

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET  
POPULAIRE  
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE  
SCIENTIFIQUE**

**UNIVERSITE MOHAMED KHIDER - BISKRA  
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE  
LA VIE  
Département d'Agronomie**



## **Support de cours Agro-météorologie**

**Niveau :3 ANNEE Licence SOL- EAU**

**Dr . KESSAI ABLA**

2025/2026

<b>Tableau 1 : Evolution de la teneur Atmosphérique en gaz dits « effet de serre» ( Dautran, 1991).....</b>	<b>4</b>
<b>Tableau 2 : Valeurs de l'albedo .....</b>	<b>21</b>
<b>Tableau 3 : Bac d'évaporation de class A(Allen et al., 1998) .....</b>	<b>29</b>
<b>Tableau 4 : Indice d'aridité et signification .....</b>	<b>40</b>

<b>Figure 1 : Stratification thermique de l’atmosphère (Guyot, 2013) .....</b>	<b>7</b>
<b>Figure 2 : Variation de la pression atmosphérique dans le Temps .....</b>	<b>8</b>
<b>Figure 3 : Variation de la pression atmosphérique dans le Temps .....</b>	<b>9</b>
<b>Figure 4 : Les lignes de pression ( isobares ).....</b>	<b>9</b>
<b>Figure 5 : Exemple d’un champ de pression au niveau de la mer. Les isobares (lignes d’égale pression) sont cotées de 5 en 5 hPa .....</b>	<b>10</b>
<b>Figure 6 : Air Ascendant .....</b>	<b>11</b>
<b>Figure 7 : Air Subsident.....</b>	<b>11</b>
<b>Figure 8 : Convergence et divergence des vents autour d’une dépression et d’un anticyclone sur un plan horizontal selon un plan vertical passant .....</b>	<b>13</b>
<b>Figure 9 : La direction du vent dans un champ de pression .....</b>	<b>13</b>
<b>Figure 10 : Inclinaison de la terre par rapport à l’orbite terrestre .....</b>	<b>15</b>
<b>Figure 11 : Mouvement de la terre autour du soleil.....</b>	<b>16</b>
<b>Figure 12 : Saisons Astronomiques.....</b>	<b>17</b>
<b>Figure 13 : Spectres solaires reçus au sommet de l’atmosphère et au sol, en fonction de la hauteur apparente du soleil (d’après BECKER, 1979) .....</b>	<b>20</b>
<b>Figure 14 : Bilan de la radiation solaire ( GOUROU et GAUCHER).....</b>	<b>22</b>
<b>Figure 15 : Le flux énergétique entre le système terre et Atmosphères .....</b>	<b>24</b>
<b>Figure 16 : Estimation de l’évapotranspiration de référence(Allen et al., 1998) .....</b>	<b>27</b>
<b>Figure 17 : Bac d’évaporation Classe A installé sur terrain .....</b>	<b>30</b>
<b>Figure 18 : L’Abri météorologique .....</b>	<b>32</b>
<b>Figure 19 : L’ hologramme (ou héliographe).....</b>	<b>33</b>
<b>Figure 20 : Pluviomètre (a ) Pluviographe(B) .....</b>	<b>34</b>
<b>Figure 21 : Hygromètre .....</b>	<b>35</b>
<b>Figure 22 : Evaporomètre de Piche (d'après Réméniéras - 1972) .....</b>	<b>35</b>
<b>Figure 23 :Baromètres anéroïde .....</b>	<b>36</b>
<b>Figure 24 : Girouette et Anémomètre .....</b>	<b>37</b>
<b>Figure 25 : Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gausson (1953).....</b>	<b>39</b>
<b>Figure 26 : Climagramme d’emberger.....</b>	<b>42</b>

## Table des matières

<b>Chapitre 1 : Généralités sur la météorologie</b> .....	1
<b>1. Définition de la météorologie :</b> .....	1
<b>1.1. Définition de l'Agrométéorologie :</b> .....	2
<b>1.2 Définition de la climatologie :</b> .....	3
<b>2. Atmosphère et la pression Atmosphérique :</b> .....	3
<b>2.1. Qu'est-ce qu'un Atmosphère ?</b> .....	3
<b>2.1.2. Masse et limite de l'atmosphère :</b> .....	5
<b>2.1.3. Subdivision de L'atmosphère :</b> .....	5
<b>2.1.3.2. Stratosphère :</b> .....	6
<b>2.1.3.3. La mésosphère :</b> .....	6
<b>2.1.3.4. La thermosphère :</b> .....	6
<b>2.2. La Pression Atmosphérique :</b> .....	7
<b>2.2.1. Définition :</b> .....	7
<b>2.2.2. Variations :</b> .....	8
<b>2.2.3. Distribution de la pression :</b> .....	9
<b>2.2.3.1 Dépression ou zone de basse pression (cyclone) :</b> .....	10
<b>2.2.3.2. Zone de haute pression ou Anticyclone :</b> .....	10
<b>2.2.3.3. Creux ou thalweg :</b> .....	10
<b>3. Les Vents :</b> .....	11
<b>3.1. Définition :</b> .....	11
<b>3.2. Les lois du mouvement horizontal :</b> .....	12
<b>3.2.1. Loi de BUY BALLOT :</b> .....	12
<b>3.2.2 La force du gradient de pression :</b> .....	14
<b>3.2.3 La force de Coriolis :</b> .....	14
<b>3.2.4 La force de frottement :</b> .....	14
<b>3.2.5. Vents de brise de mer et brise de terre</b> .....	14
<b>4. Moments Remarquables de l'année solaire :</b> .....	15
<b>4.1. Equinoxes :</b> .....	16
<b>4.2. Solstice d'été :</b> .....	16
<b>4.3. Solstice d'hiver :</b> .....	17
<b>4.4. Les Conséquences du mouvement de la terre</b> .....	18
<b>Chapitre 2 : le rayonnement solaire :</b> .....	19

<b>1. Rayonnement solaire extra-atmosphérique :</b>	19
1.1. Le rayonnement atmosphérique (RA) :	20
1.2. Le rayonnement terrestre (RT) :	20
1.3. Rayonnement global (Rg) :	20
1.4. Le bilan radiatif dans le système terre et atmosphère :	21
<b>2. Bilan radiatif net à la surface :</b>	23
<b>3. Bilan d'énergie à la surface :</b>	24
3.1. Le flux de chaleur sensible $Q_h$ :	25
3.2. Le flux de chaleur latente :	25
3.3. Variations journalières du bilan d'énergie :	26
<b>4. Evapotranspiration :</b>	27
4.1. L'évapotranspiration potentielle :	27
4.2. Evapotranspiration maximale (ETM) :	27
4.3. Evapotranspiration réelle (ETR) :	28
4.4. Estimation de l'évapotranspiration potentielle ou de référence :	28
<b>Chapitre 3 : Climat et Classification :</b>	31
<b>1. Le climat et classification :</b>	31
1.1 Le temps :	31
1.2 Le climat :	31
1.3 Eléments du climat et les principales mesures :	31
1.4. Les facteurs du climat :	37
1.5. Les échelles du climat :	37
1.6. Synthèse climatique :	38
1.6.1. Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gaussien (1953) :	38
1.6.2. Indice d'aridité de De Martonne (1926) :	39
1.6.3. Quotient pluviométrique d'Emberger :	40
<b>Références Bibliographiques :</b>	43

## Préambule

L'agro météorologie est l'application à l'agriculture, en temps réel, de l'information de nature météorologique, synoptique spatialement, relative au temps actuel et si possible au temps à venir. C'est une discipline qui étudie les interactions entre l'atmosphère et les systèmes agricoles, elle vise à comprendre comment les conditions météorologiques et climatiques influencent les cultures, le sol, l'eau et les pratiques agricoles.

Cette science multidisciplinaire combine les connaissances de la météorologie, de la climatologie, de la biologie des plantes et de l'agriculture pour fournir des informations précieuses aux agriculteurs, aux gestionnaires des ressources naturelles et aux décideurs politiques. En examinant les effets des conditions météorologiques sur les cultures, l'agro météorologie aide à optimiser les rendements agricoles, à gérer les risques liés aux conditions météorologiques extrêmes et à promouvoir une agriculture durable.

Ce cours permettra aux apprenants d'acquérir des notions de bases liées aux disciplines de Météorologie et de la climatologie, une bonne exploitation des renseignements agro météorologique, il a été destiné aux étudiants de 3<sup>ème</sup> année de spécialité Licence eu et sol

Les objectifs du cours sont :

- a) développer les connaissances de base concernant la météorologie :
  - par l'étude des processus physiques et chimiques de l'atmosphère et ses composantes ;
  - les mouvements de la terre autour du soleil et leurs conséquences sur l'approvisionnement énergétique ;
- b) L'interaction entre les conditions météorologique sur le sol, et la plante par l'étude :
  - le rôle du flux énergétique sur la disponibilité en eau, notamment l'évapotranspiration des cultures ;
  - étude du climat par l'analyse des principaux types de classification ;

### Chapitre 1 : Généralités sur la météorologie

#### 1. Définition de la météorologie :

La météorologie est la science qui s'intéresse à l'étude des phénomènes atmosphériques, tels que les nuages, les tempêtes et les précipitations. Son objectif est de comprendre comment ces phénomènes se forment et évoluent. Le terme "météorologie" dérive du grec ancien, où "météore" signifie "phénomène dans le ciel" et "logos" signifie "étude" ou "discours".

Au départ, la météorologie était une discipline purement descriptive. Cependant, elle s'est rapidement transformée en un domaine d'application de diverses branches scientifiques, notamment la mécanique des fluides, la physique, la chimie et les mathématiques.

De nos jours, la météorologie moderne utilise des modèles mathématiques complexes pour prédire l'évolution du temps, à la fois à court et à long terme. Ces prévisions sont essentielles pour de nombreuses activités humaines, telles que la construction, l'aviation, la navigation et l'agriculture.

La météorologie s'applique également à d'autres domaines importants, tels que :

- **La prévision de la qualité de l'air :** Elle permet d'identifier et de surveiller les polluants atmosphériques qui peuvent affecter la santé humaine et l'environnement.
- **L'étude des changements climatiques :** Elle fournit des informations cruciales pour comprendre les causes et les impacts du changement climatique, et pour développer des stratégies d'adaptation et d'atténuation.

Les principaux éléments étudiés par les météorologues sont : La pression atmosphérique ; L'humidité ; Le vent ; Les précipitations ; Les nuages ;

La météorologie se subdivise en différentes branches en fonction du phénomène étudié, de la technique utilisée et de la région géographique concernée. Ses missions principales sont :

- **Archiver et conserver les données sur les phénomènes atmosphériques :** C'est le domaine de la climatologie.
- **Décrire l'état actuel du temps :** C'est le domaine de l'observation météorologique.
- **Prévoir l'évolution des phénomènes météorologiques :** C'est le domaine de la prévision météorologique.

En résumé, la météorologie joue un rôle crucial dans notre compréhension du monde qui nous entoure. Elle nous permet de mieux prédire le temps, d'assurer la sécurité des populations et de protéger l'environnement.

### 1.1. Définition de l'Agrométéorologie :

L'agro météorologie est une discipline qui combine les sciences météorologiques et agronomiques pour fournir aux agriculteurs des informations météorologiques précises et exploitables en temps réel. Ces informations, qui concernent à la fois le temps présent et les prévisions futures, s'avèrent essentielles pour la prise de décisions éclairées dans les exploitations agricoles. (Franquin, 1984a) (Franquin, 1984b).

Contrairement à la climatologie, qui s'intéresse aux tendances climatiques à long terme, l'agro météorologie se concentre sur les variations météorologiques à court terme et leurs impacts immédiats sur les cultures et les animaux. Cette distinction est cruciale car les agriculteurs ont besoin d'informations ponctuelles et précises pour gérer leurs activités quotidiennes, telles que l'irrigation, la fertilisation, la lutte antiparasitaire et la récolte.

L'agro météorologie moderne s'appuie sur un large éventail de technologies et de données, notamment :

- **Stations météorologiques :** Elles collectent des données en temps réel sur des paramètres tels que la température, l'humidité, les précipitations, le vent et le rayonnement solaire.
- **Satellites :** Ils fournissent des images de la surface terrestre et de l'atmosphère, permettant de surveiller les conditions des cultures, l'état des sols et l'évolution des phénomènes météorologiques.
- **Modèles de prévision météorologique :** Ils permettent de simuler l'évolution future du temps à différentes échelles spatiales et temporelles.

Ces informations sont ensuite intégrées dans des systèmes d'aide à la décision agro météorologiques qui fournissent aux agriculteurs des recommandations personnalisées pour optimiser leurs pratiques agricoles.

En conclusion, l'agro météorologie est un outil indispensable pour une agriculture durable et productive. Elle fournit aux agriculteurs les informations dont ils ont besoin pour prendre des décisions éclairées, optimiser leurs pratiques agricoles et faire face aux défis croissants du changement climatique.

### 1.2 Définition de la climatologie :

La climatologie est certes une science différente de la météorologie mais elle est nécessaire aux météorologues pour déterminer le climat présent dans un endroit précis de la planète. La climatologie est une étude très scientifique du climat dans une région particulière ; la climatologie entraîne des observations et des relevés d'un maximum de paramètres possibles comme la température, les précipitations ou la vitesse maximale du vent. Ces observations et ces relevés doivent avoir été réalisés sur une période de 30 ans pour avoir une idée précise sur le climat du lieu où on pratique les observations et les relevés.

