ⁻⁶	131,3
Ozone (O ₃)	1,0 10 ⁻⁶	48,000
Radon (Rn)	6,0 10 ⁻¹⁸	222,00

3-4-Les rôles de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre a joué et joue toujours un rôle essentiel pour la protection de la vie sur Terre.

- **L'atmosphère terrestre nous protège des météorites**

Les météorites sont des blocs de glace et de roche provenant de l'espace dans lequel ils se déplacent à des vitesses souvent très élevées. En rentrant dans l'atmosphère elles subissent des frottements très importants qui les portent à haute température et finissent par les faire exploser et les réduire en poussières.

Les météorites de grande taille peuvent cependant atteindre le sol et provoquer des dégâts qui dépendent de leur taille de leur vitesse.

- **La couche d'ozone nous protège de rayonnements dangereux**

Située dans la stratosphère cette couche épaisse seulement de 3 mm en moyenne arrête une partie des rayons ultraviolets (UV) nocifs pour les êtres vivants.

- **L'atmosphère terrestre maintient une température idéale pour la vie**

En l'absence d'atmosphère les températures seraient extrêmes: une centaine de degrés Celsius au-dessus de zéro le jour et une centaine de degrés Celsius au-dessous de zéro la nuit. L'atmosphère réduit ces écarts de température. L'atmosphère nous permet également de bénéficier de températures plus élevées grâce à l'effet de serre. Sans lui, les températures sur Terre seraient trop basses. Il permet de piéger une partie de la chaleur reçue sous forme de rayonnements provenant du Soleil. Au lieu d'être.

4 – Moments remarquables de l'année solaire

1La trajectoire du Soleil dans le Ciel

On sait aujourd'hui que la course du Soleil dans le Ciel est un mouvement apparent, reflet des mouvements réels de la Terre : la rotation propre de notre planète sur elle-même en une journée explique la succession des jours et des nuits et sa révolution autour du Soleil en une année explique la succession des saisons.

4-1Le mouvement journalier

Au cours de la journée, le Soleil décrit une trajectoire circulaire dans le Ciel (Figure 1). Il se

lève du cote de l'est, monte graduellement jusqu'à un point culminant où il indique la direction du sud, puis redescend pour se coucher du cote de l'ouest. La nuit, c'est au tour des étoiles d'effectuer des mouvements similaires et de tourner dans le Ciel d'est en ouest

4-2 La trajectoire du Soleil au fil des saisons

La Terre tourne sur elle-même, autour de son axe des pôles, en 23 h 56 min 4 s. En même temps elle tourne autour du Soleil en un an, soit environ 365,25 jours, selon une trajectoire très légèrement elliptique dont le Soleil constitue un des foyers ; le plan de cette trajectoire est le plan de l'écliptique

Au fil de l'année, la trajectoire que le Soleil effectue chaque jour dans le Ciel évolue : le Soleil monte plus ou moins haut dans le ciel ; il se lève et se couche à des endroits différents et le jour dure plus ou moins longtemps. La trajectoire du Soleil dans le Ciel change donc chaque jour mais toutes ses trajectoires sont parallèles entre elles et perpendiculaires à l'axe de rotation de la Terre.

Le jour **des équinoxes** de printemps et d'automne, le Soleil décrit l'équateur céleste. Ce sont les seuls deux jours de l'année où le Soleil se lève exactement à l'est et se couche exactement à l'ouest et où le jour et la nuit ont des durées égales de 12h. Le jour du solstice d'été, le Soleil atteint sa plus grande hauteur dans le ciel ; il se lève au nord-est et se couche au nord-ouest. Le jour du solstice d'hiver, c'est le moment où le Soleil reste le plus bas. Il se lève au sud-est et se couche au sud-ouest. Ce qui change au cours de l'année, c'est donc **uniquement la position du Soleil par rapport à l'équateur céleste** (c'est-à-dire la déclinaison du Soleil). De l'équinoxe de printemps à l'équinoxe d'automne en passant par le solstice d'été, le Soleil est au-dessus de l'équateur ; le reste de l'année, il est en dessous.

Au solstice d'été : La direction Terre-Soleil est contenue dans le plan P. Le Soleil étant au-dessus de l'équateur, il a sa déclinaison maximale : $\delta = +\varepsilon = 23^\circ 26'$.

– ***A l'équinoxe d'automne*** : La direction Terre-Soleil est perpendiculaire au plan P. Le Soleil est exactement dans le plan de l'équateur, sa déclinaison est nulle : $\delta = 0^\circ$.

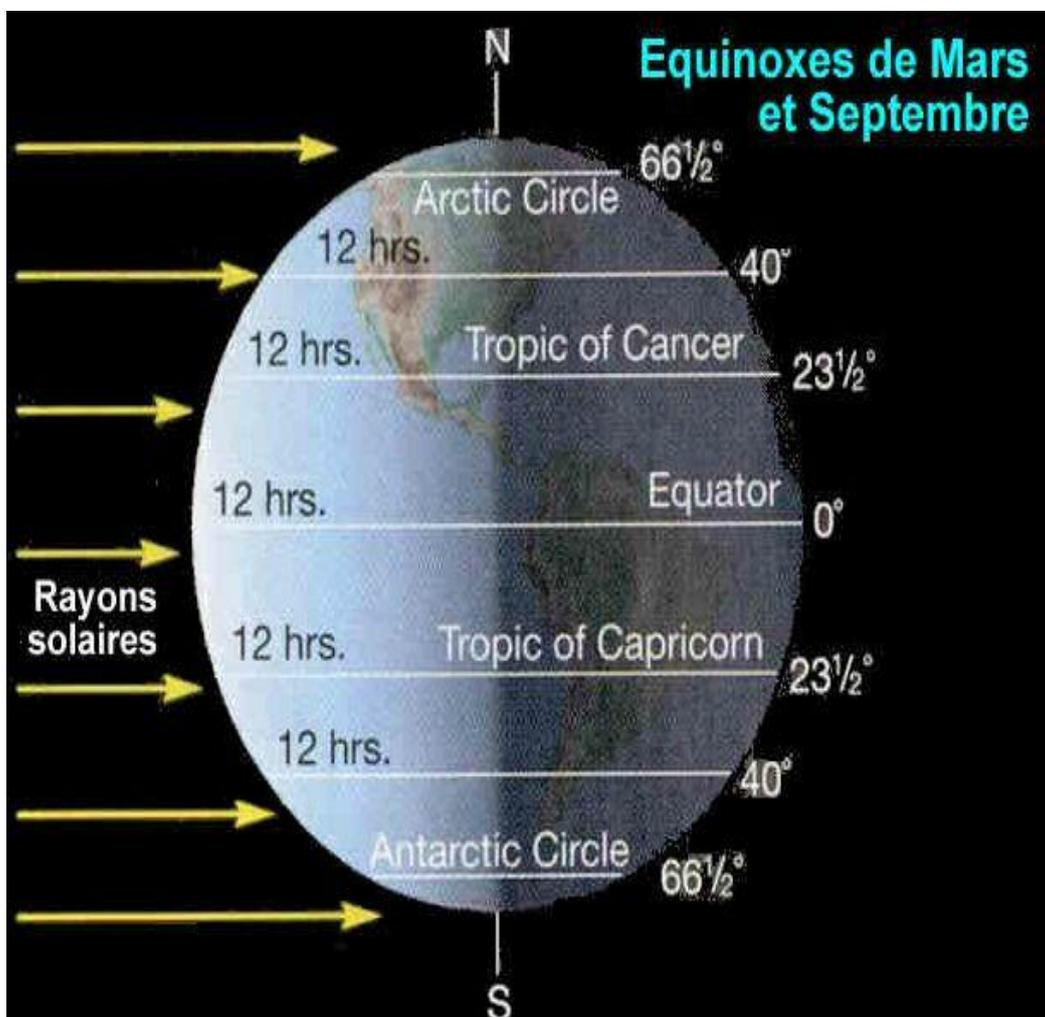
– ***Au solstice d'hiver*** : La direction Terre-Soleil est contenue dans le plan P. Le Soleil étant en dessous de l'équateur, il a sa déclinaison minimale : $\delta = -\varepsilon = -23^\circ 26'$.

– ***A l'équinoxe de printemps*** : La direction Terre-Soleil est perpendiculaire au plan P. Le Soleil est exactement dans le plan de l'équateur, sa déclinaison est nulle : $\delta = 0^\circ$.

Un **équinoxe** est un instant de l'année où le plan équatorial terrestre traverse le Soleil ; changeant d'hémisphère céleste. Ce jour-là, le Soleil est exactement au zénith sur l'équateur terrestre.

Dans l'hémisphère Nord, le **solstice d'hiver** correspond à la nuit la plus longue (21 ou 22 décembre). Dans l'hémisphère Sud, le **solstice d'hiver** a lieu le 21 ou 22 juin (les saisons sont inversées). Les jours de **solstice**, le Soleil passe à la verticale de l'un des deux tropiques.

Le terme « **équinoxe** » vient du latin *æquinoctium*, qui lie *æquus* (égal) à *nox* (nuit), et désigne le moment où la durée du jour est égale à celle de la nuit. Pour l'**équinoxe** de septembre, cela se produit le 20 et le 23 du mois selon les années (l'été de l'hémisphère nord est plus long que celui de l'hémisphère austral).



CHAPITRE II : Rayonnement solaire (voir plus de détails (exposés))

II- Rayonnement solaire :

II-1 Définition :

Le **rayonnement solaire** est l'ensemble des ondes électromagnétiques émises par le Soleil.

Il est composé de toute la gamme des rayonnements, de l'ultraviolet lointain comme les rayons gamma aux ondes radio en passant par la lumière visible. Le rayonnement solaire contient aussi des rayons cosmiques de particules animées d'une vitesse et d'une énergie extrêmement élevées.

Ce rayonnement transporte l'énergie solaire, indispensable à toute vie terrestre.

Remarque : Le rayonnement solaire qui arrive au sol se décompose en deux parties : L'une provient directement du soleil (direct), l'autre a été diffusée par l'atmosphère (diffuse). L'atmosphère et la terre possèdent également un rayonnement propre. La connaissance de ces divers rayonnements permet d'établir un bilan radiatif du système terre- atmosphère.

II-2 Généralités sur les ondes électromagnétiques

Définitions

Le rayonnement électromagnétique correspond à l'ensemble des radiations émises par une source qui peut être soit le soleil, soit la surface terrestre ou océanique ou l'atmosphère, ou bien encore le capteur satellitaire lui-même, sous forme d'ondes électromagnétiques ou de particules.

* Rayonnement : un ensemble d'ondes électromagnétiques qui transportent de l'énergie ;

* Radiation : un ensemble d'ondes de même longueur d'onde.

Une onde électromagnétique comporte à la fois un champ électrique et un champ magnétique oscillant à la même fréquence.

La propagation de ces ondes s'effectue à une vitesse qui dépend du milieu considéré.

II-3-Rayonnement solaire extra-terrestre

Le rayonnement solaire reçu à la limite supérieure de l'atmosphère terrestre s'appelle le rayonnement solaire extraterrestre. Le rayonnement solaire extraterrestre est disponible partout sur Terre, mais seule une fraction arrive au sol. Cette fraction peut varier selon les conditions atmosphériques et peut atteindre 85% par temps clair, mais aussi descendre à 5%

lors d'un jour très nuageux. La réduction de rayonnement solaire pendant son passage à travers l'atmosphère est influencé par les phénomènes suivants :

- Absorption par les constituants atmosphériques
- Dispersion par des molécules d'air et des particules d'aérosol. Ces particules d'aérosols proviennent de sources différentes. Elles consistent principalement en particules de poussière de la Terre, et en des gouttelettes ou des cristaux de glace d'eau des nuages minces. En outre, il peut y avoir des fumées ou des vapeurs, des polluants photochimiques, des gouttelettes d'acide sulfurique ou n'importe quels matériaux solides, liquides ou hétérogènes assez petits pour être aéroportés. Les phénomènes précédents interviennent en même temps, sont tout à fait complexes et dépendent en grande partie de la composition de l'atmosphère, de la longueur d'onde du rayonnement solaire et de la longueur de son trajet depuis l'atmosphère avant d'atteindre la surface terrestre.

