

Ministère de l'enseignement supérieur
et de la recherche scientifique
Université Mohamed Boudiaf - M'sila
Faculté des sciences



وزارة التعليم العالي و البحث العلمي
جامعة محمد بوضياف - المسيلة
كلية العلوم

Département des sciences agronomiques

Cours pédagogique de la matière

BIOCLIMATOLOGIE

Préparé Par : Dr. BEDDAL Dalila

Destiné aux étudiants Master 1 Science du sol

Canevas de la matière Bioclimatologie

Intitulé de l'UE : Découverte

Intitulé de la matière : Bioclimatologie

Spécialité : Science du sol (S.S), Master I

Crédits : 2

Coefficients : 2

CHAPITRE I : LES FACTEURS CLIMATIQUES

I-1 Les précipitations

I-2 La température

I-3 Les vents

I-4 L'évaporation

CHAPITRE II : LES SYSTÈMES DE CLASSIFICATION DES CLIMATS

II-1 Les approches climatiques

II-2 Les approches bioclimatiques

CHAPITRE III : LE PÉDO-CLIMAT

III-1 Méthodes de caractérisation

III-2 Importance du pédo-climat

B. TRAVAUX DIRIGÉS

Traitement statistique des données

Calcul de l'ETP

Le bilan hydrique

Détermination du climat des différentes régions d'Algérie

SOMMAIRE

Liste des figures

Liste des tableaux

Objectif de la matière..... 1

CHAPITRE I : LES FACTEURS CLIMATIQUES

I.1 Définition du climat.....	2
I.2 Définition de facteurs climatique	2
I.3 Température de l'air	2
I.3.1 Définition	2
I.3.2 Types de temperature.....	3
I.3.3 Appareil de mesure	3
I.3.4 Unités de mesure.....	4
I.3.5 Autre type de température.....	5
I.3.5.1 Température de la surface du sol	5
I.3.5.2 Température en indice actinothermique.....	5
I.4 Les précipitations.....	5
I.4.1 Définition	5
I.4.2 Nature des précipitations	5
I.4.3 Caractéristiques.....	6
I.4.4 Types de précipitation	7
I.4.5 Appareil de mesure	7
I.4.6 Unité de mesure	9
I.5 Le vent	9
I.5.1 Définition	9
I.5.2 Appareil et unité de mesure	9
I.6 L'humidité de l'air.....	10
I.6.1 Définition	10
I.6.2 Caractéristiques.....	11
I.6.3 Types d'humidité de l'air.....	11
I.6.4 Appareil de mesure	11
I.7 Evaporation et évapotranspiration	13
I.7.1 Evaporation	13
I.7.2 Evapotranspiration	13
I.7.3 Facteurs de l'évapotranspiration	13
I.7.4 Unité de mesure	13
I.7.5 Types d'évapotranspiration.....	14
I.7.5.1 L'évapotranspiration potentielle (ETP).....	14
I.7.5.2 L'évapotranspiration réelle (ETR)	14
I.7.5.3 L'évapotranspiration maximale (ETM)	15

I.7.6 Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration.....	16
I.7.6.1 Les méthodes directes	16
I.7.6.2 Méthodes indirectes	17
I.7.7 Formules de calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)	19
I.8 Bilan hydrique	23
I.8.1 Définition et objectifs	23
I.8.2 Calcul du bilan hydrique par Thornthwaite	23
I.9 Station météorologique.....	24
I.9.1 Définition	24
I.9.2 Critères d'installation d'une station météorologique.....	24
I.10 Organisation et traitement statistique des données climatiques	26
I.10.1 Organisation et contrôle des données climatiques	26
I.10.2 Représentation graphique des séries climatologiques	26
I.10.3 Paramètres statistiques	27
I.11 Travaux dirigés	27
I.11.1 Traitement statistique des données	27
I.11.2 Calcul de l'ETP.....	28

CHAPITRE II :SYSTÈMES DE CLASSIFICATION DES CLIMATS

II.1 Climat à l'échelle spatiale	29
II.2 Climat à l'échelle temporelle	30
II.3 Période climatique de reference	30
II.4 Catégories des climats du monde.....	30
II.4.1 Caractéristiques du climat méditerranéen	31
II.4.2 Climat des régions arides.....	31
II.5 Facteurs interagissant sur le climat	34
II.5.1 L'éclairement solaire maximum au niveau du sol.....	34
II.5.2 Répartition des terres et des mers	34
II.5.3 La proximité des océans	34
II.5.4 L'altitude et l'orientation des masses continentales.....	34
II.6 Méthodes de classification du climat	35
II.6.1 Approches climatiques	35
II.6.1.1 Quotient pluviométrique d'EMBERGER ()	35
II.6.1.2 Indice d'aridité annuelle de De Martonne (1926).....	36
II.6.1.3 Indice d'aridité mensuelle de De Martonne (1942)	37
II.6.1.4 Courbe ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)	37
II.6.1.5 Indice xérothermique « » de Gaussen	38
II.6.2 Approches bioclimatiques	39
II.6.2.1 Classification de Köppen	39
II.6.2.2 Classification de Holdridge	42