## 2. Atmosphère et la pression Atmosphérique :

### 2.1. Qu'est-ce qu'un Atmosphère ?

#### 2.1.1. La composition de l'atmosphère :

L'air atmosphérique est un mélange d'air sec et de vapeur d'eau en proportion variable. L'air sec est lui-même un mélange de plusieurs gaz dans des proportions pratiquement constantes dans toute la partie de l'atmosphère concernée par les phénomènes météorologiques. L'atmosphère est constituée principalement d'un mélange gazeux :

#### a) L'air sec :

Il comprend essentiellement

- de l'azote (N<sub>2</sub>) : 78,084%,
- de l'oxygène (O<sub>2</sub>) : 20,9646%,
- de l'argon (Ar) : (0,934) %
- du dioxyde d carbone (CO<sub>2</sub>) : 0.035%

- Des quantités proportionnellement infimes, d'hélium, d'hydrogène, de krypton, de méthane, d'oxyde de carbone, de néon, d'ozone et de xénon. La composition de l'air sec est pratiquement constante en termes de proportion jusqu'à une altitude de 80 kilomètre.

Cependant on note que :

- La teneur de l'air en gaz carbonique est très variable, elle dépend de l'activité industrielle dans les basses couches ;

- La proportion d'Ozone au voisinage de la mer est très faible, elle devient plus importante en altitude, la couche d'Ozone s'étend en moyenne entre 15 km au-dessus des régions polaires et 30-40km à l'équateur.

**b) la vapeur d'eau :**

Dans l'atmosphère, l'eau est le seul corps que l'on rencontre sous trois états gazeux (la vapeur d'eau), liquide (les gouttelettes des nuages) et solide (les cristaux des nuages). A l'état gazeux, la vapeur d'eau intervient dans des proportions pouvant atteindre 0,1% en Sibérie à 5% dans les régions maritimes équatoriales.

**c) Les impuretés** (pollution atmosphérique) :

Les impuretés dans l'atmosphère sont de deux sortes :

- Les aérosols : les causes sont soit naturelles (vents de sable, poussière volcanique, pollen, ..) soit dues aux activités humaines (fumées d'usines, ...)
- Les gaz polluants : anhydride sulfureux, oxyde de carbone, hydrocarbure, les Chloro-Fluoro-Carbones (CFCs), les Hydro-Fluoro-Carbones (HFCs), ...

Les impuretés jouent un rôle important dans la condensation et l'absorption du rayonnement solaire.

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

- ✓ **Permanents** : se trouvent en proportion constante jusqu'au 25m d'altitudes,

Comme le N<sub>2</sub>, O<sub>2</sub> et les gaz rares.

- ✓ **Variables** : dont les constituants et leur teneur varient dans l'atmosphère, tels que le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), ozone et surtout la vapeur d'eau.

Le dioxyde de carbone et l'ozone sont des constituants pouvant subir quelques variations selon le

**Tableau 1 Evolution de la teneur Atmosphérique en gaz dits « effet de serre » ( Dautran, 1991)**

<b>TAB. 1.1 : ÉVOLUTION DE LA TENEUR DE L'ATMOSPHÈRE EN GAZ DITS « À EFFET DE SERRE » (DAUTRAN, 1991)</b>					
Type de gaz	CO <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub> O	CFC <sub>11</sub>	CFC <sub>12</sub>
Unités	ppmv	ppmv	ppbv	ppbv	pptv
Avant période industrielle	280	0,80	288	0	0
1990	354	1,70	310	280	484
Accroissement annuel	0,5 %	0,25 %	0,25 %	4 %	4 %
Durée du séjour atmosphérique (an)	50-200	10	150	60	120
ppmv (ppm) = 10 <sup>-6</sup> partie par million en volume ; ppbv = 10 <sup>-9</sup> partie par milliard en volume ; pptv = 10 <sup>-12</sup> partie par billion en volume					

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).

### 2.1.2. Masse et limite de l'atmosphère :

La masse de l'atmosphère pèse environ  $1 \text{ Kg} / \text{cm}^2$ . Cependant, cette masse n'est pas répartie uniformément. Plus on s'élève dans l'atmosphère, plus la densité de l'air diminue, ce qui se traduit par une baisse de la pression atmosphérique.

En conséquence, on observe une concentration croissante de la masse atmosphérique dans les couches inférieures. Par exemple, la moitié de la masse totale de l'atmosphère se trouve en dessous de 5 500 mètres d'altitude, tandis que les deux tiers se situent en dessous de 8 400 mètres, les trois quarts sous 10 - 300 mètres, et les neuf dixièmes sous 16 100 mètres. A très haute altitude (500 à 1000 km), existe une zone de transition entre l'atmosphère et l'espace, zone d'où les molécules peuvent s'échapper vers l'espace sans que des chocs avec d'autres molécules ne les renvoient dans l'atmosphère.

### 2.1.3. Subdivision de L'atmosphère :

La figure 1 présente l'allure générale de la variation de la température de l'atmosphère en fonction de l'altitude. Cette courbe permet de diviser l'atmosphère en plusieurs couches bien distinctes.

#### 2.1.3.1. Troposphère :

La troposphère s'étend de la surface jusqu'à 10-16 km d'épaisseur environ. C'est dans cette couche qu'on retrouve la plus grande partie des phénomènes météorologiques, elle contient 80 à 90% de la masse totale de l'air et la quasi-totalité de la vapeur d'eau (90%). Au fur et à mesure qu'on s'élève dans la troposphère la température décroît en moyenne de  $6,5^\circ\text{C}$  par km. La diminution de la température avec l'altitude dans la troposphère est due en grande partie à l'effet thermodynamique de la diminution de la pression accompagnant les mouvements verticaux de l'air. Cette couche contient 80 à 90% de la masse totale de l'air et la quasi-totalité de la vapeur d'eau (90%)

La limite supérieure de la troposphère est la **Tropopause** (surface fictive qui sépare la troposphère et la stratosphère). La température au niveau de la tropopause est de  $-45^\circ\text{C}$  aux pôles est de  $-80^\circ\text{C}$

Au niveau de l'équateur son altitude est variable en fonction avec la latitude.

- à l'équateur elle se trouve à l'altitude de 16-18km.
- aux pôles, entre 6-8 Km.
- aux latitudes moyenne (50° de latitude), elle se trouve vers 11Kmd'altitude.

Suivant la situation atmosphérique générale, les saisons et les types de masses d'air son altitude varie entre 7-13 Km.

### 2.1.3.2. Stratosphère :

Elle s'étend de la tropopause jusqu'à une altitude relativement de 50Km. Elle abrite une bonne partie de la couche d'ozone.

La caractéristique principale de cette couche est qu'au fur et à mesure qu'on s'élève à l'intérieur, la température reste presque constante jusqu'au à 20Km. C'est ce qu'on appelle la couche **isotherme**, ensuite la température augmente lentement puis rapidement pour atteindre le point de congélation.

La limite de la stratosphère qui est **la stratopause** la température voisine de 0°C. Le réchauffement de la stratosphère est due à la présence de l'ozone qui absorbe le rayonnement ultraviolet solaire.

### 2.1.3.3. La mésosphère :

Après la stratopause se situe la mésosphère, qui s'étend de 50 à 80 kilomètres d'altitude. Dans cette couche atmosphérique nous assistons à une diminution des températures avec l'altitude, on enregistre des températures les plus basses de l'atmosphère, de -90 °C environ c'est : **la mésopause**.

### 2.1.3.4. La thermosphère :

Cette couche débute à une altitude de 80-100 kilomètres et s'étend jusqu'à environ 1280 kilomètres. À cette altitude, la pression atmosphérique devient pratiquement nulle et les molécules d'air sont extrêmement rares. La température augmente à mesure que l'altitude augmente et reste constante jusqu'à **la "thermopause"**, qui se situe entre 250 et 500 kilomètres d'altitude. À cet endroit, la température varie entre 300°C et 1600°C en fonction de l'énergie solaire reçue.

La thermosphère se divise en deux parties distinctes :

- L'ionosphère, qui s'étend de 80 kilomètres à 640 kilomètres d'altitude, constitue la partie inférieure de la thermosphère. Cette région est connue pour sa capacité à réfléchir les ondes courtes.

- Au-dessus de l'ionosphère, s'étend l'exosphère, allant de 640 kilomètres jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère, soit environ 10 000 kilomètres. L'exosphère représente la partie externe de la thermosphère, où l'atmosphère se fond progressivement dans l'espace, devenant de plus en plus mince.

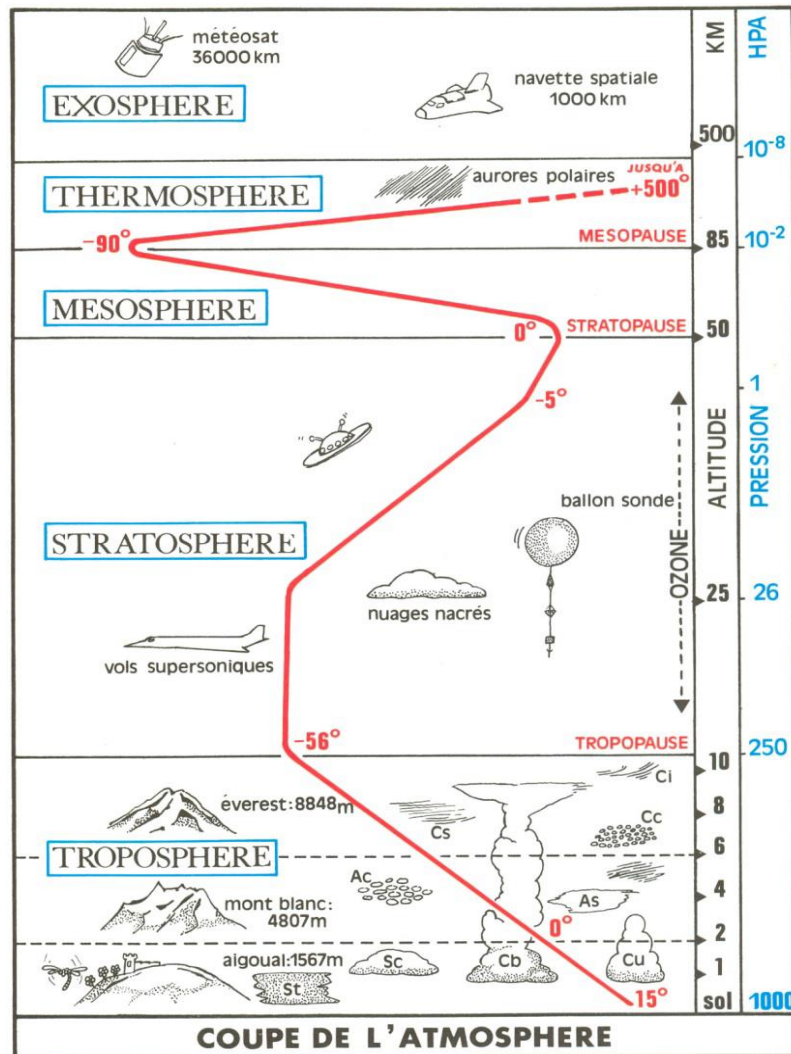


Figure 1 : Stratification thermique de l'atmosphère (Guyot, 2013)

### 2.2. La Pression Atmosphérique :

#### 2.2.1. Définition :

La pression atmosphérique représente la force exercée par l'air en un point précis de la surface terrestre. Elle résulte de la masse de l'atmosphère et atteint en moyenne 101 325 pascals, 25 hectopascals ou 1.013 bars, au niveau de la mer, ce qu'on appelle la pression atmosphérique normale.

La pression atmosphérique se mesure par des instruments tels que le baromètre à mercure, l'hypsomètre ou l'altimètre. Historiquement, elle était souvent exprimée en millimètres de mercure (mm Hg)

Cependant, depuis l'adoption du Pascal comme unité de pression, les météorologues ont commencé à utiliser un multiple de cette unité, l'hectopascal (1hPa=100Pa=1mb).

Le Maximum absolu de pression mesuré : 1083,8hPa (en Sibérie) et le minimum absolu de pression mesuré : 867hPa (dans un cyclone tropical de l'océan Pacifique).

### 2.2.2. Variations :

#### 2.2.2.1. Variations avec l'altitude :

La pression atmosphérique diminue avec l'altitude de manière exponentielle, En effet, elle décroît d'un facteur de 10 à chaque augmentation de 16 km en altitude.