Remarque :

Le rayonnement solaire (ultra-violet, visible, infra-rouge), est la principale source d'énergie sur Terre. Un équilibre s'établit entre l'énergie solaire qui arrive et le rayonnement tellurique (infra-rouge), émis par la Terre.

La température à la surface de la Terre s'ajuste de manière à maintenir cet équilibre entre énergie absorbée et énergie perdue. Différents mécanismes interviennent dans l'établissement de cet équilibre.

II-4 l'énergie sur la terre

L'énergie sur la terre vient pour l'essentiel du Soleil : la quantité d'énergie qui provient de la chaleur interne de la Terre (flux géothermique) ne représente environ que le dix millième de l'énergie solaire. Quand à celle qui vient du reste de l'univers (rayonnement cosmique, lumière des étoiles...) elle est de l'ordre du millionième.

II4-1-L'énergie solaire

L'énergie solaire arrive sous forme de rayonnement solaire. L'œil en perçoit la partie visible, ce qui représente 40% de cette énergie. Le reste se distribue dans l'infrarouge proche (50%) et dans l'ultraviolet (10%). Moyennée sur l'année et sur l'ensemble de la Terre, l'énergie solaire qui arrive est de 342 watts par m². Toute cette énergie ne "chauffe" pas la Terre, c'est-à-dire n'est pas absorbée par la Terre (atmosphère, océans, continents). Environ 30% (c'est-à-dire 107 watts par m²) est renvoyé (ou réfléchi) dans l'espace par l'atmosphère, les océans et les

continents. C'est à cause de cette lumière réfléchi que la Terre est visible de l'espace et que les planètes apparaissent brillantes la nuit dans le ciel. Il en reste donc 235 watts par m² (terme C) qui vont "chauffer" la Terre.

II-4-2 Les rayonnements solaires direct et diffus

Au sol, on distingue le rayonnement direct I, c'est-à-dire, le rayonnement qui a été transmis tel quel à travers l'atmosphère (rayonnement pour lequel l'atmosphère s'est montrée transparente), et le rayonnement diffus D, c'est-à-dire, le résultat de tous les phénomènes de diffusion sur les molécules et particules de l'atmosphère.

En un point quelconque, les rayons font un angle h avec l'horizontale du lieu (h est appelé la hauteur du soleil).

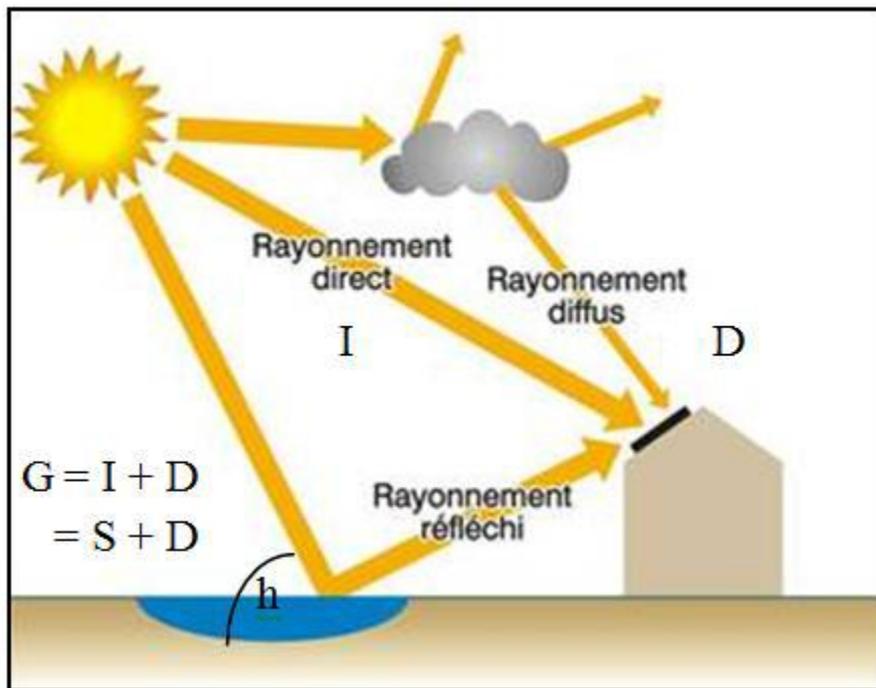


Figure : Rayonnements direct et diffus

Le sol et l'atmosphère ont un rayonnement propre lié à leur température. Dans la gamme des températures normales (0°C à 30°C, soit 270 à 300°K environ), les corps émettent dans les longueurs d'onde comprises entre 5μ et 100 μ. Pour un corps noir, λ_{max} serait autour de 10 μ, et l'énergie totale émise est de 0.5 cal/cm²/mn. Le sol, l'eau, la neige et les plantes se comportent presque comme des corps noirs pour l'émission.

II4-3 Rayonnement du sol R_s

Le sol émet donc dans l'infrarouge entre 5 μ et 100 μ. λ_{max}= 10 μ. Energie émise selon la température, de 0.15 à 0.60 cal/cm²/mn.

Comme son émission est voisine de celle du corps noir à même température, on désigne souvent R_s par sa valeur approchée σT⁴.

II4-2-1 Absorption par l'atmosphère du rayonnement du sol

Entre 5 μ et 10 μ 0, les constituants de l'air possèdent un certain nombre de bandes d'absorption sélective. Cette absorption est due au gaz carbonique CO₂, à l'ozone O₃, et à la

vapeur H₂O essentiellement. L'absorption est variable en fonction de la température, de la pression, et de la quantité de vapeur d'eau présente. Entre 5.5 μ et 7 μ , et au-delà de 30 μ , tout le rayonnement du sol est absorbé par l'atmosphère. Il reste une fenêtre de transparence atmosphérique importante entre 8.5 et 13 μ . Rappelons qu'en dessous de 4 μ , cas de l'essentiel du rayonnement solaire, l'atmosphère n'absorbe pas du tout (transparence).

II4-2- Rayonnement atmosphérique Ra

A l'absorption que nous venons de voir, est liée une émission dans les mêmes longueurs d'onde. Dans l'absorption, le rôle de la vapeur d'eau était prédominant, il l'est donc aussi dans l'émission. Le rayonnement de l'atmosphère d'étale de 5 à 100 μ ; s'il suivait les lois du corps noir, on aurait $\lambda_{\max} = 18 \mu$. Donc il n'interfère pas du tout avec le rayonnement solaire. Suivant l'enuagement, Ra prend des valeurs de 0.3 à 0.6 cal/cm²/mn. Entre 5 μ et 100 μ , les constituants de l'air possèdent un certain nombre de bandes d'absorption sélective. Cette absorption est due au gaz carbonique CO₂, à l'ozone O₃, et à la vapeur H₂O essentiellement. L'absorption est variable en fonction de la température, de la pression, et de la quantité de vapeur d'eau présente. Entre 5.5 μ et 7 μ , et au-delà de 30 μ , tout le rayonnement du sol est absorbé par l'atmosphère. Il reste une fenêtre de transparence atmosphérique importante entre 8.5 et 13 μ . Rappelons qu'en dessous de 4 μ , cas de l'essentiel du rayonnement solaire, l'atmosphère n'absorbe pas du tout (transparence).

CHAPITRE III : Bilans radioactifs (voir plus de détails (exposés))

III-3 La température à la surface de la Terre

La température sur la surface de la Terre (continents et océans) est le résultat d'un équilibre entre toute l'énergie qui chauffe la surface de la Terre, ce qui représente 492 watts par m² et toute l'énergie que perd cette même surface qui représente également 492 watts par m². Il est intéressant de comprendre l'origine de chacun de ces termes car un changement dans chacune de ces origines, qu'il soit naturel ou lié à l'homme, entraînera un nouvel équilibre de l'énergie, et par conséquent modifiera la température moyenne sur Terre et se répercutera sur le climat.

III-3-1 Par quels mécanismes la surface se refroidit-elle?

Trois mécanismes différents interviennent pour refroidir la surface de la Terre.

***Le rayonnement infrarouge (IR) émis par la surface de la Terre.**

Le fait d'être à une température donnée s'accompagne de l'émission de rayonnement. Le domaine du rayonnement (rayons X, lumière visible, infrarouge proche, infrarouge lointain, onde millimétrique etc.) est fixé par la température : la surface de la Terre qui est en moyenne à 15°C rayonne dans l'infrarouge centré à 10 micromètres (rayonnement non décelable par l'œil), alors que le rayonnement émis par la surface du Soleil, qui, elle, se trouve à une température proche de 6000 degrés, est centrée dans le visible (0,5 micromètre).

Ce rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre correspond à une perte d'énergie de 390 watts par m² : il est directement déterminé par la température de 15°C. Ce rayonnement qui quitte la surface de la Terre (océans et continents) va traverser l'atmosphère : 95% seront absorbés par cette dernière, seuls 5% traverseront sans aucune interaction et quitteront directement et définitivement la planète Terre.

***L'évaporation de l'eau**

L'eau liquide sur la Terre s'évapore constamment dans l'atmosphère et donne des nuages par condensation; cette même quantité d'eau retourne sur la surface de la Terre par la pluie (cycle de l'eau). Il s'évapore en moyenne 3 mm d'eau par jour ce qui entraîne un refroidissement de la surface qui, exprimé en énergie, correspond à 78 watts par m².

***Le réchauffement de l'air par le sol**

En moyenne la surface, plus chaude que l'air, se refroidit en réchauffant ce dernier au niveau du contact air - sol : les masses d'air, réchauffées, s'élèvent et ce mécanisme donne naissance aux mouvements verticaux de l'atmosphère. En moyenne cela correspond à une perte de 24 watts par m².

III-3-2-Par quoi est assuré le chauffage de la surface de la Terre ?

Deux origines à ce chauffage :

A- Le rayonnement solaire

On a vu ci-dessus que le chauffage de la surface de la planète est assuré par l'énergie (ou rayonnement) solaire (235 watts par m²). Quand ce rayonnement traverse l'atmosphère certains constituants de l'atmosphère (principalement la vapeur d'eau et la couche d'ozone) en absorbent une partie (67 watts par m²), le restant (168 watts par m²) parvient à la surface et est entièrement absorbé par celle-ci.

B- Le rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère

Tout comme la surface de la Terre (continents et océans) qui émet un rayonnement infrarouge fixé par sa température, l'atmosphère émet, elle aussi, un rayonnement infrarouge. Elle l'émet d'une part vers l'espace (195 watts par m²) et d'autre part vers la surface de la Terre (324 watts par m²). Ce dernier est beaucoup plus important que la partie du rayonnement solaire

absorbé par la surface : c'est grâce à lui que la nuit, (pas de chauffage solaire) la température reste clémente.