II.6.2.3 Classification de Rivas-Martinez.....	42
II.7 Travaux dirigés	42

CHAPITRE III :LE PÉDO-CLIMAT

III.1 Définition du pédoclimat	43
III.2 Historique.....	43
III.3 Importance du pédoclimat.....	43
III.4 Dynamique de la formation des sols.....	44
III.5 Influence des facteurs du pédoclimat sur le sol et la plante.....	45
III.6 Rôle du climat dans la pédogénèse	45
III.6.1 Flux de chaleur dans le sol	45
III.6.2 L'humidité du sol et le pédoclimat.....	46
III.6.3 Le pédoclimat et les organismes	47
III.7 Influence des propriétés physicochimiques des sols sur le pédoclimat	47
III.7.1 La texture	47
III.7.2 La structure.....	47
III.8 Méthodes de caractérisation du pédoclimat.....	48
III.8.1 Collecte de données climatiques	48
III.8.2 Analyse des sols sur le terrain	48
III.8.3 Analyse des données géospatiales.....	49
III.8.4 Modélisation du pédoclimat	49

Références bibliographiques

LISTE DES FIGURES

Figure I.1 : Abri météorologique de STEVENSEN	4
Figure I.2 : Différents unités de mesure de la température	4
Figure I.3 : Formation et taille de différents types des précipitations	6
Figure I.4 : Schéma d'un pluviomètre	8
Figure I.5 : Schéma d'un pluviographe à basculeurs.....	8
Figure I.6 : Conditions d'installation de pluviomètre.....	8
Figure I.7 : appareils de mesure du vent.....	10
Figure I.8 : Psychromètre	12
Figure I.9 : Schématisation du processus d'évapotranspiration	13
Figure I.10 : Schématisation simplifiée de l'ETP et ETM	15
Figure I.11 : Coupe schématique d'un lysimètre à drainage	16
Figure I.12 : Schématisation d'un évaporomètre de Piche	17
Figure I.13 : Schématisation des Bacs d'évaporation.....	19
Figure I.14 : Représentation par histogramme des données climatiques.....	26
Figure II.1 : Carte des climats de monde.....	31
Figure II.2 : Climatogramme d'EMBERGER.....	36
Figure II.3 : Diagramme ombrothermique de la région de Matmore (w. Mascara)	38
Figure II.4 : Carte de classification de Köppen	41
Figure III.1 : Schéma de la pédogenèse	44

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I.1 : Coefficient psychrométrique en fonction de la vitesse de ventilation	12
Tableau I.2 : Données acquises dans les stations météorologiques et agrométéorologiques ..	25
Tableau II.1 : Caractéristiques des différents climats du monde	32
Tableau II.2 : Classification du climat et végétation en fonction de l'indice d'aridité de De Martonne	37
Tableau II.3 : coefficients de pondération pour le décompte des jours « secs » lors du calcul de l'indice xérothermique de Gaussen	39
Tableau II.4 : Type de climat selon la classification de Köppen	40
Tableau II.5 : Catégories des climats par Köppen selon le régime pluviométrique.....	40
Tableau II.6 : 3 ^{ème} lettre variations de température dans la classification de Köppen	41
Tableau II.7 : Récapitulatif des climats par la Classification par Köppen.....	42

OBJECTIFS DE LA MATIERE

Le milieu physique qui nous environne influence le comportement biologique des êtres qui y vivent ; et inversement, ces derniers, à leur tour, peuvent modifier certains paramètres à leur environnement. Il s'établit donc une succession d'interaction représentée par les différents états d'équilibre entre l'organisme et le climat ce qui constitue le **bioclimat**.

Une zone bioclimatique se caractérise par certains paramètres physiques du milieu (rayonnement solaire, pluie, température, humidité de l'air,...) et par les caractéristiques de ces communautés végétales et animales qui s'y développent. Ainsi, les interactions entre les facteurs climatiques déterminent un état d'équilibre qui évolue dans le temps (journée, mois, cycle) ; est représenté par le climat permettant à l'organisme vivant de se développer et de se multiplier.