Les observations montrent qu'à une altitude de 0 kilomètre, la pression est de 1013.2 hPa, avec une température de 15 degrés Celsius. À 3 kilomètres d'altitude, la pression chute à 700 hPa tandis que la température descend à -4.5 degrés Celsius. À 5.5 kilomètres, la pression baisse à 500 hPa et la température chute à -20.4 degrés Celsius. Enfin, à 15 kilomètres d'altitude, la pression diminue considérablement à 121.1 hPa et la température chute encore à -56.5 degrés Celsius

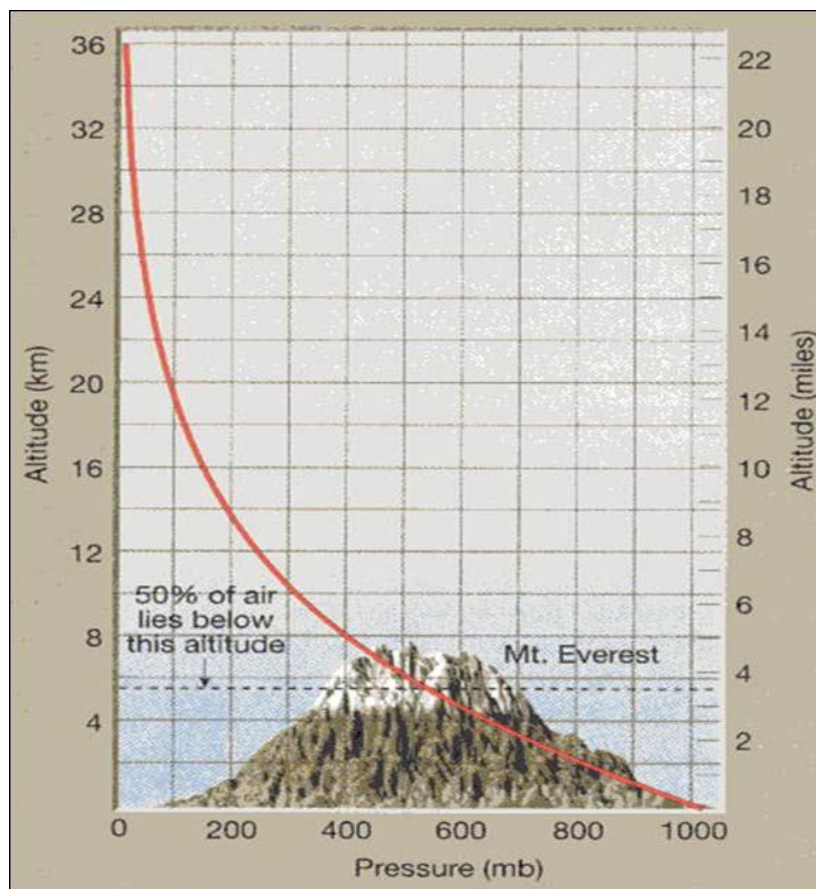


Figure 2 : Variation de la pression atmosphérique dans le Temps

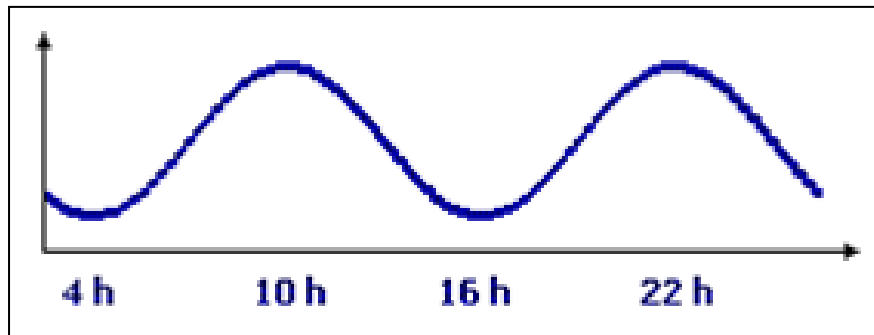


Figure 3 : Variation de la pression atmosphérique dans le Temps

Les variations diurnes de la pression se présentent sous forme d'une onde à double oscillation. Un minimum se trouve vers 6 h et 18 h, et le maximum vers 12 h et 24. L'amplitude de cette oscillation varie suivant la latitude, elle est négligeable aux pôles, inférieure à 1 mb latitudes moyennes et elle peut être supérieure à 4 mb à l'équateur voir fig. 3

### 2.2.3. Distribution de la pression :

Sur les cartes météorologiques, la répartition de la pression atmosphérique est représentée par des lignes appelées isobares, qui relient les points de même pression. Ces isobares sont dessinées à des intervalles réguliers de 2.4 ou 5 millibars, en fonction de l'échelle de la carte. (figure4)

Plus les isobares sont distancées, plus le vent est faible. Quand elles sont rapprochées, le vent est fort. La distance entre deux isobares est appelée **gradient de pression**

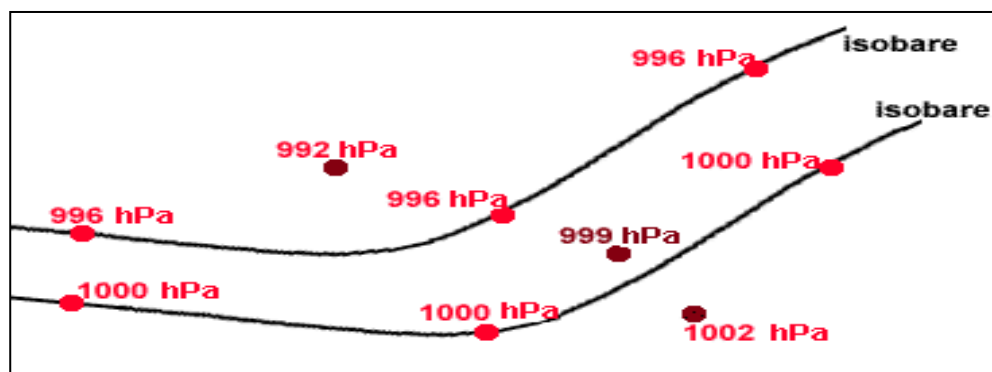


Figure 4 : Les lignes de pression ( isobares )

Il s'exprime en mb / km ou mb/ degré de latitude. Le gradient de pression est plus faible que la distance entre les isobares est grande, et d'autant plus élevé que cette même distance est petite.

### 2.2.3.1. Dépression ou zone de basse pression (cyclone) :

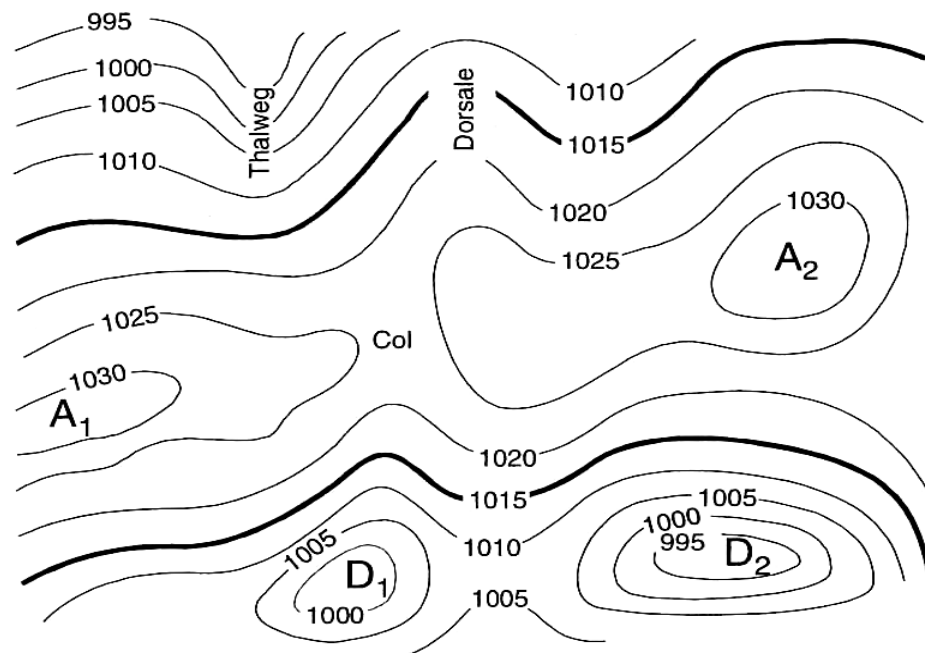
Les isobares fermées, généralement de forme plus ou moins circulaire, entourent un creux de pression. En se rapprochant du centre, la pression diminue progressivement. Les dépressions peuvent varier en taille, allant de quelques centaines de mètres à plusieurs centaines de kilomètres de diamètre. Elles sont généralement représentées par la lettre "L" (low) ou par "D" (dépression) sur les cartes météorologiques.

### 2.2.3.2. Zone de haute pression ou Anticyclone :

Les isobares fermées, généralement de forme plus ou moins circulaire, entourant un maximum de pression. La pression croît au fur à mesure que l'on s'approche du centre. Les dimensions sont comparables de la dépression. Elle s'indique par H (high) ou par A (Anticyclone) sur la carte météorologique. (Figure 5)

### 2.2.3.3. Creux ou thalweg :

Le creux s'étend depuis la dépression le long d'un axe passant par son centre, les isobares forment un « V » où la pression décroît en allant vers la concavité. Les dépressions et les creux dans la pression atmosphérique sont généralement associés au mauvais temps.



**Figure 5 : Exemple d'un champ de pression au niveau de la mer. Les isobares (lignes d'égale pression) sont cotées de 5 en 5 hPa**

### 3. Les Vents :

#### 3.1. Définition :

Le vent est un mouvement de l'atmosphère. Ces mouvements de masses d'air sont provoqués par deux phénomènes se produisant simultanément :

- ✓ un réchauffement inégalement réparti de la surface de la planète par l'énergie solaire .
- ✓ la rotation de la planète.

Le vent est un déplacement d'air né des différences de pression entre deux point, il s'écoule des anticyclones vers les dépressions par un « **appel de vide** »

Au niveau du sol, dans un anticyclone, l'air descend en provenance des couches supérieures, ce qui le rend subsidient. En revanche, dans une dépression, l'air monte, créant un mouvement ascendant, L'air qui s'élève se refroidit. Plus l'air est chaud plus l'air est légers et inverse.

**L'air Ascendant** : comme exemple l'air tropical qui est chauffée devient moins dense donc plus légère et s'élève en altitude. Alors des basses pressions se forment au niveau de la mer équatoriale. de la teneur Atmosphérique en gaz dits « effet de serre » (Dautran, 1991)

**L'air Subsidient** : comme exemple dans les régions polaires c'est tout l'inverse. Les masses d'air se refroidissent et deviennent plus denses donc plus lourdes et descend. Alors des hautes pressions se forment au niveau de la mer.

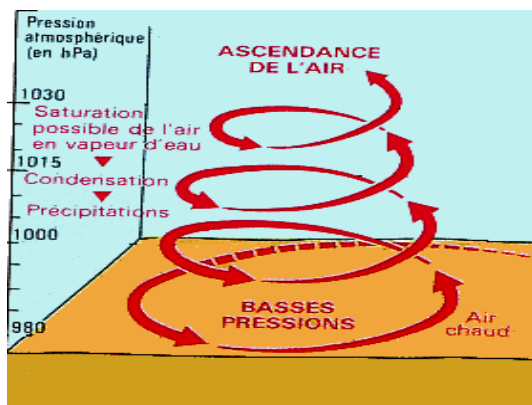


Figure 7 : Air Ascendant

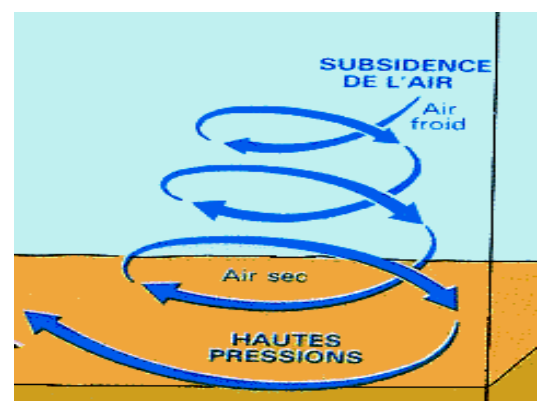


Figure 6 : Air Subsidient

### Mesure

La vitesse du vent est généralement évaluée à l'aide d'un instrument appelé anémomètre, tandis que sa direction est déterminée à l'aide d'une girouette. Les mesures de la vitesse du vent, qu'elles soient prises au niveau du sol ou en altitude, sont exprimées en kilomètres par heure, en mètres par seconde ou en nœuds. Pour les prévisions météorologiques terrestres, on utilise couramment ces grandeurs

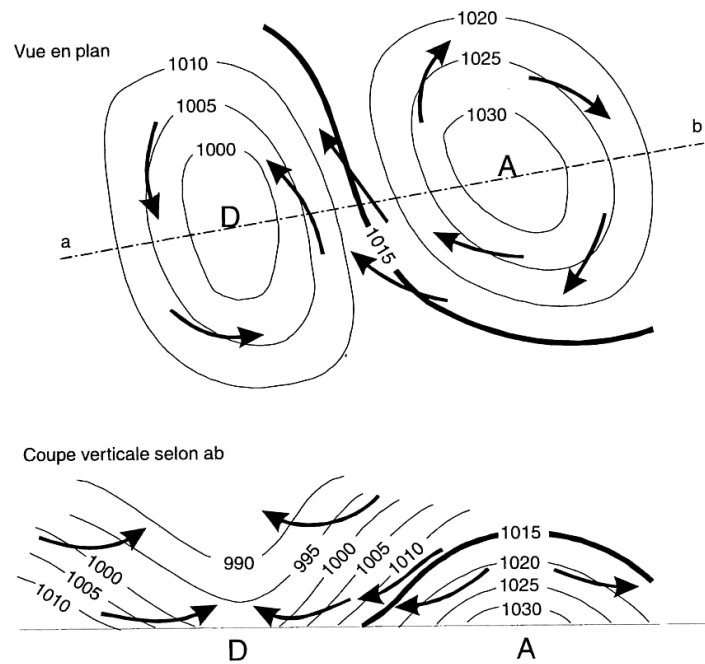
- Léger (0 à 9 km/h)
- Modéré (10 à 40 km/h)
- Fort/venteux (41 à 60 km/h)
- Très fort/coups de vent (61 à 90 km/h)
- Très fort/force de tempête (plus de 91 km/h) Force d'ouragan (plus de 115 km/h)

### 3.2. Les lois du mouvement horizontal :

#### 3.2.1. Loi de BUY BALLOT :

Cette loi donne la direction du vent en fonction du champ de pression.