CHAPITRE IV : Principaux appareils de mesure des facteurs climatiques

IV.1 – Différents appareils de mesure

IV.1.1 – Appareils de mesure des températures

Définition : La température mesure une grandeur physique liée à la sensation de chaud et froid d'un corps par rapport à un autre corps. Par définition, une température est une mesure numérique d'une chaleur, sa détermination se fait par détection de rayonnement thermique, la vitesse des particules, l'énergie cinétique, ou par le comportement de la masse d'un matériau thermométrique. Elle est mesurée grâce à des thermomètres disposés dans un abri météorologique (voir figure ci-dessous)

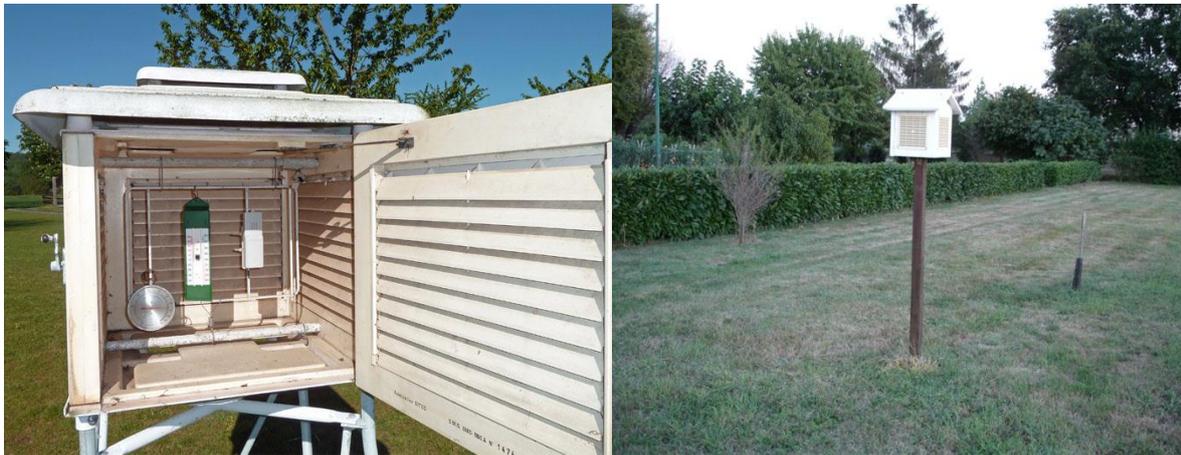


Figure 1: Photos d'abris météorologiques.

A- Le thermomètre

Instrument permettant de mesurer la température ambiante. Il se compose essentiellement d'un tube en verre gradué contenant une colonne de mercure ou d'alcool qui se dilate ou se contracte suivant les variations de la température. Lorsque la température s'élève, le mercure ou l'alcool se réchauffe et son volume augmente. Le volume de la colonne de liquide monte donc et on peut ainsi déterminer la température en lisant sa valeur sur l'échelle graduée.

Les unités de mesure sont :

°C Degré Celsius $^{\circ}\text{C} = 0.56 \times (^{\circ}\text{F} - 32)$

°F Degré Fahrenheit $^{\circ}\text{F} = 1.8 \times (^{\circ}\text{C} + 32)$

K Kelvin $\text{K} = (273 + ^{\circ}\text{C})$

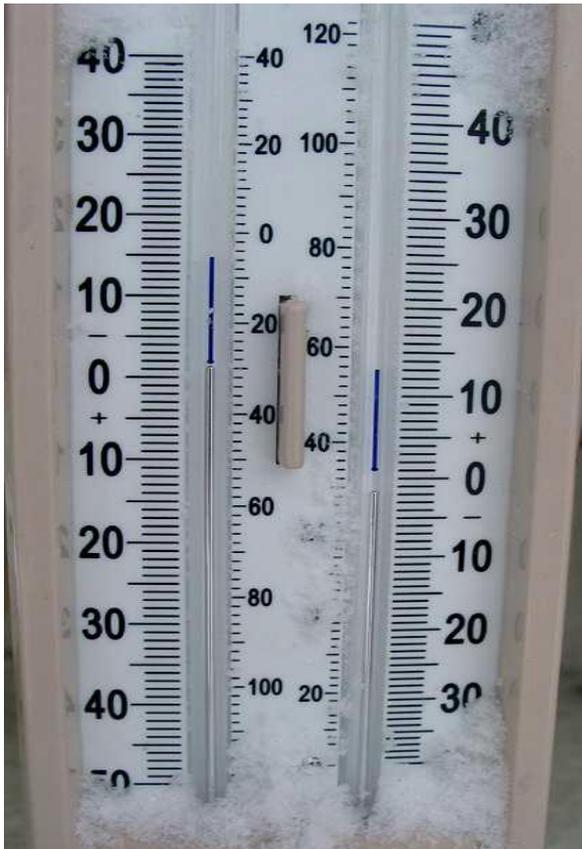


Figure 2: photo de thermomètre

Attention, la température de l'air se mesure toujours à l'abri du rayonnement thermique :

- à l'ombre, et non en plein soleil ; à l'écart d'une surface chaude telle qu'un four

Pour mesurer la température de l'air :

- placer l'appareil de mesure au niveau du poste de travail, à 1,5 m de haut, en écartant les travailleurs (pour ne pas influencer le mesurage) et en abritant le capteur contre le rayonnement (soleil, four...) par un écran, la main ou une feuille de papier ;
- attendre la durée de stabilisation selon l'appareil choisi ;
- effectuer le relevé de la température avec une incertitude acceptable de 1°C.

. Thermomètre à maxima

C'est un thermomètre à mercure qui enregistre la température maximale de la journée.

. Thermomètre à minima

C'est un thermomètre qui enregistre la température minimale de la journée.

La température moyenne de la journée se calcule par la formule :

$$T_{\text{moy}} = \frac{T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{2}$$

. Le thermographe

Cet appareil est utilisé pour enregistrer l'évolution de température en fonction du temps.



Figure 3: Photo de thermographe

IV.1.2-Appareils de mesure de l'humidité de l'air

Définitions :

* **L'humidité de l'air** est la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air atmosphérique.

* **L'humidité relative ou degré hygrométrique** : est généralement exprimé en %. Elle représente le rapport entre le poids d'eau contenu dans 1m^3 d'air déterminé et le poids d'eau maximum que cet air pourrait contenir à la même température, s'il était saturé. La saturation correspond à une humidité relative de 100%. (Le rapport entre la quantité d'eau contenue dans une masse d'air et la quantité maximale d'eau que peut contenir cette masse d'air).

* **Humidité absolue** : masse de la vapeur d'eau (ou poids d'eau) contenu dans 1 kg d'air sec (ou 1 m^3 d'air sec).

* **Le point de rosée** : Le point de rosée de l'air est la température à laquelle la vapeur d'eau présente dans l'air commence à se condenser. Cette température varie en fonction de l'humidité de l'air

Pourquoi mesurer l'hygrométrie ?

En agriculture, mesurer le taux d'humidité est avant tout utile pour :

- Connaître l'humidité des sols pour que les végétaux poussent de manière optimale.

- Définir le stade optimal de récolte.
- Stocker les récoltes dans des conditions optimum.

On mesure le taux d'humidité dans l'air par :

A- Hygromètre

Définition :

Un hygromètre, ou un humidimètre, est un instrument mesurant l'humidité relative de l'atmosphère, l'hygrométrie, et permettant de déterminer le point de rosée, l'humidité ambiante, l'humidité atmosphérique ou l'humidité de l'air. Aujourd'hui, il existe plusieurs types d'hygromètres les plus connus sont :

*L'hygromètre à cheveux utilise un cheveu humain ou animal sous tension pour montrer les variations d'humidité. Les capillaires changent en longueur avec une humidité supérieure et inférieure. Les variations de la longueur permettent d'observer et mesurer les modifications après calibrage via une molette.

*. L'hygromètre à bobine de métal mesure les variations d'humidité dans l'air en absorbant l'humidité et provoquant un déplacement vers le haut ou vers le bas.

*Les plus simples sont les hygromètres organiques. Ils sont basés sur la propriété d'une substance organique de se contracter ou se dilater selon l'humidité. L'appareil relié à un système d'enregistrement constitue un hygromètre.

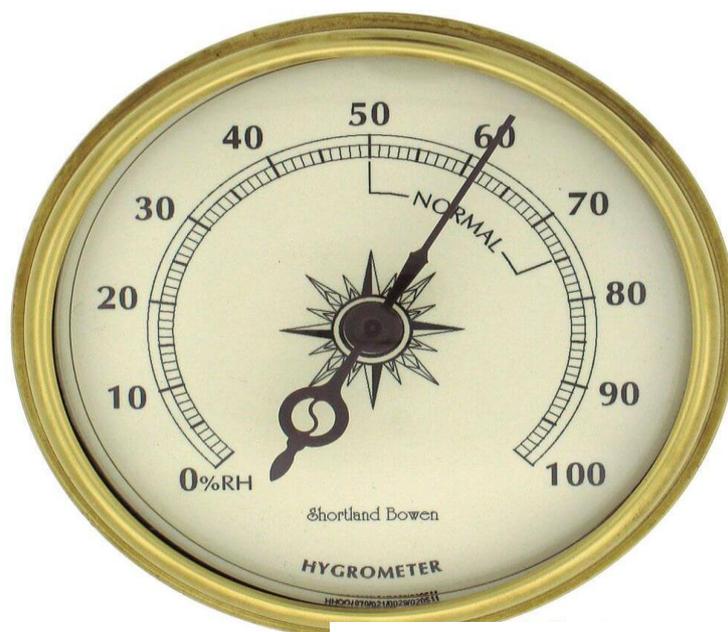


Figure 4: Photo d'un hygromètre

A-1-Autres types d'hygromètres :

*L'hygromètre mécanique

*L'hygromètre électrolytique

*L'hygromètre à condensation

*Le psychromètre

A-2-Psychromètre

A2-1Principe de mesure

En effet, cet appareil, constitué de deux thermomètres, permet de mesurer : la température sèche de l'air (appelée aussi "de bulbe sec" par analogie au bulbe du thermomètre) qui définit le "degré d'agitation moléculaire de l'air".

la température humide de l'air (appelée aussi "de bulbe humide") obtenue par la mesure, à l'aide d'un bout de tissu enveloppé sur l'élément de mesure (bulbe), imbibé d'eau et ventilé pour provoquer l'évaporation de cette eau. Cette température est par la nature même de l'échange thermodynamique eau/air (évaporation) inférieure à la température sèche de cet air. Ces deux mesures permettent de définir de façon relativement précise les caractéristiques de l'air humide.

Une règlette, livrée avec l'appareil, donne la valeur de l'humidité relative de l'air.

De nos jours, les appareils de mesure numériques permettent de déterminer toutes les caractéristiques rapidement avec une erreur relative faible.

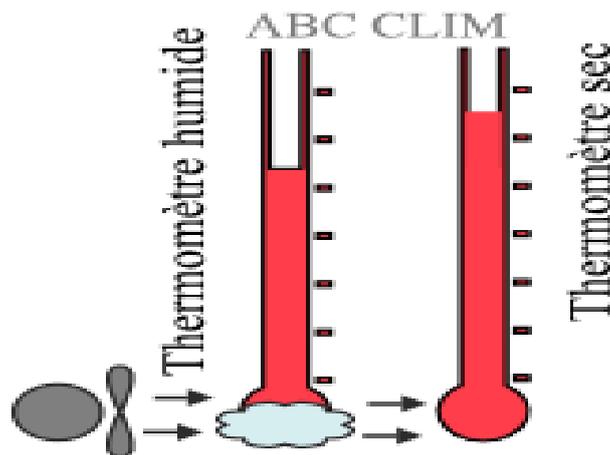


Figure 5: Photos représentant un psychromètre

A2-2 Exemple de mesure d'humidité par psychromètre

Une table psychrométrique permet de visualiser le pourcentage d'humidité dans l'air et mieux comprendre la relation entre l'humidité et la température. Prenons deux thermomètres à alcool, l'un des deux, le thermomètre humide a le bulbe entouré d'ouate humide, l'autre est laissé tel quel. Plaçons les deux thermomètres dans un courant d'air, l'eau contenue dans le morceau d'ouate s'évapore, la température du thermomètre humide descend alors que le thermomètre à bulbe sec mesure la température ambiante. Il suffit de reporter sur la table psychrométrique la différence de température entre des deux thermomètres pour obtenir l'humidité relative en pourcentage.