Les objectifs de la bioclimatologie doivent répondre aux préoccupations des agronomes dans la prise de décision à court et à moyen terme dans :

- Défense et restauration des sols contre l'érosion hydrique et éolienne.
- Gestion quantitative des ressources en eau superficielles et souterraines.
- L'impact d'une modification de la physionomie du couvert végétal sur l'équilibre de l'écosystème.
- Gestion économique des activités agricoles (choix des dates de plantation à l'obtention d'une production agricole la plus élevée, préparation des sols, choix des plantes convenant le mieux au climat de la région).
- Echelonnement et modalités des interventions culturales durant la période de croissance des végétaux (estimation des déficits hydriques et le calcul de consommation en eau justifiant les apports d'eau par irrigation et leur rythme d'application).

Volume horaire totale

Cours :

Travaux pratiques :

CHAPITRE I :

FACTEURS CLIMATIQUES

I.1 Définition du climat

Le climat est la combinaison des états de l'atmosphère (Précipitation, température, vent, ensoleillement, vent,...) au-dessus d'un lieu donné et sur une période définie (moi, année, décennie) (**Lacoste et Salanon, 2001**).

I.2 Définition de facteurs climatique

Ils sont les différentes grandeurs météorologiques mesurables représentant l'état d'atmosphère exemple : Température de l'air, précipitations, évaporation, vitesse du vent. Ils sont appelés également éléments climatiques dont leur mesure pouvant être faite directement et sont utilisés pour caractériser une région donnée (**Guyot, 1999**).

Ces grandeurs sont mesurées par des appareils installés à des endroits spécifiques. La mesure peut être directe (lecture) ou à distance par télétransmission (liaison téléphonique ou radio).

Les principales grandeurs caractérisant le climat et qui sont les plus importants en bioclimatologie sont : température, précipitations, vent et évaporation.

I.3 Température de l'air

I.3.1 Définition

Est une grandeur indicatrice de l'état thermique, qui conditionne toutes les activités physiologiques et les réactions chimiques (l'inhibition de la photosynthèse, évapotranspiration...) (**De parcevaux et Hubert, 2007**).

La température de l'air est le premier facteur que l'on prend en compte en climatologie. Elle dépend du rayonnement solaire, de la pression de l'atmosphère et de sa composition en gaz.

I.3.2 Types de température

- La température minimale journalière ($T_{min.j}$).
- La température maximale journalière ($T_{max.j}$).

A partir de ces deux (02) températures, on obtient :

- ✓ La température moyenne journalière (T_j) : enregistrées sur la période 24 heures :

$$T_j = \frac{T_{max.j} + T_{min.j}}{2}$$

- ✓ Température mensuelle (T_{mens}) du mois donné ;
- ✓ Température annuelle (T_{an}) d'une année donnée ;
- L'amplitude thermique qui est une donnée importante pour la caractérisation du régime thermique de la station météorologique (**Lacoste et Salanon, 2001**). Il est calculé par la différence entre les moyennes extrêmes (mensuelles ou annuelles).

I.3.3 Appareil de mesure

La température ponctuelle de l'air est mesurée par un thermomètre. Il existe :

- Thermomètres à mercure, pour les mesures des extrêmes maximum
- Thermomètre à alcool, pour mesurer la température minimale.
- thermographes à enregistrement continu.

La température est mesurée à l'ombre dont les instruments sont disposés dans un abri météorologique placée à 1,5 m du sol du fait que le gradient thermique devient nul près de ce niveau (**Lacoste et Salanon, 2001**). L'abri est construit en un matériau mauvais conducteur de chaleur (bois ou matière plastique) et peint en blanc pour limiter au maximum leur échauffement par le soleil (voir Fig I.1). Il est aussi équipé de doubles persiennes pour empêcher la pénétration du rayonnement solaire direct et laisser circuler l'air librement. Leur porte est orientée au nord dans l'hémisphère Nord (au sud dans l'hémisphère sud) pour éviter l'entrée des rayons solaires au moment de la mesure.



Figure I.1 : Abri météorologique de STEVENSEN (1864)

I.3.4 Unités de mesure

La température est généralement mesurée en degré Celsius (°C). Alors que dans le système international des unités, l'unité de température est le Kelvin (K). D'autres unités sont utilisées comme le degré Fahrenheit (°F) aux Etats-Unis.