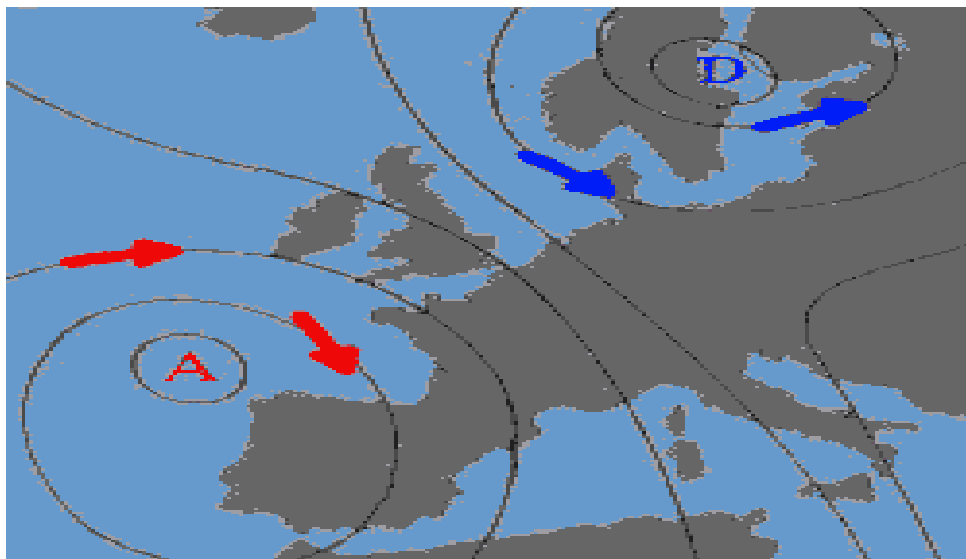
- Dans l'hémisphère nord, un observateur placé dos au vent, les hautes pressions à sa droite et les basses pressions à sa gauche. Dans l'hémisphère sud c'est l'inverse.
- Dans l'hémisphère nord, le vent tourne dans le sens de l'aiguille d'une montre dans les hautes pressions et dans l'hémisphère sud ces sens de circulation sont inversés.



**Figure 8 : Convergence et divergence des vents autour d'une dépression et d'un anticyclone sur un plan horizontal selon un plan vertical passant**

- L'air quitte les anticyclones (A) en tournant dans le sens d'une aiguille d'une montre et pénètre dans les dépressions (D) en tournant en sens inverse d'une aiguille d'une montre, dans l'hémisphère nord.

**(figure 9)**



**Figure 9 : La direction du vent dans un champ de pression**

### 3.2.2 La force du gradient de pression :

Elle est due à la différence de pression entre deux points de la surface de la terre. Cette force est toujours exercée de la haute vers la basse pression. Cette force est d'autant plus grande que les isobares sont rapprochées.

### 3.2.3 La force de Coriolis :

La rotation de la Terre induit une force constante connue sous le nom de force de Coriolis, qui dévie légèrement l'air vers la droite dans l'hémisphère Nord. Cette force de Coriolis dévie les vents de leur trajectoire prévue vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Cette déviation est nulle à l'équateur et maximale aux pôles.

### 3.2.4 La force de frottement :

Cette force agit uniquement au niveau du sol. Elle représente une influence significative sur le déplacement de l'air en surface, ralentissant sa vitesse et potentiellement altérant sa trajectoire. Cette force est connue sous le nom de force de frottement. La rugosité de la surface terrestre, telle que le relief, la présence de forêts ou d'immeubles, contraint les mouvements d'air à s'élever. Au-dessus de 3000 pieds (environ 1000 mètres) au-dessus du sol, cet effet diminue et les vents suivent généralement des trajectoires parallèles aux isobares.

### 3.2.5. Vents de brise de mer et brise de terre

L'existence des brises de mer et brise de terre est liée au réchauffement inégal de la terre ferme et des plans d'eau.

- **Brise de mer** : En journée ensoleillée, la température de l'air au-dessus de la terre augmente rapidement, dépassant rapidement celle de l'air au-dessus de la mer. Ce réchauffement plus rapide de la terre par rapport à la mer entraîne une montée de l'air chaud, plus léger, tandis que l'air plus frais situé au-dessus de l'eau se déplace vers la terre pour combler le vide laissé. Ainsi, le vent souffle de la terre vers la mer.
- **Brise de terre** : **Pendant** la nuit, la terre refroidit plus rapidement que l'eau, ce qui entraîne un déplacement du vent de la terre vers la mer, donnant ainsi naissance à la brise de terre.

Ces phénomènes très locaux se manifestent principalement lorsque les vents dominants sont faibles. Les brises de terre sont généralement moins intenses que les brises de mer en raison de la variation plus lente de la température de l'air pendant la journée, ce qui contribue à une certaine stabilité. La

vitesse du vent d'une brise de mer peut atteindre jusqu'à 25 nœuds (environ 50 km/h), et ses effets peuvent parfois être ressentis jusqu'à 25 kilomètres à l'intérieur des terres.

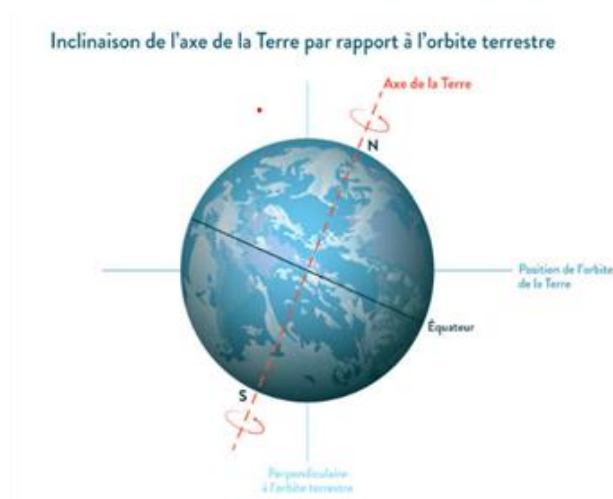
### 4. Moments Remarquables de l'année solaire :

La terre à une forme ellipsoïde aplatis aux pôles, les mouvements de la terre qui ont une importance de point de vue météorologique sont :

- Rotation autour de son axe. (Crée les jours et nuit)
- Révolution autour du soleil (les saisons)

La terre fait le tour du soleil en 365 jours et un quart en décrivant une orbite quasi circulaire la distance terre-soleil de 147.106-Km à 152.106 KM.3, elle effectue une révolution complète autour du soleil de vitesse moyenne de 30Km/s

Elle fait un tour sur elle-même en 24 heures selon un axe incliné à 23,5 cette inclinaison de 23°5 par rapport au plan de l'équateur, cette rotation est responsable des saisons dans l'hémisphère nord et sud.



**Figure 10 : Inclinaison de la terre par rapport a l'orbite terrestre**

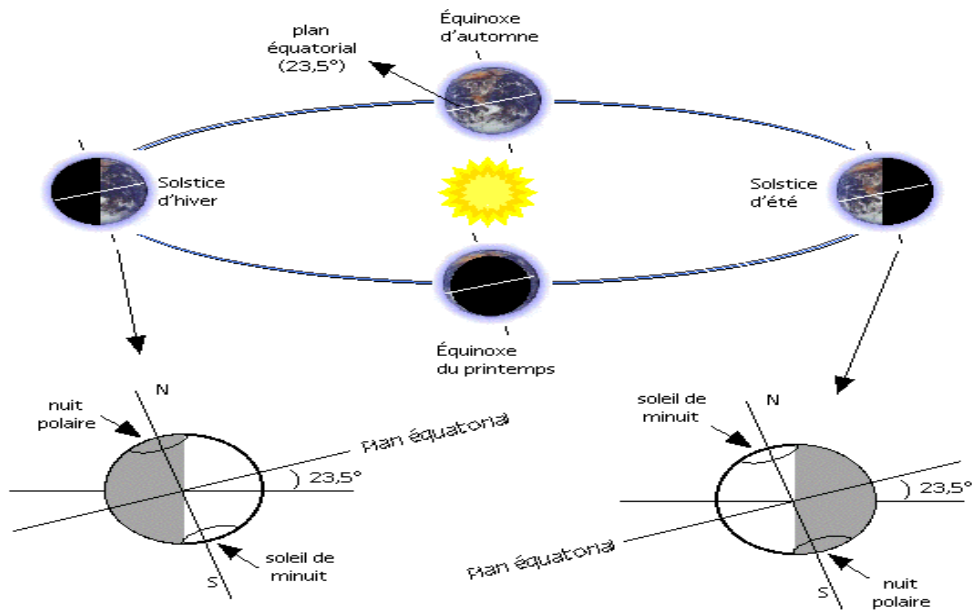


Figure 11 : Mouvement de la terre autour du soleil

### Les Saisons Astronomique

Les quatre moments remarquables de cette révolution sur l'orbite autour du soleil

- Equinoxes de printemps le 21 mars. Equinoxes de l'Automne le 23 sept.
- Solstice d'été le 21 juin Solstice d'hiver. Le 22 décembre.
- 

#### 4.1. Equinoxes :

Au moment des équinoxes le soleil se tient exactement au-dessus de l'équateur ces rayons forment un angle droit avec l'axe terrestre et donc ces rayons se repartis uniformément sur les deux hémisphères de la terre ce qui a pour conséquence que la longueur du jour est égale à celle de la nuit, les deux hémisphères reçoivent la même quantité de chaleur.

#### 4.2. Solstice d'été :

Le soleil se tient exactement sur le tropique du cancer, L'été, la Terre est plus éloignée du Soleil qu'en hiver, et parcourt donc son orbite moins vite c'est le moment ou les jours sont les plus longues dans l'hémisphère nord et les régions proche du pôle nord sont éclairées en permanence.

4.3. Solstice d'hiver :

Durant le solstice d'hiver, le soleil se tient exactement sur le tropique du capricorne, la position de la Terre fait en sorte qu'un observateur dans l'hémisphère nord reçoit moins d'énergie solaire que durant l'été.

Ceci est dû au fait que les rayons du Soleil parviennent à l'observateur de manière oblique en parcourant une plus grande distance dans l'atmosphère que durant l'été.

Plus les rayons parcourent une grande distance dans l'atmosphère plus l'énergie de ces rayons diminue. C'est le moment où les jours sont les plus courts dans l'hémisphère nord et les régions proches du pôle nord ne sont plus éclairées.