Remarquons que plus la différence de température est faible plus le taux d'humidité est important.



Les cellules jaunes sont exprimées en %

Température bulbe sec °C	Différence température thermomètre bulbe sec et humide en °C											
	0,5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
30	100	96	93	86	78	72	65	59	53	48	42	37
29	100	96	92	85	78	71	65	58	52	46	41	35
28	100	96	92	85	78	70	64	57	51	45	39	34
27	100	96	92	84	77	70	63	56	50	44	38	32
26	100	96	92	84	77	69	62	55	49	43	37	31
25	100	96	92	84	76	69	61	54	48	41	35	29
24	100	96	91	83	76	68	60	53	46	40	33	24
23	100	96	91	83	75	67	59	52	45	38	31	25

22	100	95	91	83	74	66	58	51	44	37	30	23
21	100	95	91	82	73	65	54	49	42	35	28	21
20	100	95	91	81	73	64	56	48	40	33	26	19
19	100	95	90	81	72	63	55	47	39	31	23	16
18	100	95	90	80	71	62	53	45	37	29	21	
17	100	95	90	80	70	61	52	43	35	27	19	
16	100	95	90	79	69	60	50	41	33	24	16	
15	100	94	89	79	68	58	49	40	30	22		
14	100	94	89	78	67	57	47	37	28	19		
13	100	94	88	77	66	55	45	35	26	16		
12	100	94	88	76	65	54	43	33	23			
11	100	94	87	75	64	52	41	30	20			
10	100	94	87	75	62	50	39	28	17			
9	100	93	87	74	61	49	36	25				
8	100	93	86	72	59	46	34	20				
7	100	93	85	71	58	44	31	18				
6	100	92	85	70	55	42	28	15				
5	100	92	84	69	54	39	25					
4	100	92	83	67	51	36	21					
3	100	91	83	66	49	33	17					
2	100	91	82	64	47	30						
1	100	91	81	63	46	27						
	100	91	81	62	45	25						

Pour mesurer l'humidité de l'air

- placer l'appareil au niveau du poste de travail à 1,5 m de hauteur, en écartant les travailleurs (pour ne pas influencer le mesurage) et en abritant le capteur contre le rayonnement (soleil, four...), par un écran, la main ou une feuille de papier ;
- attendre la durée de stabilisation selon l'appareil choisi ;
- effectuer le relevé du taux d'humidité, avec une précision acceptable de 5%.

IV.1.3 -Appareil de mesure des vents :

Le vent est un mouvement horizontal de l'air sur la surface de la Terre (est un déplacement d'air engendré par une masse d'air chaud qui rencontre une masse d'air froid), Il naît d'une différence de pression, et se propage perpendiculairement aux isobares. Le vent peut être

défini par sa direction (le plus souvent son origine) et par sa vitesse (kilomètre par heure, mètre par seconde...).

On utilise pour mesurer la direction du vent une girouette et pour la vitesse un anémomètre

La girouette est une plaque de forme variable, mobile autour d'un axe vertical et placée au sommet d'un toit ou d'un mât. Sous l'effet du vent, la girouette se place dans le sens du vent (la plaque du côté opposé à l'origine du vent). La lecture de la position angulaire de la girouette, à l'œil ou de manière électronique, donne la direction du vent.

L'anémomètre est un instrument qui sert, de manière générale, à mesurer la vitesse d'écoulement d'un fluide gazeux. Il peut être constitué d'une simple hélice munie d'un capteur de vitesse (qu'il faut orienter alors dans le sens du vent) ou d'un rotor supportant trois demi-sphères placées à 120° l'une de l'autre et muni d'un capteur de fréquence.



Figure 6: photo Anémomètre à hélice

Ressemblant à de petits avions, ils sont couplés à une girouette et s'orientent dans la direction du vent. L'hélice, qui mesure la vitesse du vent, tourne autour d'un axe horizontal.

Remarque : un vent fort, en contact avec la surface de l'eau ou du corps humain favorise le phénomène de l'évaporation (l'énergie cinétique est perdue en chaleur)

Il existe des modalités d'évaluer la vitesse du vent sans la mesurer vraiment. On utilise pour cela des échelles.

Une des échelles les plus souvent utilisées est celle de Beaufort, qui permet d'estimer la vitesse du vent selon ses effets sur l'environnement.

Échelle de BEAUFORT

Degré de l'échelle	Appellation	Effets produits par le vent	Vitesse (km/h)	Vitesse (noeuds)
0	Calme	Calme, la fumée s'élève verticalement.	0 à 1	0 à 0,54
1	Brise très légère	La direction du vent est révélée par le sens de la fumée, mais non par la girouette.	1 à 5	0,54 à 2,7
2	Brise légère	On sent le vent sur la figure. La girouette est mise en mouvement. Les feuilles bougent.	5 à 11	2,7 à 5,9
3	Petite brise	Feuilles et petites branches constamment agitées. Le vent déploie les drapeaux légers.	11 à 19	5,9 à 10,2
4	Jolie brise	Soulève la poussière et les papiers, fait mouvoir les petites branches.	19 à 28	10,2 à 15
5	Bonne brise	Les arbustes en feuilles balancent. Des vaguelettes se forment sur les lacs ou étangs.	28 à 38	15 à 20,5
6	Vent frais	Les grandes branches bougent. Les fils électriques bougent. L'usage des parapluies devient difficile.	38 à 50	20,5 à 27
7	Grand vent	Les arbres entiers sont agités. Il est pénible de marcher contre le vent.	50 à 61	27 à 33
8	Coup de vent	Brise les petites branches des arbres.	62 à 74	33 à 40
9	Fort coup de vent	Domages aux constructions légères, cheminées et tuiles emportées.	75 à 88	40 à 47,5
10	Tempête	Arbres déracinés. Graves dégâts aux constructions.	89 à 102	47,5 à 55
11	Violente tempête	Ravages étendus.	103 à 117	55 à 63

12	Ouragan	Destructions considérables.	118 et plus	63 et plus
----	---------	-----------------------------	-------------	------------

IV.1.4- Appareils de mesure de la pluviométrie

La mesure de la pluie est appelée « pluviométrie ». Elle s'effectue avec un simple appareil nommé « pluviomètre ». La mesure correspond à la hauteur d'eau recueillie sur une surface plane et s'exprime en millimètres par unité de temps (heure, jour, mois...). Une pluie de 10 mm correspond à un volume de 10 litres pour 1m² de surface.

Sont dénommées précipitations toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre sous forme liquide (bruine, pluie, averse), glace (neige, grêle) et les précipitations déposées (rosée, gelée blanche, givre).

Les pluies se caractérisent aussi par leur durée, leur fréquence et leur intensité tout au long de l'année.

A- Le pluviomètre

Le pluviomètre est un récipient cylindrique d'environ 36 cm de hauteur et de 11.4 cm de diamètre. Sa partie supérieure est amovible. On peut l'enlever. Elle a la forme d'un entonnoir par lequel s'écoule l'eau de pluie qui est ensuite recueillie dans un cylindre gradué en cm



Figure7 : photo d'un pluviomètre

B-le pluviographe :

Le pluviographe se distingue du pluviomètre en ce sens que la précipitation, au lieu de s'écouler directement, va dans un dispositif particulier (réservoir à flotteur) qui permet un enregistrement en permanence et en continu, et permet ainsi de déterminer, non seulement la hauteur de précipitations, mais aussi sa répartition dans le temps donc son intensité.



Figure 8: photo d'un pluviographe

IV.1.4.1 - Essai de mesure de l'évaporation naturelle

L'émission de la vapeur d'eau ou évapotranspiration (exprimée en mm), résulte de deux phénomènes : l'évaporation, qui est un phénomène purement physique, et la transpiration des plantes.

A-1 Définition :

L'évapotranspiration : (ET) est la quantité d'eau transférée vers l'atmosphère, par l'évaporation au niveau du sol et au niveau de l'interception des précipitations, et par la transpiration des plantes. Elle se définit par les transferts vers l'atmosphère de l'eau du sol, des plans d'eau et des êtres vivants, L'interception des précipitations par la végétation désigne le processus par lequel les eaux météoritiques sont captées et retenues par les feuilles et les branches, n'atteignent ainsi jamais la surface du sol. L'interception limite le rechargement de la ressource hydrique du sol, l'eau interceptée par les feuilles étant directement évaporée.

B-Facteurs d'influence :

De nombreux facteurs physiques, biologiques et météorologiques influencent l'évapotranspiration, dont notamment :

- le type de plante, le stade de croissance et maturité de la plante, la hauteur de la plante, la profondeur des racines, le stress hydrique
- le taux de couverture végétale (ou paillage) du sol, la densité du feuillage, l'eau de pluie retenue sur le feuillage ;
- les radiations solaires, la réverbération sur le sol et les plantes ;
- le contexte thermo hygrométrique (humidité et température de l'air), la pression atmosphérique et le vent ;
- l'humidité et la température du sol et l'eau disponible dans le sol ;
- la composition du sol (argile, sable...) et ses capacités de rétention, drainage et percolation...

Remarque

En optique, la réverbération est un phénomène physique par lequel une surface renvoie une partie des rayons lumineux qui l'atteignent. Les différents types de surfaces ont un indice de réverbération propre qui correspond à leur taux de réverbération c'est-à-dire à la part des rayons reçus qui sont réfléchis.

De façon simple, on peut considérer que plus une surface est claire, plus son indice de réverbération est fort. C'est sans aucun doute la neige qui est la surface naturelle qui renvoie le plus de rayonnements solaires, de l'ordre de 75 à 90 %. À l'inverse, l'eau et l'herbe ont des taux de réverbération faibles, en moyenne 5 % et 3 % respectivement. Le sable, avec un taux voisin de 15 %.

C-Diverses expressions de l'évapotranspiration

Comme pour la mesure des précipitations (pluie, neige, etc), l'unité de mesure de l'évapotranspiration est le millimètre de hauteur d'eau. 1 mm correspond à 1 litre d'eau par mètre carré ou à 10 mètres cubes par hectare. Pour donner un ordre de grandeur, l'évapotranspiration peut atteindre 4 à 6 mm/jour en plein été en zone tempérée européenne et 6 à 8 mm/jour en zone méditerranéenne.

C1-L'évapotranspirations potentielles (ETP)

L'ETP est donc l'évapotranspiration potentielle, soit le maximum d'eau (en mm) que peut évaporer le sol et transpirer la plante à condition que le sol soit bien pourvu en eau et que les plantes couvrent uniformément le sol. Ainsi l'ETP est donnée pour un sol dont la réserve utile est pleine, recouvert d'un 'gazon' homogène.

Remarque : La réserve utile du sol est le stock potentiel d'eau du sol disponible pour les plantes (en mm).