Les règles de conversion sont les suivantes :

$$K = 273,15 + ^\circ C$$

$$^\circ F = (1,8 \times ^\circ C) + 32$$

$$^\circ C = 0,56 \times (^\circ F - 32)$$

$$^\circ F = 9/5 \times K - 459.67$$

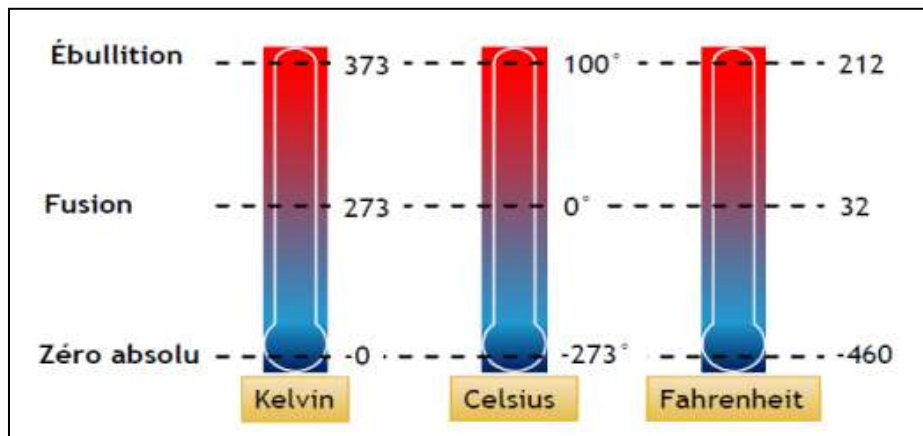


Figure I.2 : Différents unités de mesure de la température

I.3.5 Autre type de température

I.3.5.1 Température de la surface du sol

La température dans la couche superficielle du sol (-5 cm) est très utile en agriculture pour apprécier les vitesses de germination ou de croissance des jeunes plantes (**De parveaux et Hubert, 2007**). Ainsi, pour cerner les phénomènes énergétiques de la surface du sol et par conséquent estime le bilan radiatif net.

La mesure de la température de la surface du sol est plus délicate que celle de l'air. Les températures de la surface du sol sont ainsi mesurées à distance à partir du rayonnement infrarouge thermique émis (**Guyot, 1999**). Dans les réseaux climatologiques, seules les températures à 0.10, 0.20, 0.50 et 1.00 m de profondeur sont mesurées (**Guyot, 1999**). La température du sol à différentes profondeurs est effectuée à base de thermographes à sonde (sondes platines, thermistances) ou de thermocouples (**Lacoste et Salanon, 2001**).

I.3.5.2 Température en indice actinothermique

C'est la température minimale mesurée à 0.10 et 0.5 m au-dessus du sol (**Guyot, 1999**). Cette température est différente de celle de l'air ; plus élevée le jour et plus basse la nuit. La connaissance des indices actinothermiques en agronomie a un intérêt pour apprécier et caractériser l'intensité du gel (**De parveaux et Hubert, 2007**).

I.4 Les précipitations

I.4.1 Définition

Les précipitations désignent toutes les eaux météorologiques solides et liquides qui tombent sur une surface horizontale. Ils sont ramenés à la lame d'eau en mm pendant une durée déterminée (**Bois, 2000**). Ils résultent de la condensation de la vapeur d'eau dans les nuages puis leur déclenchement sous différentes formes (**Guyot, 1999**).

I.4.2 Nature des précipitations

Selon leur nature physique, les précipitations peuvent se présenter sous forme :

- ✓ Précipitations liquides ; exemple : pluie, bruine, rosée ;
- ✓ Précipitation solide ; comme par exemple neige, grésil, givre, verglas.

La bruine est une pluie dont le diamètre des particules est <0.5 mm.

Le verglas est un dépôt de glace, généralement homogène et transparent, provenant de la congélation de gouttelettes de bruine ou de pluie tombant sur un sol gelé. La couche de glace de verglas est lisse et uniforme qui permet de distinguer le verglas du givre (**De parcevaux et Hubert, 2007**).

La nature de précipitations est fonction de l'air traversé dans l'atmosphère (chaud, froid) lors du déclenchement des nuages et de la température du sol de dépôt (voir Fig I.3) (**De parcevaux et Hubert, 2007**)

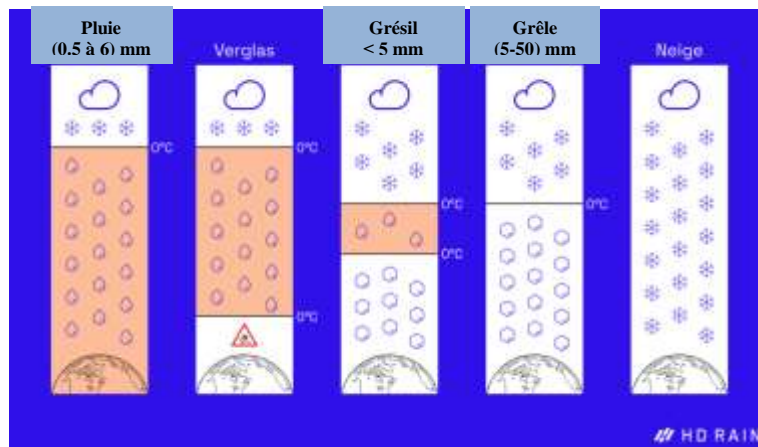


Figure I.3 : Formation et taille de différents types des précipitations

(Source : <https://www.hd-rain.com> modifié)