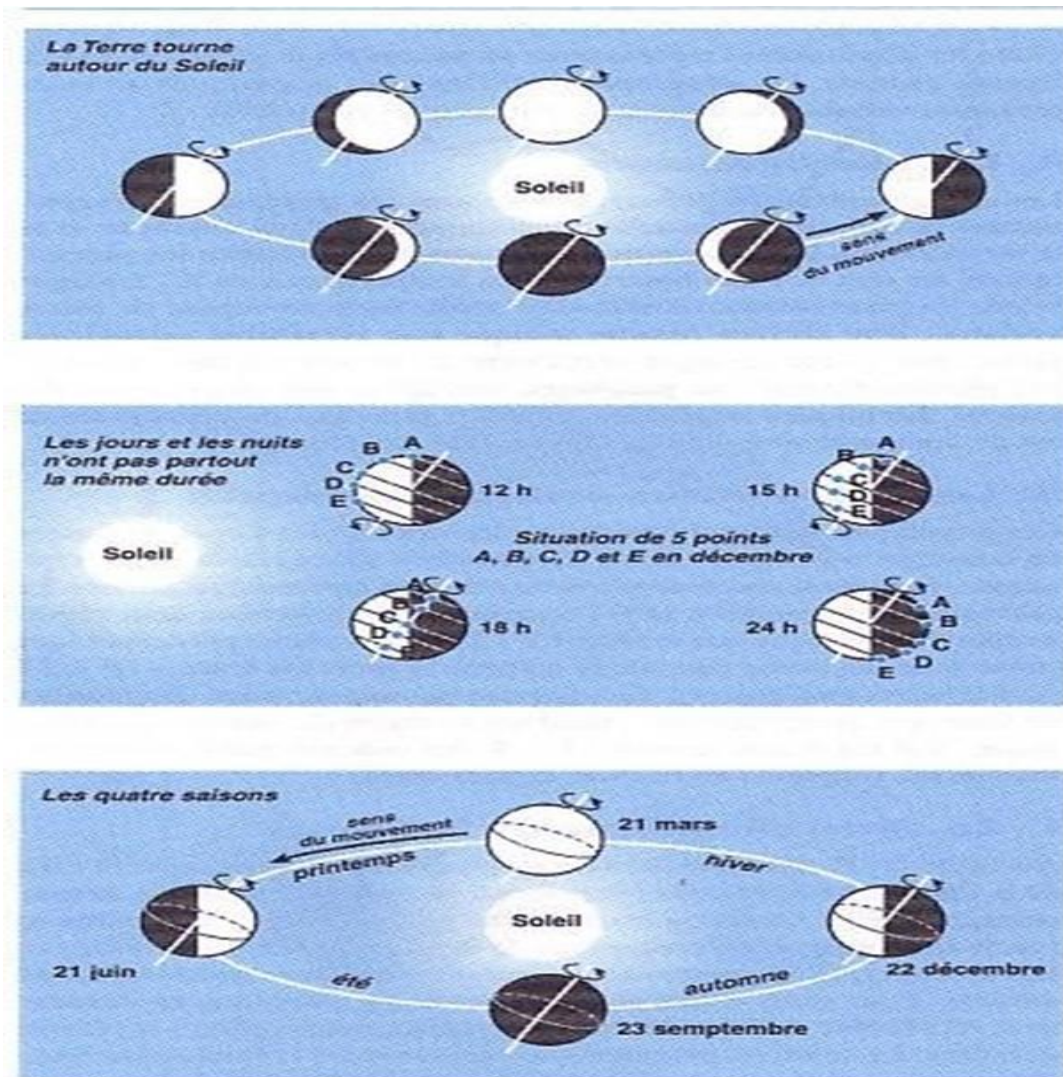


Figure 12 : Saisons Astronomique

### 4.4. Les Conséquences du mouvement de la terre

La Terre, étant une sphère, elle tourne en orbite du soleil, l'équateur se trouve juste à quelques degrés de distance pour être parallèle au plan de l'orbite de la terre, Ceci entraîne une intensité de rayonnement solaire par unité de surface plus élevée à l'équateur qu'aux latitudes élevées.

L'inégalité de l'approvisionnement énergétique influence le climat de la Terre Ainsi à la distribution en nuit et en jour. À l'équateur les cycles jour-nuit se succèdent en intervalles de 12 heures, tandis que dans les régions polaires, la nuit ou le jour entrent dans des cycles de 6 mois.

Ces variations entraînent une chaleur plus constante aux basses latitudes, rendant ces régions plus chaudes que les régions polaires. Ceci est dû au transfert important de chaleur de l'équateur vers les pôles via les courants d'air et d'eau.

### Chapitre 2 : le rayonnement solaire :

#### 1. Rayonnement solaire extra-atmosphérique :

Le soleil est la source d'énergie la plus importante que reçoit la Terre. Le soleil étant assimilé à un corps noir, à partir de la loi de Stefan-Boltzmann,

Loi de Stefan-Boltzmann : Le flux d'énergie émis par l'unité de surface d'un corps noir, encore appelé densité de flux énergétique est proportionnel à la quatrième puissance de la température absolue

$$E = \sigma T^4 \quad (\text{unité : } W \cdot m^{-2})$$

Avec  $\sigma$ , la constante de Stefan-Boltzmann, égale à  $5,6697 \cdot 10^{-8} W \cdot m^{-2} \cdot K^{-4}$ .

Ce flux énergétique s'exprime en watt par mètre carré ( $W / m^2$ ) appelé encore la constante solaire est de  $1368 W/m^2$ . Donc au sommet de l'atmosphère entre l'équateur et les tropiques elle est de  $1368 W/m^2$ , mais en moyenne globale l'énergie reçue sur la Terre est de :  $1368/4 W/m^2$ , soit  $342 W/m^2$ .

La bande d'émission extra-terrestre du rayonnement solaire (R0) est située pour l'essentiel entre  $0,2$  et  $4 \mu m$  ; dite de courtes longueurs d'onde.

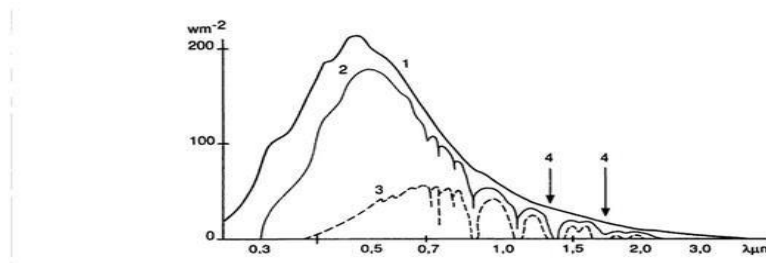
L'ultra-violet (UV) arrivant dans la haute atmosphère comprend trois fractions qui sont reçues différemment au sol :

- L'ultra-violet court (UV C) inférieur à  $0,29 \mu m$ , est totalement absorbé par l'ozone de la haute atmosphère ;
- L'ultra-violet moyen (UV B) est fortement diffusé par l'atmosphère et ses aérosols ; au sol par ciel clair et air sec il représente 2 % de l'énergie et augmente avec l'altitude.
- La quantité d'ultra-violet proche (UV A, entre  $0,35$  et  $0,39 \mu m$ ), dépend du type de temps. Il représente 6 % du rayonnement incident par ciel clair.

Le rayonnement visible (Vis) ou photo synthétiquement active, (PAR\*) se situe entre  $0,39$  et  $0,7 \mu m$ . La photosynthèse utilise surtout le bleu ( $0,4$  à  $0,45 \mu m$ ) et le rouge ( $0,63$ - $0,68 \mu m$ ).

L'infra-rouge solaire est souvent subdivisé en IR proche, entre  $0,7$  et  $1,36 \mu m$ , ZR moyen, entre  $1,36$  et  $1,9 \mu m$ , et ZR lointain, au-delà de  $1,9 \mu m$ . Ces limites correspondent aux deux bandes principales d'absorption de l'eau par l'atmosphère dans l'infra-rouge solaire.

Figure 13 : Spectres solaires reçus au sommet de l'atmosphère et au sol, en fonction de la hauteur apparente du soleil (d'après BECKER, 1979)



### 1.1. Le rayonnement atmosphérique (RA) :

L'atmosphère émet un rayonnement qui lui est propre en fonction de sa température, l'expression du rayonnement atmosphérique de type descendant est  $RA = \sigma Ta^4$

Où  $Ta$  est une température fictive de l'atmosphère varie entre  $-40\text{ C}^\circ$  et  $-10\text{ C}^\circ$ ,  $Ta$  est d'autant plus faible si le ciel est clair et humidité est faible

### 1.2. Le rayonnement terrestre (RT) :

La surface terrestre se comporte comme un corps noir ; elle émet vers l'atmosphère un rayonnement de grande longueur d'onde se situant presque entièrement entre 4 et 120 microns de longueur d'onde il est absorbé essentiellement dans les basses couches atmosphériques

$$RT = \epsilon \sigma Ts^4$$

Avec :  $\epsilon$  = émissivité ;  $\sigma$  = constante de STEFAN ;  $Ts$  = température de surface en  $^\circ$  Kelvin

### 1.3. Rayonnement global (Rg) :

Le rayonnement global représente l'énergie solaire totale reçue au sol sur une surface horizontale elle est donnée selon la formule suivante.

$$Rg = Ri + Rd$$

- Le Rayonnement direct ( $Ri$ ) est unidirectionnel : il provient directement du soleil

et tout obstacle l'intercepte.

- Le Rayonnement diffus (Rd) est dû à la diffusion du rayonnement solaire par les aérosols et les nuages de l'atmosphère.

**Albédo** : est Rayonnement réfléchi (Rr) correspond à la fraction du rayonnement réfléchi par l'eau, le sol et la végétation ; elle est fortement diffuse ; quand on l'exprime en fraction du rayonnement global, on parle d'albédo

**Tableau 2 : valeurs de l'albedo**

	<i>Albedo</i>
Prairie	0,20 à 0,25
Surface d'eau libre	0,05 à 0,08
Sol nu	0,05 à 0,20
Forêt	0,14 à 0,17
Neige	0,70 à 0,90

#### **1.4. Le bilan radiatif dans le système terre et atmosphère :**

En considérant la Terre, nous supposons 100 unités, ce qui correspond à  $134 \times 10^{22}$  cal/an, comme illustré dans la Figure 14.

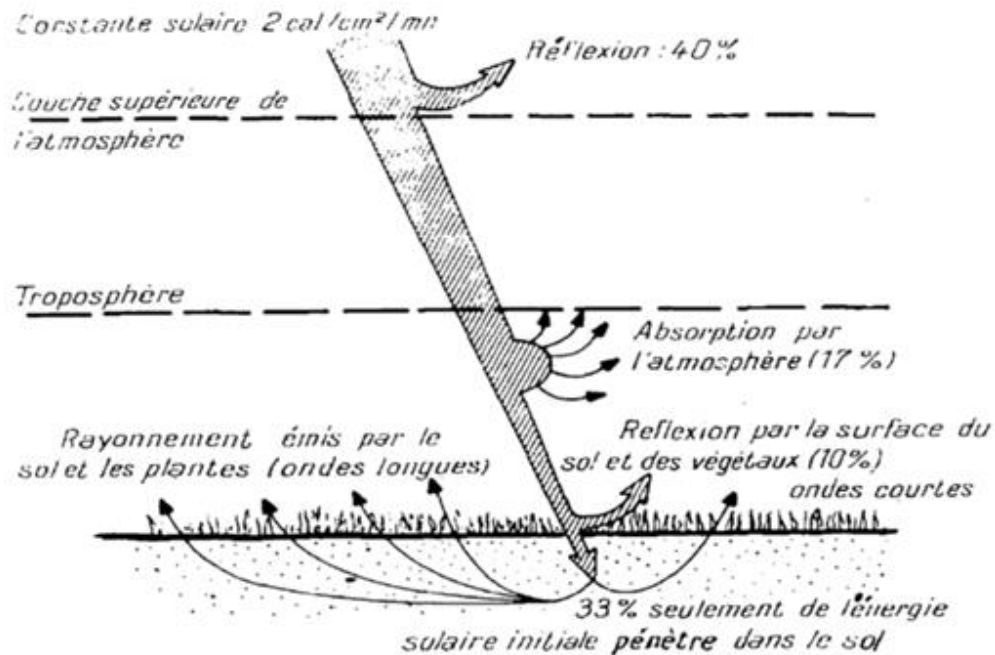


FIGURE 1. — Bilan de la radiation solaire (selon GOUROU et PAPY. Schéma repris par GAUCHER).

**Figure 14 : Bilan de la radiation solaire (selon GOUROU et GAUCHER)**

Sur les 100 unités d'énergie incidentes :

- 24 unités sont réfléchies vers l'espace par les nuages.
- 20 unités sont absorbées par l'atmosphère.
- 28 unités atteignent la surface terrestre, dont 25 sont absorbées et 3 réfléchies vers l'espace.
- 28 unités sont diffusées par les molécules atmosphériques, avec 7 renvoyées vers l'espace et 21 atteignant la surface.

La surface terrestre absorbe également 20 unités supplémentaires, mais en réfléchit 1 vers l'espace.

Par ailleurs, le globe terrestre émet 127 unités de rayonnement annuel :

- 115 sont absorbées par l'atmosphère.
- 12 s'échappent directement dans l'espace.

L'atmosphère, quant à elle, rayonne annuellement 155 unités d'énergie :

- 102 sont absorbées par la surface terrestre.
- 53 se perdent dans l'espace.

Enfin, un transfert d'énergie de 20 unités entre la surface terrestre et l'atmosphère est dû à l'évaporation et à la condensation de l'eau.

### 2. Bilan radiatif net à la surface :

Le bilan radiatif représente la différence entre l'énergie solaire absorbée par la terre et l'énergie infrarouge qu'elle émet vers l'espace. Le rayonnement net, ou bilan radiatif instantané ou toutes longueurs d'onde confondues au niveau du sol, se calcule ainsi :

$$R_n = (1-a)R_G + \epsilon(R_a - \sigma T_s^4)$$

Dans cette équation :

- 'a' représente l'albédo.
- 'R<sub>G</sub>' est le rayonnement global.
- 'ε' désigne l'émissivité de la surface du sol (valeur moyenne de 0,95).
- 'R<sub>a</sub>' est le rayonnement atmosphérique reçu par le sol.
- 'σ' est la constante de Stefan-Boltzmann.
- 'T<sub>s</sub>' est la température absolue du sol en Kelvin.

Un bilan radiatif globalement nul indique un équilibre thermique approximatif de la Terre. Un bilan positif entraîne un réchauffement, tandis qu'un bilan négatif provoque un refroidissement.

Lorsque le sol est plus chaud que l'atmosphère, le bilan radiatif net (RN) est négatif. Cet effet est accentué par un ciel dégagé, favorisant un refroidissement rapide de la surface et conduisant aux températures les plus basses. Inversement l'effet de serre tend à rendre ce bilan positif en réduisant l'énergie émise par la Terre.