L'évapotranspiration potentielle peut être mesurée sur le terrain ou calculée à base de modèle. En agriculture, le modèle le plus souvent utilisé est celui de « Penman-Monteith ». Avec ce modèle, la couverture végétale est considérée comme un ensemble homogène. La formule de Penman-Monteith (1965) incorpore de nombreux paramètres, qui sont mesurables ou bien calculables à partir de données météorologiques et agronomiques.

C2- L'évapotranspiration réelle (ETR)

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.

Sur le plan agronomique et forestier, on est conduit à définir essentiellement trois données :

D-Méthodes de détermination des ETP

Il existe une grande variété de méthodes de mesure de l'évapotranspiration. Certaines d'entre elles sont plus convenables que d'autres pour des questions de précision ou de coût financier, ou sont particulièrement adaptées à des échelles d'espace et de temps données. On pourrait faire une classification de ces différentes méthodes en fonction d'un type d'approche adopté.

D1-1 Mesure de l'évapotranspiration

*** Approche hydrologique**

- Bilan hydrique - Lysimètre

*** Approche micro météorologique**

- Bilan d'énergie et rapport de Bowen - Méthode aérodynamique - Eddy Covariance

*** Approche physiologie végétale**

- Méthode du flux de sève - Système de chambres

D-2 Estimation de l'évapotranspiration

***Approche analytique**

Méthode de Penman-Monteith

***Approche empirique**

-Méthode du coefficient cultural Kc

-Méthode basée sur la modélisation du bilan hydrique

D.3- Approche hydrologique

a-Bilan hydrique La méthode du bilan hydrique est une méthode résiduelle, en ce sens qu'elle se base sur l'équation du bilan et sur la déduction de l'évapotranspiration à partir de la détermination des autres termes de l'équation. Cette méthode peut se justifier dans la mesure où les autres termes de l'équation du bilan sont souvent relativement plus faciles à déterminer. L'équation du bilan hydrique, dans son expression la plus complète, s'écrit :

$$P + I + W - ET - R - D = \pm \Delta S \text{ (mm/s) Avec :}$$

P, précipitations I, irrigation W, remontée capillaire D, drainage R, ruissellement ET, évapotranspiration ΔS , stock d'eau dans la zone racinaire En fonction de l'environnement, de conditions particulières ou d'hypothèses, du pas de temps, notamment, cette équation peut être simplifiée. Ainsi, le ruissellement peut être négligé dans les zones arides et semi-arides à très faibles pentes. Toujours dans les régions arides pour des sols minces ou pour des sols avec une nappe assez profonde, W peut être négligé. En outre, à l'échelle journalière, le drainage D peut être négligé si l'apport en eau (P et/ou I) n'excède pas la capacité de stockage du sol, la méthode du bilan hydrique convient aux petites parcelles ($\sim 10 \text{ m}^2$) ou aux grands bassins versants ($\sim 10 \text{ km}^2$).

b-Lysimètre Le lysimètre est une cuve étanche enterrée, à parois verticales, ouverte en surface et remplie d'une portion de terrain d'une épaisseur, qui peut varier de 0.5 à 2 m. La

végétation et les conditions à chaque niveau, surtout la teneur en eau, sont maintenues sensiblement identiques à celles du terrain en place.

Le lysimètre est pourvu à sa base d'un dispositif recueillant l'eau de drainage. On peut déduire l'évaporation à la surface du terrain à partir des variations de stock d'eau, par pesée, ou par des mesures de l'eau du sol et du drainage, et des données de précipitation indiquées par un pluviomètre à proximité. L'aire horizontale de la portion de terrain isolée doit être suffisamment grande pour obtenir une bonne précision de la hauteur d'eau évaporée, en théorie à 0.01 mm près. Un certain nombre de paramètres peuvent entacher d'erreurs, les mesures d'évapotranspiration faites avec un lysimètre. Ainsi pour les régions à climats semi-aride et aride, si le sol contenu dans le lysimètre est très fissuré, il peut en résulter une surestimation de l'évapotranspiration. Egalement, dans ces régions, l'échauffement (en surface) des parois métalliques du lysimètre peut provoquer une micro-advection de chaleur sensible au sein de la végétation contenue dans le lysimètre. Enfin, si les parois du lysimètre sont assez hautes par rapport au terrain naturel, il peut y avoir un effet d'écran par rapport au vent, et en plus, un surplus de rayonnement solaire réfléchi par les parois sur la végétation



Figure 09 représentant un lysimètre

c- L'évaporomètre Piche

L'évaporomètre Piche est constitué par une simple éprouvette en verre, de 1 cm carré environ de section et de 35 cm de longueur, remplie d'eau et fermée par une rondelle de papier buvard, maintenue au moyen d'une bague métallique faisant ressort. L'éprouvette étant retournée et placée verticalement. L'eau s'évapore progressivement par l'intermédiaire de la rondelle de buvard : c'est un évaporomètre à surface évaporante d'eau « artificielle ». Une division de la graduation correspond à 1 mm d'eau évaporée pour un disque de buvard de 30 mm de diamètre (surface évaporante : 13 cm²). Il est normalement installé sous l'abri météorologique ouvert sur les côtés. Bien entendu, la forme et aussi les dimensions de la surface qui évapore jouent un rôle important dans les mesures. Il en est de même de la température de la masse d'eau qui évapore, elle-même fonction des caractéristiques propres de l'appareil utilisé. Suivant le type d'instrument, les indications recueillies dans des conditions de milieu identiques peuvent être ainsi très différentes. De même, il reste évident qu'il n'y a pas, a priori, de commune mesure entre l'évaporation déterminée dans ces conditions et les pertes en eau subies par un sol, une plante ou encore un lac, une rivière ou une simple mare à la surface du sol. Cependant, toutes ces pertes par évaporation ou transpiration dépendent d'un certain nombre de facteurs physiques tels que la température de l'air, le rayonnement solaire, la vitesse du vent, etc. Elles dépendent aussi du degré de sécheresse de l'air, de sa plus ou moins grande teneur en vapeur d'eau, c'est-à-dire de son humidité. La détermination de la quantité d'eau évaporée journallement par une masse d'eau donnée peut fournir une mesure relative et globale de ces influences diverses et simultanées et nous renseigner, sinon sur les pertes d'eau exactes d'un sol ou d'une plante, du moins sur le pouvoir évaporant de l'air dans un lieu et à un instant donnés. C'est bien en effet la signification que l'on attache aux mesures d'évaporation telles qu'elles sont effectuées dans les stations météorologiques.

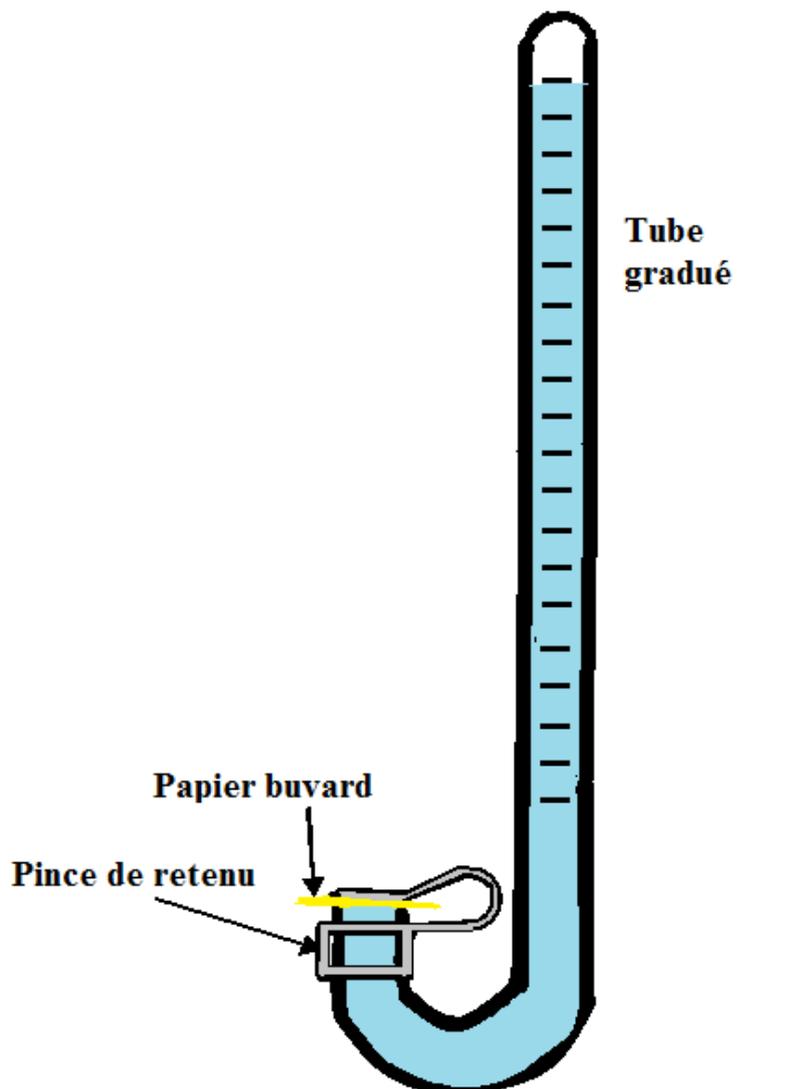


Figure 10 : évaporomètre de Piche

d- Le bac d'évaporation

C'est un bassin de 1 à 5 mètres de diamètre et de 10 à 70 cm de profondeur posé sur ou dans le sol (bac enterré) ou encore dans l'eau (bac flottant). Les variations de niveau d'eau du bac mesure à des intervalles fixes, sont le reflet de l'intensité de l'évaporation



Figure 11: Photo montrant un bac d'évaporation

E-Formules d'estimation de l'évapotranspiration

a-Formule de Blaney et Criddle

Cette formule a été développée dans les années 1950 pour les zones arides ou semi-arides de l'Ouest des Etats-Unis. Elle est très souvent utilisée pour estimer le besoin en eau des cultures car elle ne nécessite que de deux informations : la température moyenne de l'air et la durée relative du jour exprimée en %. Elle fournit le même type d'information que la formule de Thornthwaite avec les mêmes avantages et inconvénients. Dans des conditions extrêmes (vent, sécheresse, fort ensoleillement), l'ETP est sous-estimée (> 60%) tandis que pour un temps calme, humide et nuageux, l'ETP est surestimée (> 40%) :

$$\text{ETP mm/jour} = p (0.46T + 8.13)$$

Avec

ETP = Evapotranspiration (mm/jour)

T = température moyenne journalière (°C)

P = pourcentage journalier d'heures diurnes par rapport au nombre d'heures diurnes annuelles
: p est fonction de la latitude.