I.4.3 Caractéristiques

Les précipitations sont caractérisées par leur **quantité tombée**, leur **nature physique** (pluie, neige, grêle,...), leur **fréquence** (exemple : une fois par an ou 100 fois par an), leur **durée de chute** (exemple : 10 mn ou 24 H), leur **intensité** (exemple : 10 mm/h ou 100 mm/h), leur **répartition dans le temps** (exemple : jours successifs), et **dans l'espace** (**Guyot, 1999**). Les caractéristiques des précipitations influencent sur l'absorption du sol, le drainage, les crues des cours d'eau, l'utilité agricole,...

I.4.4 Types de précipitation

Selon l'enregistrement continu des précipitations, on distingue :

- ✓ précipitations journalières (P_j) cumulées en 24h.

A partir de (P_j), on obtient soit par cumul, soit par moyenne :

- ✓ Précipitations hebdomadaire (semaine).
- ✓ Précipitations décadaire (10 jours).
- ✓ Précipitations mensuelles (P_{mens})
- ✓ Précipitations saisonnières.
- ✓ Précipitations annuelles (P_{an})
- ✓ Précipitations interannuelles (P_{intan})

I.4.5 Appareil de mesure

Les précipitations sont recueillies et mesurées par les appareils suivants :

- ✓ Pluviomètre (Fig I.4), à lecture directe indiquant la pluie globale pendant un temps donnée (quotidien) (**Roche, 1963**). Le pluviomètre est un récipient cylindrique, ouvert à sa partie supérieure et est composé de 02 éléments : un collecteur de forme inclinée et d'un récepteur muni en son centre d'une éprouvette graduée (**Guyot, 1999**).
- ✓ Pluviographe à enregistrement continu (Fig I.5) permettant d'analyser la répartition de la pluie dans le temps (**Roche, 1963**). Différents types de pluviographes existent comme par exemple les pluviographes à balance, à siphon, à flotteur et à augets basculeurs. Ces derniers sont les plus simples et les plus répandus et bien adaptés pour la transmission des informations à distance (**Guyot, 1999**).
- ✓ Le nivomètre doté d'une résistance dont la hauteur de neige tombée est transformée en hauteur d'eau précipitée.
- ✓ Les radars permettent de déterminer la structure des nuages et d'estimer leur contenu en eau sur la base de signaux émis et reçus des nuages (**Guyot, 1999**).

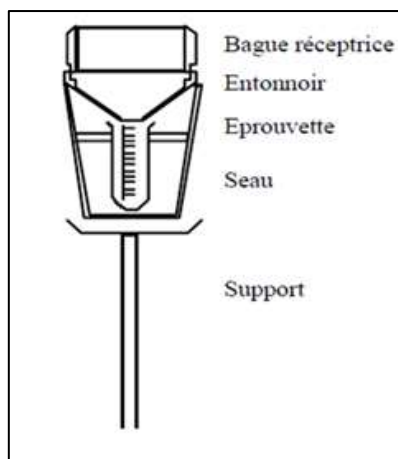


Figure I.4 : Schéma d'un pluviomètre
(Source : **Ramamonjisoa, 2017**)

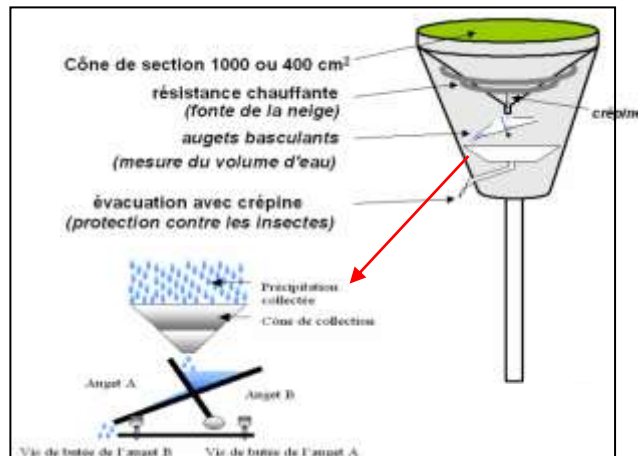


Figure I.5 : Schéma d'un pluviographe à basculeurs (Source : www.météofrance.fr modifié)

Ces appareils de mesure doivent être installés sur une surface horizontale et surmontés (1.5m au-dessus du sol) d'un support monotube ou sur un trépieds, et est dégagé de tout obstacles (exemple : brises-vent) modifiant leur répartition (Fig I.6) (**Roche, 1963**).