**Variation journalière du bilan radiatif :**

Pendant le jour  $R_G > 0$   $R_n$  est positif, donc la surface reçoit de l'énergie

I

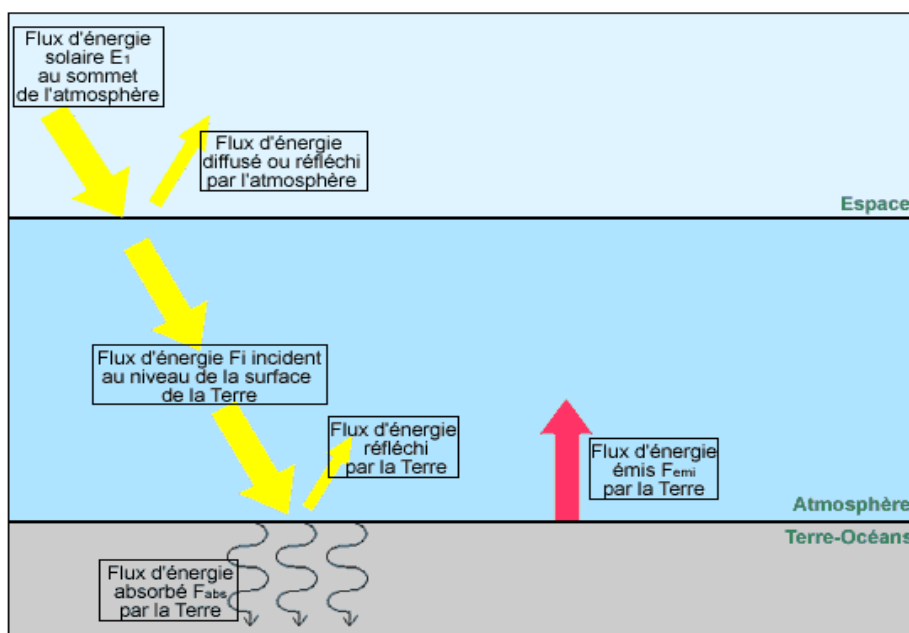


Au cours de la nuit  $R_G = 0$  et  $R_n = R_A - R$ , donc  $R_n$  est négatif, la surface perd de l'énergie



**3. Bilan d'énergie à la surface :**

Le bilan d'énergie, également appelé flux net à la surface, représente la quantité de rayonnement disponible qui peut être convertie en d'autres formes d'énergie par les processus physiques et biologiques se produisant à la surface. Il correspond à la différence entre le rayonnement que la surface reçoit et celui qu'elle perd.



**Figure 15 : le flux énergétique entre le système terre et l'Atmosphère**

L'équation du bilan d'énergie au niveau du couvert végétal s'écrit comme suit :

$$RN = S + Q_h + Q_e$$

Dans cette équation du bilan d'énergie :

RN représente le rayonnement net.

S est le flux de chaleur dans le sol.

$Q_h$  désigne le flux de chaleur sensible vers l'atmosphère.

$Q_e$  correspond au flux de chaleur latente vers l'atmosphère.

### **3.1. Le flux de chaleur sensible $Q_h$ :**

Le flux de chaleur sensible ( $Q_h$ ) représente les échanges de chaleur entre le sol et l'atmosphère ( $> 0$  du sol vers l'atmosphère). Il est proportionnel au gradient thermique au voisinage du sol et aussi au coefficient d'échange turbulent qui varie essentiellement en fonction du vent. On peut en donner l'expression simplifiée selon la formule suivante :

$$Q_h = Yf(u)(T_s - T_a) ;$$

$y$  = constante psychrométrique ;  $f(u)$  = fonction du vent déterminée empiriquement ;

Avec :  $T_s$  = température de la surface ;  $T_a$  = température de l'air.

Généralement, durant la journée, la température du sol ( $T_s$ ) est plus élevée que celle de l'air ( $T_a$ ), ce qui rend le flux de chaleur sensible ( $Q_h$ ) positif. La chaleur est alors transférée du sol vers l'atmosphère, un phénomène appelé régime surdiabatique. Inversement, pendant la nuit, le sol se refroidit plus rapidement que l'air, de sorte que  $T_s$  devient inférieure à  $T_a$ . Dans ce cas,  $Q_h$  est négatif, indiquant un flux de chaleur de l'atmosphère vers le sol, un régime dit d'inversion.

### **3.2. Le flux de chaleur latente :**

Le flux de chaleur latente ( $Q_e$ ) est associé aux processus d'évaporation et de condensation, qui impliquent également des échanges d'énergie. Il est proportionnel à la variation de l'humidité dans l'air près du sol et dépend d'un coefficient d'échange turbulent pour la vapeur d'eau, lequel est fonction de la vitesse du vent.

Selon la loi de DALTON :

L'équation du flux de chaleur latente ( $Q_e$ ) est donnée par :  $Q_e = f(u)(e_s - e_a)$

Où  $f(u)$  est une fonction du vent déterminée empiriquement, ( $e_s$ ) représente la tension de vapeur d'eau à la surface, et ( $e_a$ ) est la tension de vapeur d'eau dans l'air. L'évaporation se produit lorsque la tension de vapeur à la surface ( $e_s$ ) est supérieure à celle de l'air ( $e_a$ ), tandis que la condensation a lieu dans le cas contraire ( $e_s < e_a$ ).

### 3.3. Variations journalières du bilan d'énergie :

Jour : Le rayonnement net (RN) est positif ( $> 0$ ). L'énergie disponible est dissipée par le flux de chaleur dans le sol (S), le flux de chaleur sensible vers l'atmosphère ( $Q_h$ ), et le flux de chaleur latente ( $Q_e$ ), ce dernier étant généralement positif (évaporation). L'équation s'écrit :

$$|RN| = |S| + |Q_h| + |Q_e|, \text{ avec } Q_e > 0$$

Nuit : Le rayonnement net (RN) est négatif ( $< 0$ ).

.Avec évaporation ( $Q_e > 0$ ) : L'énergie perdue par rayonnement est compensée par l'énergie provenant du sol et de l'atmosphère, ainsi que par l'évaporation. L'équation devient :

$$|RN| = |S| + |Q_h| + |Q_e|, \text{ avec } Q_e > 0$$

Avec condensation ( $Q_e < 0$ ) :

L'énergie perdue par rayonnement est compensée par l'énergie provenant du sol et de l'atmosphère, et la condensation libère de la chaleur. L'équation est :

$$|RN| = |S| + |Q_h| + |Q_e|$$

Sur une journée complète, le flux de chaleur dans le sol (S) est généralement considéré comme négligeable, en effet, le jour, le sol absorbe de la chaleur ( $S > 0$ ), la nuit il cède cette chaleur ( $S < 0$ ).

À cette échelle temporelle, le flux de chaleur latente ( $Q_e$ ) est assimilé à l'évapotranspiration (ETR) 'évapotranspiration ( $Q_e > 0$ ) ou la condensation ( $Q_e < 0$ ).

Par conséquent, l'équation du bilan d'énergie journalier peut être simplifiée à :

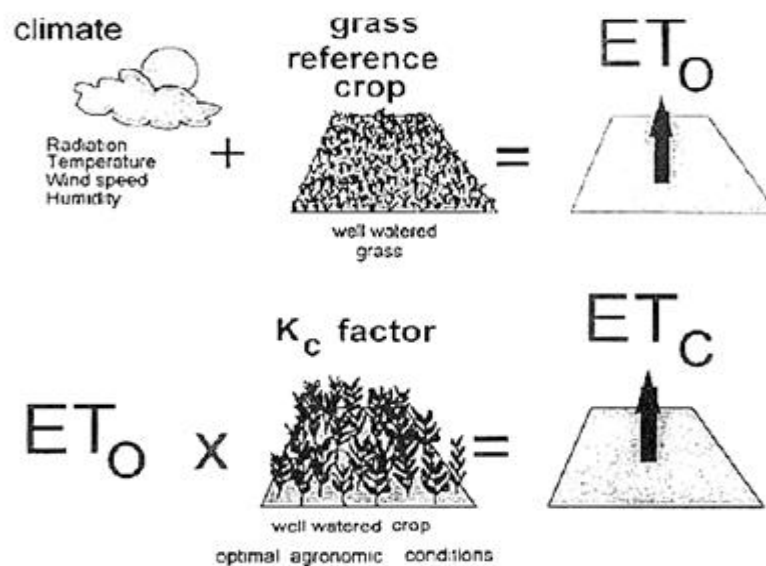
$$RN = Q_h + ETR$$

#### 4. Evapotranspiration :

Cette notion est utilisée en agronomie comme en hydrologie, elle correspond à un concept de nature météorologique, essentiellement physique : c'est le potentiel de transformation en chaleur latente de vaporisation de l'eau de l'ensemble des quantités d'énergie radiative et adjective disponible à un instant donné dans les conditions du climat local.

##### 4.1. L'évapotranspiration potentielle :

Elle correspond à un concept de nature météorologique essentiellement physique. On la définit comme étant l'évapotranspiration d'un couvert végétal bas, continu et homogène, dont l'alimentation en eau n'est pas limitante, et qui n'est soumis à aucune limitation d'ordre nutritionnel, physiologique ou pathologique. L'ETP ainsi définie correspond donc sensiblement à l'évapotranspiration d'une prairie ou d'un gazon en pleine croissance (mais non épié), fauché régulièrement, correctement fumé et bien enraciné, sur un sol maintenu à une humidité proche de la capacité de rétention ' (mais sans excès d'eau).



**Figure 16 : Estimation de l'évapotranspiration de référence (Allen et al., 1998)**

##### 4.2. Evapotranspiration maximale (ETM)

L'évapotranspiration maximale (ETM) représente la quantité maximale d'eau qui peut être transpirée par une culture spécifique, à un stade de développement donné, sous des conditions climatiques particulières. Sa valeur théorique est toujours inférieure ou égale à l'évapotranspiration potentielle (ETP). L'ETM est calculée à partir de l'ETP en utilisant le coefficient cultural (K<sub>c</sub>) :

$$ETM = ETP \times K_c$$

Ce coefficient  $K_c$ , qui dépend du type de culture et de son stade de croissance, peut également être influencé par le climat. Il tend à être plus élevé en cas d'advection importante. De plus, pour certaines plantes, les valeurs de  $K_c$  augmentent lorsque l'ETP instantanée est plus faible.

#### 4.3. Evapotranspiration réelle (ETR) :

L'évapotranspiration réelle (ETR) représente la quantité d'eau effectivement perdue par un couvert végétal dans des conditions environnementales spécifiques. Contrairement à l'ETM, l'ETR tient compte des limitations d'eau disponibles pour la plante, qu'elles soient d'origine physique (tension de l'eau dans le sol), chimique (salinité), ou biologique (fermeture des stomates). En présence de ces contraintes, la transpiration de la plante est réduite par rapport à son potentiel maximal. Par conséquent, l'ETR est toujours inférieure à l'ETM ( $ETR < ETM$ ).

#### 4.4. Estimation de l'évapotranspiration potentielle ou de référence :

##### - Formules empiriques

Plusieurs formules ont été développés par plusieurs auteurs pour l'estimation de évapotranspiration : Thrnhtwate (1944), turc(1962),blaney –Criddle ( 1950) ... ; mais la méthode de Penman –Monteith (Allen et al., 1998) est la plus fiable mais nécessite la disponibilités de toutes les paramètres climatiques journalières ;

Parmi ces méthodes, on cite :

##### 1) La formule de BLANEY - CRIDDLE dont l'expression originale est :

$$ETP = 0,254P (t + 17,78) \text{ (en mm/mois)}$$

P : pourcentage en heures d'insolation possible pour le mois envisagée rapportée à la quantité d'heures d'insolation de total de l'année, est donnée en fonction de la latitude et de la période par (voir ci-dessus).

##### 2) Formules basées sur la température et le rayonnement global (TURC).

$$ETP = 0,40 \frac{T}{T+15} (R_s + 50)$$

- ETP (mm/mois)

T = température moyenne de l'air, mesurée sous abri, pendant la période considérée (en ° Celsius) ;

RG = rayonnement global, calories / cm<sup>2</sup> / j

### 3) Formules basées sur la mesure de l'évaporation

#### — Le bac de classe A

La méthode Pan évaporation sert de mesurer directe de l'évaporation qui se fait généralement au moyen du bac d'évaporation qui est un contenant de section cylindrique ou carrée dont les variations du niveau d'eau, mesurées à des intervalles de temps fixes (jour, semaine, décade), il existe plusieurs types de bac parmi lesquels ; le bac de classe A, le bac US et le bac Colorado.

$$ET_0 = k_b * E$$

$k_b$  : coefficient conversion empirique , les valeurs de  $k_b$  sont établies par FAO (Doorenbos and Pruitt, 1977 (Tableaux 3);

E bac : évaporation du bac en mm/jour.