Etape 1 : Détermination de la température journalière moyenne T :

La méthode de Blaney-Criddle fait toujours référence à des valeurs moyennes mensuelles. Par exemple, si la température moyenne de Juillet est de 19°C, cela signifie que pour tout le mois de Juillet, la température journalière est de 19°C. Si la station fournit des données journalières

minimales et maximales, la température journalière moyenne est calculée de la façon suivante :

n étant le nombre de jours dans le mois :

$$T_{max} = \frac{\sum_{i=1}^n T_{max}}{n} \quad T_{min} = \frac{\sum_{i=1}^n T_{min}}{n} \quad T = \frac{T_{max} + T_{min}}{2}$$

Etape 2 : Détermination du pourcentage journalière d'heures diurnes p :

Les valeurs de p, qui dépendent de la latitude du lieu, sont présentées dans le tableau ci-dessous

Tableau V-I. Valeurs du % journaliers d'heures diurnes p en fonction de la latitude

Nord	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
Sud	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin
60°	0.15	0.20	0.26	0.32	0.38	0.41	0.40	0.34	0.28	0.22	0.17	0.13
55°	0.17	0.21	0.26	0.32	0.36	0.39	0.38	0.33	0.28	0.23	0.18	0.16
50°	0.19	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36	0.35	0.32	0.28	0.24	0.20	0.18
45°	0.20	0.23	0.27	0.30	0.34	0.35	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.20
40°	0.22	0.24	0.27	0.30	0.32	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
35°	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.32	0.30	0.28	0.25	0.23	0.22
30°	0.24	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.31	0.30	0.28	0.26	0.25	0.24
20°	0.25	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30	0.30	0.29	0.28	0.26	0.25	0.25
15°	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25
10°	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26
5°	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27
0°	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27

Le tableau V-II présente les valeurs journalières de l'ETP selon la formule de Blaney et Criddle

dans différentes zones climatiques et selon différents niveaux de température moyenne journalière :

Tableau V-II. Valeurs journalières de l'ETP selon Blaney et Criddle

Zone climatique	Faible (< 15°C)	Moyenne (15-25°C)	Elevée (> 25°C)
Désert aride	4-6	7-8	9-10
Semi-aride	4-5	6-7	8-9
Sub humide	3-4	5-6	7-8
Humide	1-2	3-4	5-6

Etape 3 : Exemple

Juillet Nancy (Lat = 48°) p=0,35 et T moy = 18°C

$$ETP = 0,35 \times (8,13 + 0,46 \times 18) = 5,8 \text{ mm/jour}$$

L'évapotranspiration potentielle moyenne journalière de juillet est 5,8 m

b- Formule de Thornthwaite (1948)

Climatologue et botaniste, Thornthwaite (1948) a été le premier à introduire les notions d'ETP et d'ETR. Sa formule s'appuie sur des données facilement accessibles : la température moyenne de l'air et la durée théorique de l'insolation qui dépend de la saison et de la latitude. C'est à partir des nuages de points expérimentaux qu'il a établi sa formule de calcul. L'évapotranspiration potentielle climatique (ETP en mm/mois) est obtenue par la formule ci-dessous

$$\text{Formule : } ETP = 16 \times \left(\frac{10T}{I} \right)^a \times F$$

Avec :

T = température moyenne mensuelle en °C

I = indice thermique annuel, somme des 12 indices mensuels

$$\text{Formule de } I = \sum_{J=\text{Janvier}}^{\text{Décembre}} I_J \longrightarrow I_J = \left(\frac{TJ}{5} \right)^{1,514}$$

a = fonction complexe de l'indice I

$$a = 6,75 \cdot 10^{-7} (I^3) - 7,71 \cdot 10^{-5} (I^2) + 1,792 \cdot 10^{-2} (I) + 0,49239$$

$$a = 0,018 (I) + 0,492$$

F = terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation variant avec la latitude et la saison.

Exemple :

Station de Dar El Beida (moyenne 1961-1990). Les ETP sont exprimées en mm (valeurs arrondies).

Lat = 48°

$$I (\text{janvier à décembre}) = 0,115 + 0,372 + \dots + 0,269 = \mathbf{37,2}$$

$$a = 0,018 \cdot \mathbf{37,2} + 0,492 = \mathbf{1,16}$$

Pour Janvier :

$$I_j = (1,2/5)^{1,514} = 0,115$$

$$F = 0,76$$

$$ETP = 16 [(10 \times \mathbf{1,2})/\mathbf{37,2}]^{\mathbf{1,16}} \times 0,76 = 3,3 \text{ mm/mois}$$

F = terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation variant avec la latitude et la saison (ci-dessous, latitude Nord).

Tableau V-III. Valeurs du terme correctif F en fonction de la latitude et la saison

Lat. Jan Fév Mars Avr Mai Juin Juil Août Sept Oct Nov Déc

40 0.84 0.83 1.03 1.11 1.24 1.25 1.27 1.18 1.04 0.96 0.83 0.81

41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
47	0.77	0.8	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
48	0.76	0.8	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
50	0.74	0.79	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

c-Formule de Turc (1955, 1961)

C'est une formule utilisée à l'échelle mensuelle ou décadaire qui rend bien compte du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant et pour les régions subhumides. La formule originale de Turc prend deux formes selon l'humidité relative moyenne et exprime les données de rayonnements en cal. cm-2. Jour-1.

Pour une humidité relative > 50% (Hr) (cas général des régions tempérées), on a :

$$ETP \text{ (mm/10 jours)} = 0.13 \times (Rg + 50) \times \left(\frac{T}{T_{+15}} \right)$$

$$ETP \text{ (mm/mois)} = 0.40 \times (Rg + 50) \times \left(\frac{T}{T_{+15}} \right)$$

On utilise 0.37 pour le mois de Février.

T = température moyenne de l'air sous abri des 10 jours ou mensuelle

Rg = Rayonnement moyenne en cal.cm-2.jour-1. Pour les stations où il n'est pas mesuré, on utilise la formule d'Angström (ibid).

$$Rg = (Rga \times 0.18 + 0.62 \left[\frac{h}{H} \right])$$

Rga= radiation théorique maximale au lieu considéré ;

h = durée d'insolation effective (en heures) ;

H = durée d'insolation théorique (en 1/10 d'heures) ;

Rga et H dépendent de la latitude et de la saison. Ils sont donnés dans des tables. Le rapport h/ H est appelé la fraction d'insolation.

Note : si Hr < 50%, on multiplie par un terme correctif (1 + (50 – Hr)/70).

$$ETPc \text{ (mm/10jours)} = 3.11 \times (Rg + 2.09) \times \left(\frac{T}{T_{+15}} \right)$$

T = température moyenne de l'air sous abri des 10 jours ;

Rg = Rayonnement global en MJ/m².

d-Formule de Penman

L'élaboration de cette formule découle d'une démarche scientifique, mais elle comporte aussi une certaine part d'empirisme. C'est une formule complexe nécessitant la prise en compte de nombreux paramètres, des fois difficiles à obtenir, à un pas de temps court (journalier). Elle fournit les valeurs les plus proches de la réalité mais est peu « accessible » au climatologue. Elle est beaucoup utilisée dans la recherche car elle tient compte de la source d'énergie à disposition et modélise le déplacement de la vapeur depuis les surfaces évaporatives (Guetter and Kutzbach, 1990). Des modifications ont été apportées afin de tenir compte, entre autres, de la résistance aérodynamique du couvert. La modification la plus citée est celle apportée par Montheith (1981) et porte le nom de Penman- Montheith

$$\text{ETP mm/jour} = \frac{\Delta R_n + \gamma L E_a}{\Delta + \gamma \times L}$$

$$R_n = I_{g_a} (1 - a) \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right) - \sigma T^4 (0.56 - 0.08 \sqrt{e}) \left(0.10 + 0.90 \frac{h}{H} \right)$$

R_n = rayonnement net de la surface (en J cm⁻² mm⁻¹) qui peut être mesuré ou calculé :

- I_{g_a} = rayonnement global en l'absence d'atmosphère (cal cm⁻²) ;
- a = albédo ;
- $\frac{h}{H}$ = fraction d'insolation = rapport de la durée réelle d'insolation et de la durée théorique (en heure et 1/10)
- σ = constante de *Stefan-Bolzman* = 5.669810⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴
- T = température de l'air en degré Kelvin ;
- e = tension de vapeur d'eau.

Δ = pente de la courbe de tension de vapeur saturante à la température de l'air (en mb C⁻¹) ;

E_a = pouvoir évaporant de l'air : $E_a = 0.26 e_w - e f_v$;

- e_w = tension de vapeur saturante à la température de l'air ;
- e = tension de vapeur d'eau ;
- $e_w - e$ = déficit de saturation de l'air ;
- f_v = fonction de la vitesse du vent. Si la mesure est faite à deux mètres de haute

alors on a $f_v = 1 + 0.54V$ (en m s⁻¹) ;

- L = chaleur latente de vaporisation de l'eau (2.56 10⁶ J kg⁻¹) ;
- γ = constante psychrométrique de Bowen = 0.665 mb °C

Chapitre IV : la classification des climats

IV- Les facteurs climatiques:

Introduction

Les facteurs du climat influencent la répartition des types de climat dans le globe terrestre, même s'il existe des facteurs cosmiques qui agissent sur toute la planète, on rencontre aussi des facteurs géographiques qui ont une influence locale.

IV-I- Les facteurs du climat

Le climat est l'ensemble des phénomènes météorologiques caractérisent l'état moyen de l'atmosphère et son évolution au-dessus d'un lieu. Deux types de facteurs influençant le climat :

IV-I-1-Les facteurs cosmiques :

Un facteur cosmique est un élément qui modifie le climat à l'échelle planétaire : c'est un facteur externe du globe.

Ils agissent sur l'étendue de la terre est traduisent l'organisation des grandes zones climatiques selon la latitude il s'agit de l'atmosphère et des mouvements de la terre

a) L'atmosphère

La couche d'ozone filtre les rayons ultra-violet du soleil ce qui évite la destruction des êtres vivants. La vapeur d'eau contenue dans l'atmosphère est source de précipitation. L'action conjuguée de la vapeur d'eau et du gaz carbonique arrêtent les rayons infra rouges c'est-à-dire qu'elle freine le rayonnement nocturne de la terre l'empêchant de se refroidir excessivement. L'atmosphère freine aussi les vents destructeurs qui vont à une vitesse supérieure à 1200 km/heure.

b) Les mouvements de la terre : rotation et révolution

Ces mouvements ont pour conséquence l'inégalité des jours et des nuits. Elle est plus prononcée dans les zones tempérées et polaires que dans les zones intertropicales où les jours et les nuits ont sensiblement la même durée. En outre la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon marque une opposition entre ces différentes régions. En effet dans la zone intertropicale, les rayons du soleil sont perpendiculaires à la surface du sol. La surface de contact est très réduite, d'où une zone chaude par excellence. Dans la zone polaire, les rayons du soleil sont obliques. La surface de contact est plus grande, d'où une zone froide par excellence. En outre l'albédo (capacité qu'ont les objets blancs à réfléchir la lumière) très élevé ici concoure aussi à ce refroidissement. Dans les zones tempérées, les rayons solaires ne sont ni perpendiculaires ni obliques par conséquent, il ne fait ni trop chaud ni trop froid.

V-I-2- Les facteurs géographiques

Leur influence est circonscrite à une région où ils modifient parfois les effets des facteurs cosmiques.

a) Le relief

Il modifie le climat d'une région à travers les effets d'altitude qui sont responsables aussi bien de la diminution des températures, que de l'accroissement des précipitations. En effet, la température diminue de 6°C tous les 1000 m et les montagnes sont à l'origine des pluies orographiques. C'est pourquoi les zones de hautes terres sont généralement plus arrosées et plus froides que les régions de basse altitude.

b) La végétation

La forêt abaisse la température car elle protège le sol de l'insolation et du rayonnement solaire. De plus elle dégage l'humidité qui contribue à accroître les précipitations d'où l'importance de la forêt dense dans le monde.

c) L'orientation des côtes

Les côtes perpendiculaires aux vents humides sont plus arrosées que les côtes parallèles. Exemple les côtes du Cameroun, de Madagascar ou du Liberia sont perpendiculaires alors que celles de la Somalie, du Togo ou du Bénin sont parallèles.

d) La continentalité ou la proximité de l'océan

D'une manière générale, les pluies diminuent de la côte vers l'intérieur. Exemple Kribi (3000 m), Kousserie (540 mm). Yaoundé (2000 mm) et Douala (5000 mm) pourtant situés sur la même latitude ne reçoivent pas la même quantité de pluie. Pour ce qui est des températures, le phénomène est l'inverse.

e) La répartition des terres et des mers

Les océans et les mers se réchauffent et se refroidissent plus lentement que les continents. Ceci est dû :

A la chaleur spécifique de la terre qui est égale aux 6/10 de celle de l'eau

-A l'évaporation de l'eau chauffée qui abaisse la température

-A la diffusion de la chaleur émise par l'eau jusqu'à 200m de profondeur grâce aux mouvements verticaux.

f) Les courants marins

Les océans sont parcourus par des courants chauds et froids qui modifient le climat des côtes qu'ils baignent. Les courants marins chauds favorisent les précipitations sur les côtes tandis que les courants marins froids ont plutôt tendance à les assécher.