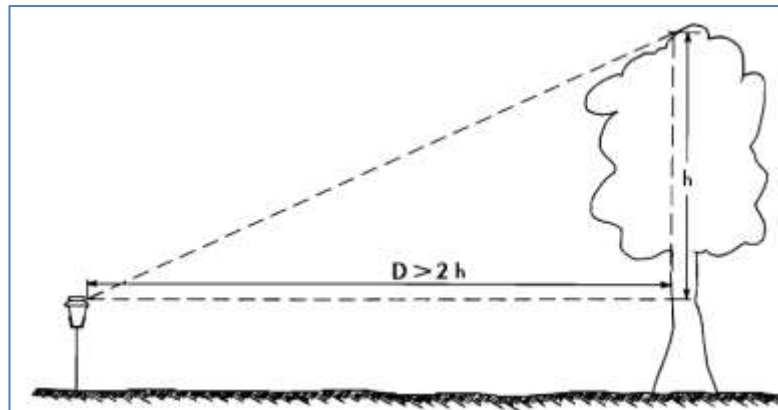


Figure I.6 : Conditions d'installation de pluviomètre (**Roche, 1963**)

Remarque

Pour la mesure des précipitations occultes en particulier de la rosée, il n'existe pas d'appareil satisfaisant. Leur principe est de détecter la présence ou non de traces d'eau liquide à la surface des feuilles sur la base d'un capteur (**Guyot, 1999**).

I.4.6 Unité de mesure

Les précipitations liquides et solides s'expriment en lame d'eau en **mm** sur une surface horizontale. **1mm sur 1 ha = 10 m³ d'eau.**

Les hauteurs journalières des précipitations sont lues à 0.1 ou encore à 0.2 mm près (**Guyot, 1999**).

I.5 Le vent

I.5.1 Définition

Est le résultat de la différence de pression entre 02 zones voisines qui crée un mouvement d'air vers les basses pressions. Ce mouvement qui provoque le déplacement des masses d'air au-dessus des surfaces et transporte ainsi les caractères climatiques (température, humidité relative, évaporation en particulier) (**Carrega, 2008**).

Le vent est un paramètre météorologique bidimensionnel caractérisé par son orientation (direction du vent) et son module (vitesse du vent) (**Guyot, 1999**).

I.5.2 Appareil et unité de mesure

Les unités de mesure de la vitesse du vent sont : Km.h⁻¹ , m.s⁻¹

La vitesse et la direction du vent sont généralement mesurées séparément à l'aide des instruments suivants :

- ❖ Les anémomètres qui mesurent la vitesse du vent. Les anémomètres à hélice et à moulinet sont les plus fréquemment utilisés (Fig I.7a) dont la rotation du capteur est transformée en une grandeur mesurable pouvant éventuellement être transmise à distance (**Guyot, 1999**).
- ❖ Les girouettes indiquent la direction du vent en degrés mesurés à partir du Nord géographique pour des vitesses comprises entre (0.5 et 50) m.s⁻¹ (**Guyot, 1999**). La rose des vents est aussi utilisée pour représentant les différentes orientations du vent à l'aide des branches de l'étoile (**Lacoste et Salanon, 2001**). La manche à air indique à la fois la direction, la vitesse et la force du vent selon la position de la pointe de la manche et les anneaux (rouge et blanc) colorés (Fig I.7c).



a) anémomètres à moulinet b) anémomètres à coupelle c) Manche à air

Figure I.7 : appareils de mesure du vent (Source : <https://fr.123rf.com>)

Dans les réseaux météorologiques, l'appareil de mesure de la vitesse du vent est situé en terrain dégagée à 10 m de haut du sol et à une distance supérieure à 10 fois la hauteur des obstacles environnants pour éliminer les perturbations causées par l'environnement immédiat. Par contre dans le domaine agricole, la mesure de la vitesse du vent et sa direction sont effectuées à 2m au-dessus du sol (**Guyot, 1999**).

Pour estimer la vitesse du vent à la hauteur normalisée, il est nécessaire d'appliquer une correction qui tient compte de la forme du profil vertical de vitesse qui dépend elle-même du paramètre de rugosité Z_0 de la surface du sol (**Guyot, 1999**). La relation entre les vitesses à 10m et à 2m de haut se déduit de l'équation :

$$U_{10} = U_2 \cdot \frac{\ln\left(\frac{10}{Z_0}\right)}{\ln\left(\frac{2}{Z_0}\right)}$$

Pour un gazon ($Z_0 = 0.01 \text{ m}$), le calcul donne

$$U_{10} = 1,30U_2$$

I.6 L'humidité de l'air

I.6.1 Définition

Elle traduit la proportion de vapeur d'eau contenue dans l'air. L'humidité de l'air est essentielle en agriculture en conditionnant largement les échanges d'eau et d'énergie entre le sol, les plantes et l'atmosphère (**De parcevaux et Hubert, 2007**).