**Tableau 3 : Bac d'évaporation de class A(Allen et al., 1998)**

#### 1. – Bac de classe A.

Bac classé A	<u>CAS A</u> { Bac environné d'une culture verte courte				<u>CAS B</u> { Bac environné d'une jachère sèche			
	HR Moyenne %	Faible < 40	Moyenne 40-70	Fort > 70	Faible < 40	Moyenne 40-70	Fort > 70	
Vent km/jour	Distance de la culture verte du côté exposé au vent m				Distance de la jachère sèche du côté exposé au vent m			
Léger > 175	0	0,55	0,65	0,75	0	0,7	0,8	0,85
	10	0,65	0,75	0,85	10	0,6	0,7	0,8
	100	0,7	0,8	0,85	100	0,55	0,65	0,75
	1 000	0,75	0,85	0,85	1 000	0,5	0,6	0,7
Modéré 175-425	0	0,5	0,6	0,65	0	0,65	0,75	0,8
	10	0,6	0,7	0,75	10	0,55	0,65	0,7
	100	0,65	0,75	0,8	100	0,5	0,6	0,65
	1 000	0,7	0,8	0,8	1 000	0,45	0,55	0,6
Fort 425-700	0	0,45	0,5	0,60	0	0,6	0,65	0,7
	10	0,55	0,6	0,65	10	0,5	0,55	0,65
	100	0,6	0,65	0,7	100	0,45	0,5	0,6
	1 000	0,65	0,7	0,75	1 000	0,4	0,45	0,55
Très fort > 700	0	0,4	0,45	0,5	0	0,5	0,6	0,65
	10	0,45	0,55	0,6	10	0,45	0,5	0,55
	100	0,5	0,6	0,65	100	0,4	0,45	0,5
	1 000	0,55	0,6	0,65	1 000	0,35	0,4	0,45



**Figure 17 : Bac d'évaporation Classe A installé sur terrain**

### **Chapitre 3 : Climat et Classification :**

#### **1. Le climat et classification :**

Selon l'Organisation Météorologique Mondiale ( Stigter, 2010) (OMM), le climat est défini comme l'ensemble des conditions météorologiques observées sur une période spécifique, qui confèrent des caractéristiques météorologiques distinctes à une région géographique donnée. Ainsi, le climat d'une zone est décrit par des analyses statistiques de divers paramètres météorologiques, lesquels sont appelés éléments du climat.

##### **1.1 Le temps :**

Il s'agit de l'état physique de l'atmosphère à un endroit et à un instant précis. Il est décrit par des éléments météorologiques mesurés soit instantanément (comme la pression et la température), soit par des valeurs moyennes ou cumulées sur de courtes périodes (par exemple, la vitesse moyenne du vent sur 10 minutes, la durée d'ensoleillement d'une journée).

##### **1.2 Le climat :**

C'est l'évolution du temps sur une longue période dans une zone géographique spécifique. Il représente un ensemble structuré des états de l'atmosphère et de leurs interactions avec la surface terrestre, considérés sur une durée et une étendue définie.

##### **1.3 Eléments du climat et les principales mesures :**

Ce sont des paramètres physiques et des observations visuelles qui caractérisent le climat : ils résultent

- Soit directement de la lecture ou de l'enregistrement d'un appareil
- Soit des observations visuelles codifiées directement par l'observateur : comme exemple la détermination de la couverture nuageuse

Ce sont des éléments météorologiques comme la température et l'humidité de l'air dans les basses couches atmosphériques, les précipitations, l'insolation, le vent, la pression atmosphérique

##### **▪ La température de l'air :**

La température de l'air c'est la température de l'air mesurée à l'ombre, sous abri météorologique, à une altitude de 1m50 exprimées en degré Celsius (C°) Elle varie selon la latitude, l'altitude, et la position géographique (l'éloignement par rapport à la mer)

La température de l'air minimale se mesure vers le lever du soleil, La Température maximale se mesure deux heures après le méridien (le midi-soleil). L'amplitude thermique annuelle augmente en fonction de la latitude (M-m) est l'amplitude thermique

Appareils de mesure est le thermomètre : qui sert à à mesurer la température minimale et maximale.

La moyenne mensuelle ou annuelle de la température T moyenne =  $\frac{M+m}{2}$

▪ **Insolation :**

Insolation du rayonnement solaire est caractérisée par sa durée et l'intensité de la radiation solaire globale. La durée d'insolation pour un jour donné est fonction de la latitude du lieu de mesure et du jour de l'année. Elle peut être réduite par le relief, la nébulosité, la brume, le brouillard, la fumée dense, ...

Elle peut être exprimée en termes absolus (nombre d'heures de soleil) et groupée ensuite en moyennes mensuelles et annuelles, ou en termes relatifs comme pourcentage de la durée théorique du jour. L'appareil de mesure est appelé héliographe c'est un instrument qui permet de mesurer la durée de L'enseillement sur un lieu donné, dans une journée. Les mesures sont données par le nombre d'heures d'enseillement total de la journée.



**Figure 18 : L'Abri météorologique)**



**Figure 19 : l'hologramme (ou héliographe**

▪ **La nébulosité (couverture nuageuse) :**

Le rayonnement solaire en contact avec une masse nuageuse au cours de la journée est réparti en rayonnement réfléchi, rayonnement diffus et rayonnement absorbé ce qui permet donc qu'une seule partie de l'énergie solaire atteigne la surface du sol. Un ciel nuageux permet la diminution du réchauffement de la surface terrestre au cours de la journée. Alors au cours de la nuit, il permet la réduction de la perte d'énergie émise par terre (rayonnement infra-rouge) qui conduit donc à la diminution du refroidissement de l'air.

Elle s'évalue selon une échelle arbitraire de 0 à 8 octas. Cette variation annuelle de la nébulosité, maxima en été, minima en hiver,

▪ **Les précipitations**

Les précipitations constituent avec la température les éléments les plus importants. Elles se caractérisent par leur quantité (cumul), leur nature physique (pluie, neige, grêle, grésil), leur fréquence (une fois par an ou 100 fois par an), et leur durée de chute (dix minutes ou 24 heures), leur intensité (10 mm/heure ou 100 mm/heure), leur répartition dans le temps.

D'après le cumul annuel des précipitations on peut distinguer

- climat désertique :  $RR < 120$  mm
- climat aride :  $120 \text{ mm} < RR < 250$  mm
- climat semi-aride :  $250 \text{ mm} < RR < 500$  mm
- climat modérément humide :  $500 \text{ mm} < RR < 1000$  mm
- climat humide :  $1000 \text{ mm} < RR < 2000$  mm
- climat excessivement humide :  $RR > 2000$  mm

Appareils de mesure des précipitations par le Pluviomètre qui sert à collecter la quantité de pluie précipitée en un lieu donné pendant une journée.



Figure 20 : un pluviomètre (a) et un pluviographe (b)

### L'humidité de l'air :

Elle s'exprime par la tension de la vapeur d'eau (e) et par l'humidité relative (HR%) : La variation de humidité relative et la tension de vapeur est en fonction du temps et de l'espace : (e) et (HR%) ont une distribution zonale, La tension de vapeur est de 20 mm de mercure dans les zones équatoriales, est inférieure à 5mm dans les zones polaires.

Dans zones équatoriales l'humidité relative peut arriver à de 85% sur les zones continentales elle est très faible.

On exprime parfois l'humidité de l'air en kg d'eau par unité d'air humide (humidité Spécifique) ou encore en gramme d'eau par m<sup>3</sup> d'air humide (humidité absolue

L'appareil de mesure : Hygromètre :

il sert à mesurer l'humidité de l'air, c'est-à-dire, la quantité d'eau sous forme de vapeur, contenue dans un mètre cube d'air (g/m<sup>3</sup>). C'est l'humidité absolue (Ha).

L'humidité relative (Hr) de l'air, ou degré hygrométrique correspond au rapport pour une température donnée, entre la quantité d'eau que contient l'air et la quantité maximale qu'il est capable de contenir. On exprime ce résultat en pourcentage

$$Hr = \frac{H1}{H2} * 100$$

H1 = La masse de la vapeur d'eau dans un temps t.

H2 = La masse de la vapeur d'eau dans l'air en saturation



Figure 21 : Hygromètre

### L'évaporation

L'évaporation se définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur.. Elle se mesure par un évaporomètre, Le plus simple de ces appareils est le Piche. Sous abri, l'eau s'évapore à travers la surface d'un papier filtre (ou buvard).la baisse de niveau de l'eau est directement lisible sur le tube et le taux d'évaporation est alors calculé par unité de surface de papier filtre (Fig. 2-17).

Il existe d'autres appareils qui permettent de déterminer l'évaporation comme les bacs d'évaporation de class A ou colorado ;; etc.

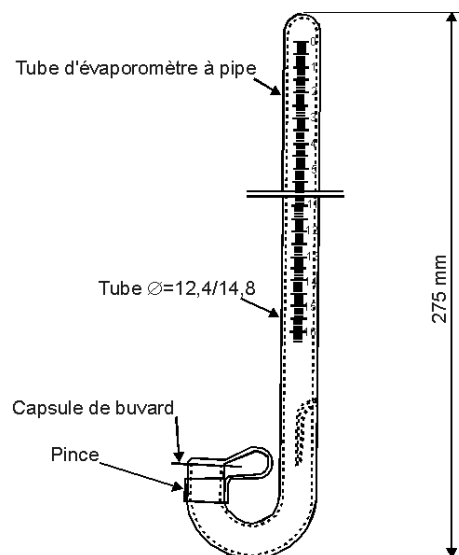


Figure 22 : Evaporomètre de Piche (d' après Réméniéras - 1972)

### La pression atmosphérique :

La pression est le poids de la colonne d'air qui surmonte l'unité de surface sur laquelle elle s'exerce. Sa variation temporelle est liée à celle de la température et son gradient génère le vent (force et direction).

La pression atmosphérique se mesure en pascals et correspond, en un point donné, au Poids (mesure en newtons) de la colonne d'air verticale qui s'étend à partir d'une surface horizontale jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère. La pression atmosphérique est moins grande si la pression varie avec l'altitude. Elle varie également en fonction des données météorologiques. On utilise comme unité de mesure l'hectopascal (ou hpa) ou millibar. au niveau de la mer, la pression atmosphérique normale est de 1013.25 hpa elle se mesure par des baromètres à mercure, anéroïde



Figure 23 : baromètres anéroïde

#### ▪ Le vent :

Le vent est le résultat de la différence de pression entre deux zones voisines. Il provoque le déplacement des masses d'air et transporte ainsi les caractères climatiques. Par exemple les moussons indiennes qui sont de deux sortes : les moussons humides et pluvieuses dont l'air circule de l'océan vers le continent et les moussons sèches dont l'air circule du continent vers l'océan. Un vent fort, en contact avec la surface de l'eau favorise le phénomène de l'évaporation (l'énergie cinétique est perdue en chaleur). La direction du vent est indiquée par la girouette, tandis que la vitesse est mesurée par un anémomètre mécanique ou électrique Les unités de mesure sont : les Km/h, le m/s, le nœud (noté Kt),  $1 \text{ nœud} = 1.852 \text{ km/h} = 0.515 \text{ m/s}$

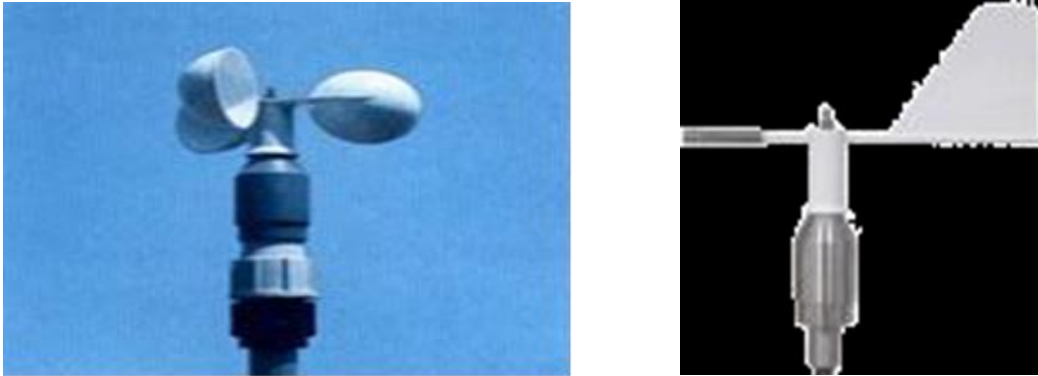


Figure 24 : Girouette – Anémomètre

#### 1.4. Les facteurs du climat :

Sont des facteurs qui agissent sur la variabilité des éléments du climat, on distingue :

- Les facteurs astronomiques : qui sont les facteurs qui interviennent sur la rotation de la terre sur elle-même et autour du soleil, qui peut entraîner une variation de la quantité d'énergie solaire reçue au niveau de la surface terrestre au cours d'une journée et au cours de l'année et l'inclinaison de la Terre par rapport à l'axe de rotation.
- Les facteurs géographiques : qui regroupent l'effet d'altitude, de la position par rapport à la mer, la latitude, la végétation et les étendues d'eau, etc.
- Les facteurs météorologiques : qui tiennent compte de la circulation générale, de l'effet des masses d'air, etc.
- Les facteurs anthropogéniques : parmi lesquels le rejet de gaz carbonique dans l'atmosphère tient un rôle important

#### 1.5. Les échelles du climat :

En climatologie on peut définir quatre échelles spatio-temporelles principales, associées à quatre termes désignant le climat :

- L'échelle globale ou planétaire : associée au terme « climat global » : c'est l'échelle de temps : une semaine et plus. Avec une échelle d'espace : 10 000 kilomètres à tout le globe. Les facteurs astronomiques y sont déterminants et la variabilité s'inscrit donc dans des pas de temps longs. , soumises à certains phénomènes météorologiques bien particuliers (Sirocco, vent venu du désert) du fait de l'interaction entre la circulation générale et le relief.
- La grande échelle ou échelle synoptique : associée au terme « climat régional»

Cette échelle est fondée, d'une part, sur l'opposition du bilan radiatif excédentaire (basses latitudes) et déficitaire (hautes latitudes) ; et d'autre part, sur les grands flux de la circulation atmosphérique générale. On définit cinq bandes de latitude à climat homogène de variabilité pluriannuelle : équatoriale ; Tropicale ; Aride ; Tempérée ; Polaire ;

- Moyenne échelle ou méso-échelle : associée au terme « topo climat » ou « climat Local » A cette échelle, le climat dépend de l'influence géographique du relief ou de la Topographie. Les processus à échelle moyenne engendrent des orages et des tornades ainsi que des phénomènes tels que la brise de Terre et la brise de mer ou encore la formation de nuages.