IV-2 Les éléments du climat :

Les éléments du climat sont : la pression atmosphérique, la température, les précipitations, l'humidité, le vent et La lumière ou la luminosité ou l'éclairement. Les plus importants sont :

IV-1-11 La température

La température est une grandeur dont les variations créent les sensations de chaleur et de fraîcheur. La température de l'air se mesure à l'aide d'un thermomètre à mercure.

Le régime thermique d'un milieu est la variation des températures enregistrée en ce milieu. L'amplitude thermique annuelle est la différence de température entre les mois les plus chauds et les mois les plus froids au cours d'une année. La température varie avec les saisons, l'altitude, la latitude et la proximité de la mer.

Cependant, au niveau des microclimats, des modifications importantes peuvent être observées, par ex les variations brutales du milieu extérieur peuvent être amorties par un abri.

Pour étudier l'action de la température sur les êtres vivants, les écologistes utilisent certaines données :

m = moyenne des températures minimales du mois le plus froid

M = moyenne des températures maximales du mois le plus chaud

$M - m$ = amplitude thermique

On considère aussi la durée des températures extrêmes.

IV-1-2- Les précipitations

La précipitation est la chute de l'eau contenue dans l'atmosphère au sol. Il existe plusieurs formes de précipitations:

La forme liquide (pluie)

La forme solide (neige)

La forme gazeuse (brouillard, rosée)

Les pluies ont pour origine la vaporisation des eaux. La vaporisation étant la transformation de l'eau en vapeur, cette vapeur se transforme en liquide au niveau de l'atmosphère: C'est la condensation qui est la transformation de la vapeur d'eau à l'état liquide. Quand l'atmosphère ne peut plus supporter les gouttelettes d'eau, elles tombent sous forme de pluies.

IV-2-Synthèse climatique :

Il est très difficile d'intégrer dans une synthèse claire tous les éléments du climat. On se contente en général de considérer les combinaisons les plus significatives (précipitations température).

Pour restituer le caractère global du climat d'un lieu on utilise des indices ou des représentations graphiques pour les éléments climatiques considérés comme déterminant, les indices climatiques sont plus adaptés pour caractériser le climat général par contre les représentations graphiques permettent de traduire les régimes climatiques.

Les indices permettent le rapprochement ou la comparaison de deux éléments climatiques importants. La complexité chaleur eau peut être caractérisée par l'indice de sécheresse définie comme le rapport du pouvoir humidifiant (précipitations) au pouvoir desséchant (Evaporation). Sur cette base, quelques indices sont souvent utilisés:

IV.2.1 – Diagramme ombrothermique

C'est un modèle graphique proposé par Gaussen en 1952. Il est facile à présenter et à comprendre, très utile pour représenter et comparer des climats. Il est, largement, utilisé à cause de son efficacité. L'auteur tient compte des précipitations et des températures moyennes mensuelles dans un rapport de 2 °C pour un millimètre de pluie, pour calculer la durée de la saison sèche.

Ainsi, des diagrammes ombrothermique peuvent être tracés après représentation des précipitations et des températures des douze mois de l'année à raison d'une échelle double des précipitations ($P=2T$). La saison sèche apparaît sur le graphique quand la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations.

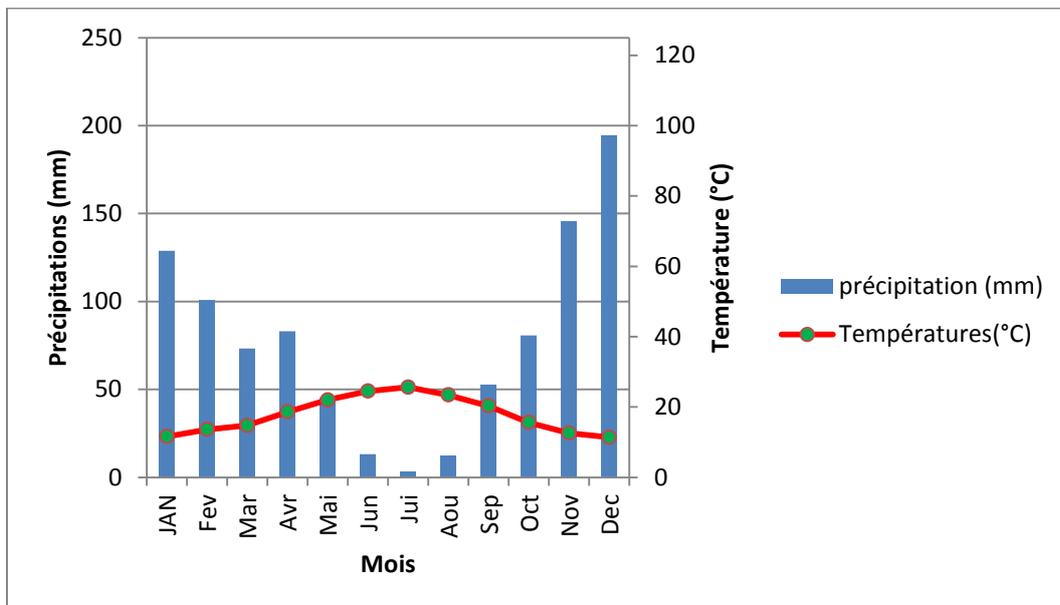
Pour des régions méditerranéennes situées sur le même méridien, l'aridité augmente du nord vers le sud : Marseille (France) avec 3 mois de saison sèche, Touggourt (Algérie) climat désertique, 12 mois de sécheresse (Dajoz, 1996).

IV.2.1-1 Diagrammes ombrothermiques et détermination du climat

Les diagrammes ombrothermiques représentent l'évolution au cours d'une année des températures moyennes mensuelles et des précipitations totales mensuelles. En abscisse, on représente les mois de l'année. En ordonnée, on place deux axes : L'axe des températures est à gauche, celui des précipitations est à droite (cette convention n'est pas toujours respectée, il

est impératif de bien nommer les axes). Les températures sont représentées par une courbe. Les points représentant les températures moyennes de chaque mois sont situées au centre de chaque mois et sont reliées par une courbe lissée. Les précipitations sont représentées par un histogramme (colonnes) ayant le mois comme largeur. Par convention, pour faciliter l'analyse de ce type de graphique, on conseille d'adopter entre les deux axes la relation suivante :

La graduation des précipitations est le double de celle des températures. Cela signifie par exemple que sur l'axe des précipitations, 20 mm est la valeur qui correspondra à 10°C sur l'axe des températures. Cette convention permet de distinguer les mois secs et humides : on considèrera qu'un mois est sec si la courbe des températures est supérieure à l'histogrammes des précipitations (et inversement). Dans l'exemple ci-contre, les mois de mi-mai, juin, juillet et août sont secs.



Diagrammes Ombrothermiques de la zone de Taher

Pour déterminer un climat, on peut utiliser la grille simplifiée suivante. Il convient de calculer préalablement : la température moyenne (somme des températures mensuelles divisée par 12).

l'amplitude thermique (différence en la température du mois le plus chaud et celle du mois le plus froid) les précipitations totales (somme des précipitations mensuelles) le nombre de mois secs (en fonction de $P=2T$)

Température Moyenne (°C)	Amplitude thermique (°C)	Précipitations total (mm)	Nombre de mois secs	Noms des climats
> 20	< 5	> 1500		Tropical humide (équatorial)
	> 5	> 250	> 3	Tropical à saisons contrastées
		< 250	> 10	Aride tropical (désertique chaud)
15 à 20			3 à 5 mois en été	Méditerranéen
0 à 15	< 20	> 500		Océanique (tempéré)
	> 20	250 à 500		Continental
		< 250		Aride continental (désertique froid)
< 0				Polaire

IV.2.2 – Climagramme d'Emberger

Quotient pluviothermique et climagramme d'Emberger

La classification la plus souvent utilisée pour caractériser le climat méditerranéen d'une localité a été élaborée par Emberger (1939). Celle-ci utilise un diagramme bidimensionnel dans lequel la valeur du « Quotient pluviothermique » Q2 est reportée en ordonnée et la moyenne du mois le plus froid de l'année en abscisse. Ce quotient est calculé à partir de la formule suivante :

$$Q2 = 2000 P / M^2 - m^2$$

P : moyenne des précipitations annuelles (mm)

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud ($^{\circ}K = ^{\circ}C + 273,2$)

m : moyenne des minima du mois le plus froid ($^{\circ}K = ^{\circ}C + 273,2$)

En appliquant la formule suivante élaborée par STEWART pour l'Algérie et le Maroc, soit:

$Q2 = 3,43 (P/M - m)$ (STEWART, 1968). Et en reportant la valeur obtenue sur le climagramme d'Emberger dans le but de déterminer le bioclimat de la station considérée.

- Q: le quotient pluviométrique d'EMBRGER
- P: Pluviométrie annuelle moyenne en mm.
- M: Moyenne maximale du mois le plus chaud en °C

• m: Moyenne minimale du mois le plus froid en °C

Emberger a utilisé un système d'axes pour classer les climats en fonction de la température, de la pluviosité, dans la région méditerranéenne utilisant les données météorologiques précises fournies par un grand nombre de stations.

Il a représenté la sécheresse par le quotient pluviothermique Q2 reporté en axe des ordonnées, et a utilisé en abscisses, la température du mois le plus froid « m » en degrés Centigrades (donnant une idée sur le type d'hiver).

Plus ou moins obliquement, Les subdivisions délimitées par Emberger sur ce climagramme sont : Saharien, aride, Semi-aride, Subhumide, humide ; ce sont les étages climatiques ou bioclimats d'Emberger, ayant la valeur de méso-climats. Les stations méditerranéennes à emplacement proches de l'axe des x, sont les plus arides.

Attention, les étages d'Emberger n'ont pas une délimitation altitudinale et peuvent se succéder dans le même pays tant en altitude qu'en latitude « du Nord au sud ».

Verticalement, ce sont les variantes thermiques (type d'hiver) qui sont délimitées

*Variante fraîche (gelées assez fréquentes) : $0 < m < 3^{\circ}\text{C}$

*Variante tempérée (gelées rares) : $3 < m < 7$

*Variante chaude (gelées nulles): $m > 7^{\circ}\text{C}$

*Variante froide : m : de 0 à -3°C

*Variante très froide : m de -3 à -7°C

*Variante extrêmement froide : m au-delà de -7°C .