I.6.2 Caractéristiques

L'air humide est caractérisé par :

- ❖ Sa température de rosée T_d à laquelle il faut le refroidir à pression constante, pour que la tension de vapeur d'eau (e) devienne saturante (**Guyot, 1999**).

A la température de rosée : $e = e(T_d)$.

- ❖ Le déficit de saturation Δe est l'écart entre la tension de vapeur saturante à la température de l'air T_a et la tension de vapeur actuelle e_a (**Guyot, 1999**).

Il qui dépend directement le pouvoir évaporant de l'air.

$$\Delta e = e(T_a) - e_a$$

la quantité maximale de vapeur d'eau susceptible d'être contenue dans l'air croît avec la température (**Lacoste et Salanon, 2001**).

I.6.3 Types d'humidité de l'air

Il existe deux (02) types de l'humidité de l'air :

- L'humidité absolue : est la masse de vapeur d'eau (en gramme) contenue dans un volume unité d'air humide (en mètre cube) (**De parveaux et Hubert, 2007**).
- L'humidité relative : appelée aussi degré hygrométrique de l'air exprimé en % , est le rapport entre la tension de vapeur d'eau (e) existant dans l'air (humidité absolue) et la tension de vapeur saturante (E) à la température de l'air au moment de la mesure (**Guyot, 1999**).

Lorsque $e = E$ (soit 100% d'humidité relative), l'air est saturé en vapeur d'eau, ce qui correspond au point de rosée (seuil de condensation de l'eau).

Quand $e < E$, leur différence représente le déficit de saturation.

En agriculture, dans le cas de calcul du bilan agricole, l'information sur l'humidité relative est primordiale pour connaître les besoins agricoles (**De parveaux et Hubert, 2007**).

I.6.4 Appareil de mesure

Le psychromètre est le plus utilisé, constitué de 02 thermomètres classiques disposés sous abri météorologique. Un de ces thermomètres est appelé « thermomètre sec » qui mesure la température de l'air alors que l'autre thermomètre est appelé

« humide »; est entouré par une mousseline imbibée d'eau (Fig I.8). L'évaporation de l'eau à partir de la mousseline consomme une certaine quantité de chaleur, ce qui traduit par une température d'équilibre du thermomètre humide, plus basse que celle de l'air et cela d'autant plus que l'évaporation est plus intense, c'est-à-dire que l'air est plus sec (Guyot, 1999).

L'équation du psychromètre s'écrit :

$$e_a = e(T_H) - \gamma \cdot (T_a - T_H)$$

Avec :

e_a : tension de vapeur d'eau dans l'air ;

T_H : température du thermomètre humide (K) ;

T_a : température de l'air (thermomètre sec) (K) ;

$e(T_H)$: tension de vapeur saturante à la température du thermomètre humide ;

γ : Coefficient psychrométrique.

$\gamma = 66 \text{ Pa} \cdot \text{K}^{-1}$ pour des vitesses de ventilation supérieures à $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. Dans le cas contraire, on utilise la tableau I.1 psychrométrique suivante :

Tableau I.1 : Coefficient psychrométrique en fonction de la vitesse de ventilation (Simidchiev, 1986 in Guyot, 1999)

Coefficient psychrométrique ($\text{Pa} \cdot \text{K}^{-1}$)	130	90	78	71	67
Vitesse de ventilation ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	0.12	0.50	1.00	2.00	3.00

D'autres appareils sont aussi utilisés pour estimer l'humidité de l'air, exemple l'hydrographe à cheveux, l'hygromètre capacitif et l'hygromètre à condensation.



Figure I.8 : Psychromètre de la station de Neuilly-sur-Marne (Source : <https://www.station-meteo.com>)

I.7 Evaporation et évapotranspiration

I.7.1 Evaporation

Est l'ensemble des processus physique de transformation de l'eau liquide et solide en vapeur. L'évaporation (E) se produit à partir des surfaces d'eau libre (lac, mer...) et des sols nus.

I.7.2 Evapotranspiration

On appelle évapotranspiration (ET) la combinaison de l'évaporation (E) de l'eau et un processus physiologique qui est la transpiration végétale (T) qui se produit dans certaines conditions climatiques (Fig I.9).

L'évapotranspiration nécessite la fourniture d'une importante quantité d'énergie (Guyot, 1999).