- La petite échelle ou micro échelle : associée au terme « microclimat »  
Microclimats : en climatologie la micro-étude les atmosphères confinées (une rue, grotte, un appartement). L'échelle plus fine que celle du climat local d'une vallée de montagne, d'une ville.

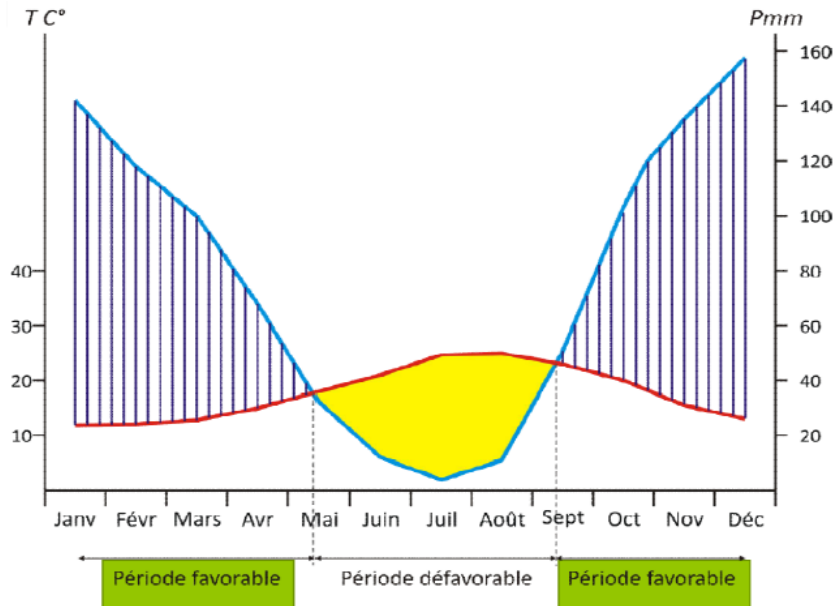
## 1.6. Synthèse climatique :

### 1.6.1. Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gaussen (1953)

C'est une classification des bioclimats méditerranéens qui a été faite par GAUSSEN (1953) et BAGNOULS & GAUSSEN (1957), repris en particulier par WALTER & LIEH (1960). Elle se distingue grâce un diagramme ombrothermique,

Cet indice tient compte des moyennes mensuelles des précipitations (P en mm) et de la température (T en °C) et donne une expression relative de la sécheresse estivale en durée et *en* intensité. Celle-ci est appréciée à travers un indice de sécheresse S (= **indice ombrothermique**) calculé en faisant la différence entre les courbes P et T pour le ou les mois les plus secs. Dont l'échelle est ( $P=2 \text{ mm} \leq T=1^\circ\text{C}$ ). Autrement exprimé par ( $P \leq 2 T$ ).

Ce diagramme permet de visualiser la saison sèche où la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations.



**Figure 25 : Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gausson (1953)**

### 1.6.2. Indice d'aridité de De Martonne (1926)

Cet indice est déterminé en se basant sur des considérations essentiellement géographiques, De Martonne a défini comme fonction climatologique nouvelle l'indice d'aridité du climat par le quotient :

$$IM = P \text{ (mm)} / T \text{ (}^{\circ}\text{C)} + 10$$

IM : est l'indice d'aridité annuelle.

- P : est le total annuel des pluies en mm
- T : est la moyenne thermique annuelle en (°C).

DE MARTONNE a proposé six grands types de climats selon les valeurs de l'indice annuel.

Tableau 4 : Indice d'aridité et signification

Valeur d'IM	Signification	
$5 <$	<i>Aridité absolue</i>	<i>Désert sans culture</i>
$5 < IM < 10$	<i>Désert (aride)</i>	<i>Désert et steppe ; aucune culte sans irrigation</i>
$10 < IM < 20$	<i>Désert (aride)</i>	<i>Formation herbacées, steppes ou savanes irrigation nécessaire pour les cultures exigeant de l'humidité</i>
$20 < IM < 30$	<i>Semi humide</i>	<i>Prairie naturelle : irrigation généralement non nécessaire</i>
$30 < IM < 40$	<i>Humide</i>	<i>Les arbres jouent un rôle de plus en plus grand dans le paysage</i>
$IM > 40$		<i>Le foret est partout la formation climatique les cultures tendent à être remplacées par le herbage</i>

$$Im = 12p/(T+10)$$

p : est le total mensuel des pluies d'un mois donné.

T : est la moyenne thermique mensuelle du même mois en (°C).

### 1.6.3. Quotient pluviométrique d'Emberger :

Le quotient d'Emberger est une synthèse climatique de type graphique ; Cet indice est plus particulièrement adapté aux régions méditerranéennes il Permet de distinguer les différents étages bioclimatiques et à définir le degré d'humidité du climat. Il prend en compte les précipitations annuelles P, la moyenne des maximas de température du mois le plus chaud (M) et la moyenne des minima de température du mois le plus froid (m). Le climat est d'autant plus sec que ce quotient est plus petit

Le climat méditerranéen peut être divisé en trois faciès selon la valeur de de température minimale m :

- faciès froid :  $m < -1$  ;
- faciès moyen :  $-1 < m < 2$  ;
- faciès chaud :  $m > 2$

Et cinq formes selon la valeur de QE. Pour le faciès moyen, la valeur prise par QE

Varie de :

- $QE < 12$  .... Saharien ou désertique ....  $P < 100$  mm/an ;
- $12 < QE < 30$  ... Aride .....  $100 < P < 300$  mm/an ;
- $30 < QE < 60$  .... Semi-aride .....  $300 < P < 600$  mm/an ;
- $60 < QE < 100$  .... Sub humide .....  $600 < P < 900$  mm/an ;
- $QE > 100$  .... Humide .....  $P > 900$  mm/an.

Le quotient est donné par la formule suivante

$$QE = 2000 * P / (m - M)$$

Avec :

Q : quotient pluviométrique d'EMMBERGER.

P : précipitations moyennes annuelle (mm).

M : moyenne des maxima du mois le plus chaud en °K.

m : moyenne des minima du mois le plus froid en °K.

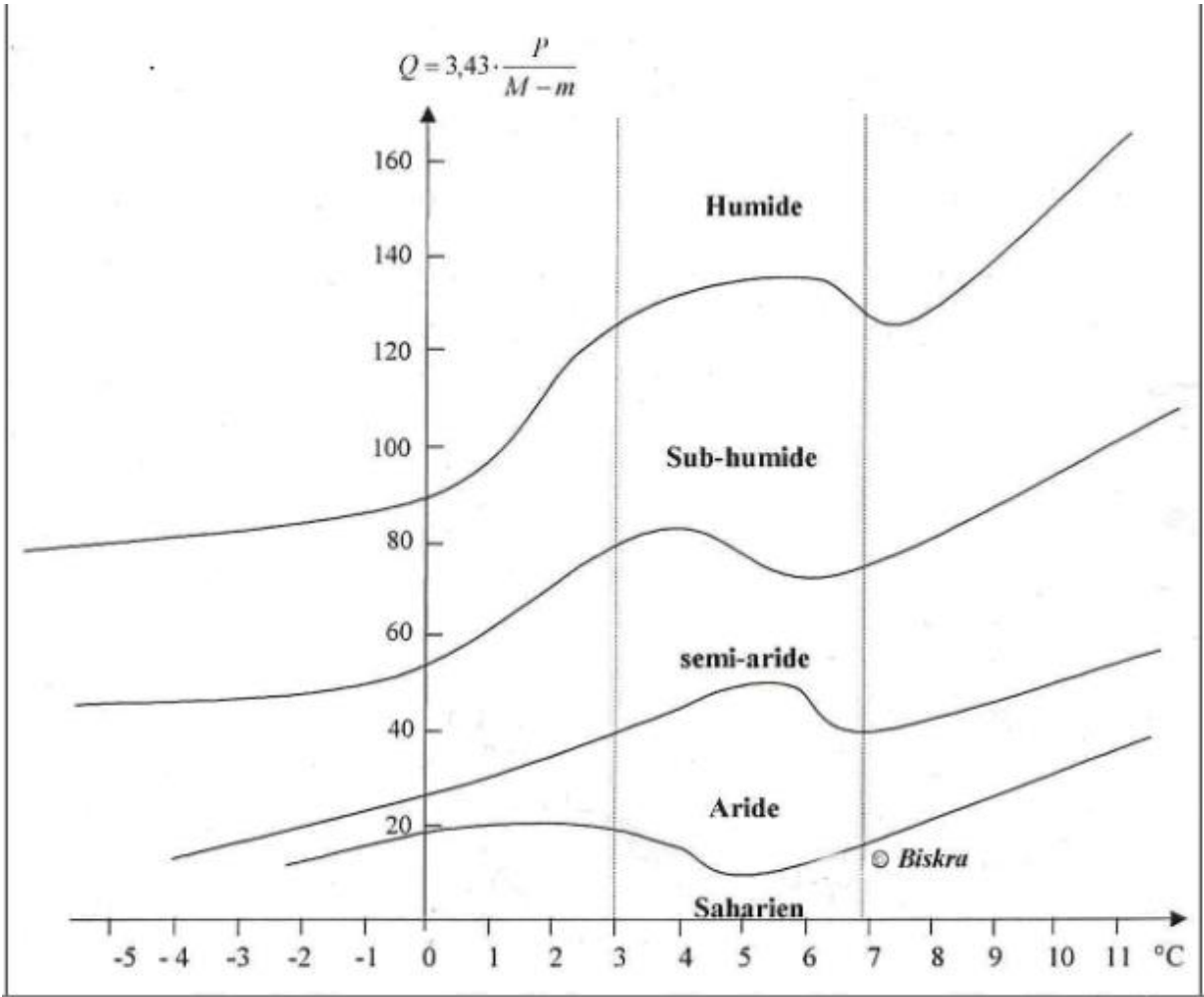


Figure 26 : Climogramme d'emberger

## Références Bibliographiques

1. Arléry, R., H. Grisollet, B. Guilmet, 1975. Climatologie, méthodes et pratique. Annales de Géographie. Volume 84 Numéro 465 pp.
2. Allen, R.G., Pereira, L.S., Raes, D., Smith, M., W, a B., 1998. evapotranspiration - Guidelines for computing crop water requirements - FAO Irrigation and drainage paper 56. Irrig. Drain. 1–15. <https://doi.org/10.1016/j.eja.2010.12.001A>.
3. Beck, H. E., et al. (2018). Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution. Scientific data, 5(1), 1-12. <https://www.nature.com/articles/sdata2018214>
4. Baldy C et Stigter cj 2006 Agro météorologie des cultures multiples en régions chaudes Inra 1 Edition Paris 258P
5. De Pauw, E., Göbel, W., Adam, H., 2000. Agrometeorological aspects of agriculture and forestry in the arid zones. Agric. For. Meteorol. 103, 43–58. doi:10.1017/CBO9780511760990.001
6. Doorenbos, J., Pruitt, W.O., 1977. Guidelines for predicting crop water requirements. FAO Irrig. Drain. Pap. 24, 144.
7. Dhonneur G, 1985. Traité de météorologie tropicale, Météorologie nationale : 151 pages.
8. Guyot G., 1997. Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes. Edition Masson, 505 pages
9. Gomme, R., Das, H., Mariani, L., Challinor, A., Bernard, T., Riad, Balaghi, Dawod, and M.A.A., 2012. Guide to agricultural meteorological practices, Trina Hers. ed. Queney P, 1974. Éléments de météorologie. Masson : 300 pages.
10. Gérard Guyot 2013. Climatologie de l'environnement. Cours et exercices corrigées. 2édition DUNOD.507 P
11. OMM, 2011, Guides pratiques climatologiques n°100
12. Lucien Wald, Introduction au rayonnement solaire, Paris: Presses des mines, collection Sciences de la Terre et de l'environnement, 2020.

13. Lepage, M P, Bourgeois G, Bélanger G, 2012. Indices agro météorologiques pour l'aide à la décision. Centre de référence en agriculture et agroalimentaire du Québec, Cours Agro météorologie
14. Stigter, K., 2010. Applied Agrometeorology, Springer B. ed. berlin.
15. WMO, 2010. Guide to Agricultural Meteorological Practices, Agricultural and Forest Meteorology. Chair, Publications Board, Geneva, Switzerland.  
<https://doi.org/10.1590/S0103-90162008000700016>