Remarque : Certains auteurs ont travaillé dans le même sens qu'Emberger et sont arrivés aux correspondances suivantes :

-Humide : $Q2 > 110$ et $P > 800$ mm / an

-Subhumide : $70 < Q2 < 110$ et P de 600 à 800 mm

-Semi-aride : $40 < Q2 < 70$ et P de 400 à 600 mm

-Aride : $10 < Q2 < 40$ et P de 100 à 400 mm

-Saharien : $Q2 < 10$ et $P < 100$ mm /an

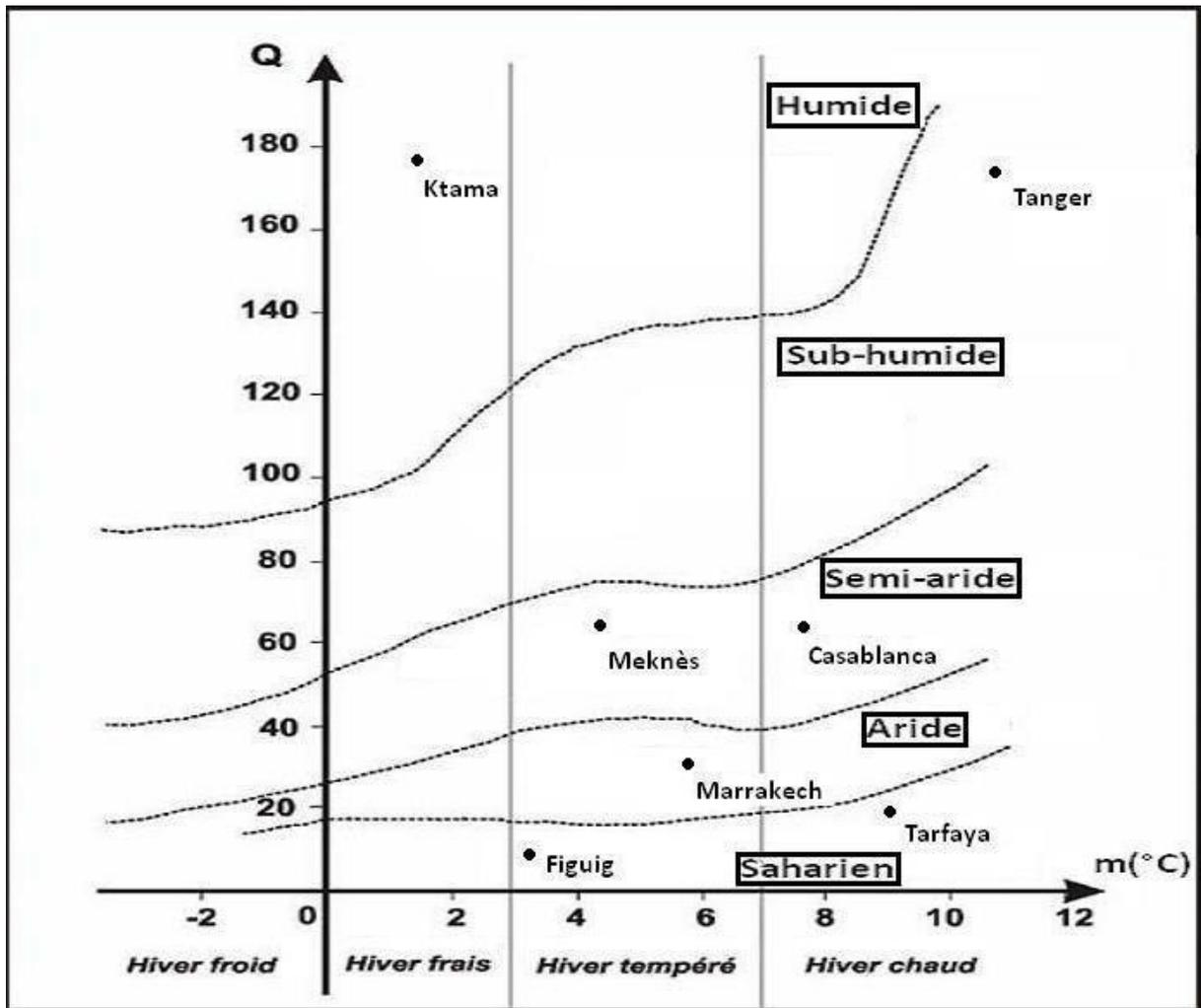


Figure : Climogramme d'Emberger

Exemple :

Station de M'sila: (en Algérie) $P = 211.16 \text{ mm}$ $M = 38.62^\circ\text{C} + 273 = 311.62 \text{ }^\circ\text{K}$, $m = 3.48^\circ\text{C} + 273 = 276.48 \text{ }^\circ\text{K}$ $Q_2 = 20.43$; L'étage bioclimatique de la zone d'étude est l'Aride à hiver tempéré

IV3 – Principaux classements

IV-3-1 – Classification climatique

Une classification climatique définit une division des climats terrestres en un système mondial de régions contiguës, dont chacune est définie par une homogénéité relative des éléments climatiques. Il existe plusieurs types de classifications climatiques telles que celles de Köppen, Thornthwaite, etc.

IV-3-1-1 Classification de Köppen

Pour déterminer les différents climats du monde, l'Allemand Wladimir Peter Köppen a élaboré une table de classification qui divise les différents climats mondiaux sous différentes caractéristiques. Köppen a réussi à trouver cinq(5) grands types de climat.

Tableau : Classification selon Köppen

Lettres	Types de climats
A	Tropical
B	Sec
C	Tempéré chaud
D	Tempéré froid
E	Polaire

Déterminé les sous-climats qui peuvent se rattacher et interagir avec chacun de ces grands types climatiques. Ainsi, avec un système de lettre, il arrive à déterminer. Dans un premier temps le type de climat avec une lettre majuscule.

Dans un deuxième temps, régime pluviométrique avec une deuxième lettre en minuscule.

Dans un troisième temps la variation de température avec une troisième lettre en minuscule.

Chacun de ces types de climat sauf B est défini par des critères de température. Le type B désigne les climats dans lesquels le facteur déterminant de la végétation est la sécheresse. Les climats secs sont divisés en sous-types arides (BW) et semi-arides (BS), et chacun peut être différencié en ajoutant un troisième code, pour chaud (h) ou froid (k).

Comme indiqué ci-dessus, la température définit les quatre autres principaux types de climat. Ceux-ci sont subdivisés, avec des lettres supplémentaires utilisées pour désigner les différents

sous-types. Les climats de type A, les plus chauds, sont différenciés en fonction de la saisonnalité des précipitations: Af (pas de saison sèche), Am (saison sèche courte) ou Aw (saison sèche d'hiver). Les climats de type E, les plus froids, sont classiquement séparés en toundra (ET) et en neige / glace (EF). Les climats C et D reçoivent une deuxième lettre, f (pas de saison sèche) ou w (hiver sec) ou s (été sec), et un troisième symbole -a, b, c ou d (la dernière sous-classe n'existe que pour D climats), indiquant la chaleur de l'été ou la froideur de l'hiver.

Enfin, la lettre H est utilisée pour les climats indifférenciés de haute montagne, aspect dans lequel, avec la conception d'une classification de sols thermiques.

IV-3-1-2 La classification selon Thornthwaite :

Cette classification tient compte de paramètre lié au développement de la végétation, et plus particulièrement du concept d'évapotranspiration et d'indice d'aridité fondée sur les moyennes de température. Il tient compte aussi de données empiriques comme le type de végétation.

Le classement selon les taux d'humidité utilise une échelle de valeur associé aux termes hyper-humide, humide, subhumide, subaride, semi-aride et aride. Selon la classification de Thornwraite, 33 % de la planète subit un régime aride ou semi-aride, c'est le cas du sud-ouest de l'Amérique du Nord, du sud-ouest de l'Amérique du Sud, de la plupart du nord de l'Afrique et une petite partie de l'Afrique australe, du sud-ouest de l'Asie orientale, ainsi que la majeure partie de l'Australie. Le paramètre thermique dans cette classification définit les régimes micro-thermal, méso-thermal, et méga-thermal. Un climat micro-thermal est un climat à moyenne annuelle faible de températures, généralement entre 0 ° C et 14 ° C qui connaît des étés courts et un potentiel d'évaporation de 14 centimètres et 43 centimètres. Un climat Méso-thermal est un climat qui manque de chaleur ou subit un froid persistant, avec une évaporation potentielle entre 57 centimètres et 114 centimètres. Un climat méga-thermal est un climat où persiste des températures élevés et des précipitations abondantes, avec un potentiel d'évaporation au-delà de 114 centimètre.

IV-3-2- la classification génétique

Les classifications climatiques génétiques regroupent les climats selon leurs causes. Parmi ces méthodes, trois types peuvent être distingués:

- ceux basés sur déterminants géographiques du climat,
- ceux basés sur la surface budget énergétique,
- ceux issus d'analyse de masse d'air.

La première classe par exemple les climats selon des facteurs tels que le contrôle latitudinal de la température, la continentalité par rapport aux facteurs océaniques, l'emplacement par rapport à la pression et au vent.

Les systèmes génétiques les plus largement utilisés sont probablement ceux qui utilisent des concepts de masse d'air. Les masses d'air sont de grands corps d'air qui, en principe, possèdent des propriétés relativement homogènes de température, d'humidité, etc., à l'horizontale. Les conditions météorologiques de chaque jour peuvent être interprétées en fonction de ces caractéristiques et de leurs contrastes sur les fronts.

IV-3-3- Classification par température:

En fonction exclusivement de la température, sont distingués:

- Climats sans hivers: le mois le plus froid à une température moyenne supérieure à 18 °C. Il correspond aux climats isothermes de la zone intertropicale dans les zones situées à moins de 1000m d'altitude.
- Climats de latitude moyenne: avec les quatre saisons.
- Climats sans été: le mois le plus chaud à une température moyenne inférieure à 10 °C.

IV-3-4 Classification de Gaussen

Cette classification est basée sur les variations mensuelles des précipitations et des températures et des indices Xérothermiques.

Si les précipitations exprimées en millimètres sont inférieurs au double de la température exprimée en degrés centigrades le mois est dit biologiquement sec.

L'indice xérothermique indique le nombre de jours secs observés pendant les mois secs, cet indice peut être estimé selon l'équation suivante

Il est exprimé par

$$X_m = K (N - n - (B + R)/2)$$

Avec

X_m = Nombre de jours biologiquement secs

K = Humidité relative de l'air 1/10 jour sec

$$K = 0,6 : H > 90\%$$

$$K = 0,7 : 80 < H < 90\%$$

$$K = 0,8 : 60 < H < 80\%$$

$$K = 0,9 : 40 < H < 60\%$$

$$K = 1 : H < 40\%$$

N = Nombre de jours du mois considéré

n = Nombre de jours pluvieux de ce mois

B = Nombre de jours de brouillard

R = Nombre de jours de rosée

Cet indice caractérise les mois biologiquement secs au cours de la période sèche, en tenant compte de la rosée, du brouillard, de l'humidité relative de l'air et du nombre de jours de pluie.

En fonction de la valeur de l'indice xéro-thermique, on obtient une classification des climats :

☾ Climat désertique

$X > 300$ jours : climat désertique

$200 < X < 300$ jours : climat sub-désertique avec deux sous types :

$250 < X < 300$ jours : Climat sub-désertique accentué

$200 < X < 300$ jours : Climat sub-désertique atténué

☾ Climat méditerranéen

$150 < X < 200$ jours : climat xéro-thermo-méditerranéen

$100 < X < 150$ jours : climat sub-désertique avec deux sous types :

$125 < X < 150$ jours : climat xéro-thermo-méditerranéen accentué

$100 < X < 125$ jours : climat xéro-thermo-méditerranéen atténué

$40 < X < 100$ jours : climat méso-méditerranéen avec deux sous types :

$75 < X < 100$ jours : climat méso-méditerranéen accentué

$40 < X < 75$ jours : climat méso-méditerranéen atténué

☾ Climat sub-méditerranéen

$0 < X < 40$ jours : Climat sub-méditerranéen