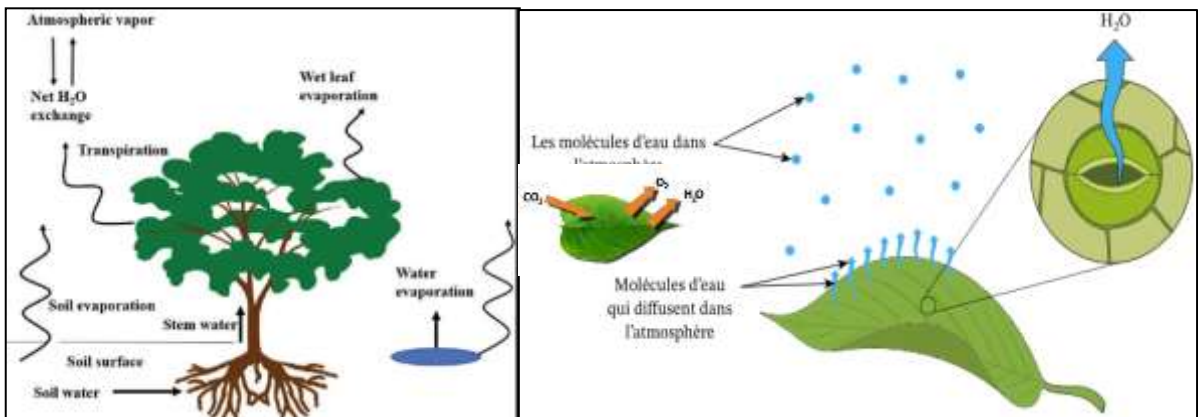


Figure I.9 : Schématisation du processus d'évapotranspiration (Zhang *et al.*, 2020) et (www.nagwa.com et modifié)

I.7.3 Facteurs de l'évapotranspiration

Le déclenchement du processus de l'évaporation dépend de plusieurs facteurs dont principalement la quantité de chaleur disponible (le rayonnement solaire) et la capacité de l'air à stocker de l'eau (De parcevaux et Hubert, 2007).

Le potentiel foliaire joue un rôle important sur la régulation stomatique et par voie de conséquence sur la transpiration (De parcevaux et Hubert, 2007).

I.7.4 Unité de mesure

L'évapotranspiration est exprimée en hauteur d'eau perdue en (mm) pendant un intervalle de temps donné (jour, mois, année).

I.7.5 Types d'évapotranspiration

I.7.5.1 L'évapotranspiration potentielle (ETP)

Elle représente la quantité d'eau maximale susceptible d'être perdue par évaporation directe et par transpiration d'un couvert végétal (**De parveaux et Hubert, 2007**). Ce concept d'ETP est appliqué et atteint dans des conditions données; un couvert végétal dense qui forme une surface évaporante continue et le maintien d'une humidité élevée dans le sol (Fig I.10) ((**Riou, 1975**) ; (**Guyot, 1999**)).

L'ETP dépend que des apports énergétiques qui proviennent directement du soleil sous 02 formes différentes : une composante verticale représentée par le rayonnement net (R_n) atteignant directement les plantes. L'autre composante horizontale ou encore énergie advective est liée aux caractéristiques des masses d'air (température, humidité, vitesse du vent). Si l'advection est négligeable, seuls les échanges verticaux influencent sur l'évapotranspiration et à la seule résistance dans l'air libre au-dessus de la surface. Alors qu'en période sèche en zone semi-aride ou méditerranéenne, l'advection n'est plus négligeable ; elle croit avec la surface développée du végétal (nature, densité hauteur et indice foliaire) qui est considéré comme un échangeur de chaleur avec l'air (**De parveaux et Hubert, 2007**).

L'ETP est appelée également évapotranspiration de référence (ET_o), est choisie comme référence dans des conditions climatiques données dont le couvert végétal choisi est généralement un gazon maintenu ras dont la résistance de l'espace poreux végétal est négligeable (**De parveaux et Hubert, 2007**).

I.7.5.2 L'évapotranspiration réelle (ETR)

Elle correspond à la quantité d'eau réellement perdue dans les conditions climatiques naturelles d'une culture compte tenu de l'eau disponible.

L'ETR est très variable et dépend en particulier du bilan radiatif et du vent et des caractéristiques de la partie aérienne du couvert végétal (étendue, hauteur) (**Guyot, 1999**).

Sa valeur est estimée par suivi du profil hydrique du sol par utilisation des lysimètres (**Lacoste et Salanon, 2001**).

I.7.5.3 L'évapotranspiration maximale (ETM)

C'est l'évapotranspiration d'une culture spécifique, à un stade donné de la végétation, sous un climat donné lorsque l'eau est en quantité suffisante et que les conditions agronomiques sont optimales (sol fertile, l'humidité du sol est proche de la capacité au champ) (Fig I.10) (**De parveaux et Hubert, 2007**). La connaissance de l'ETM est importante pour la conduite des irrigations.

$$ETM = ETP \times K_c$$

K_c : coefficient cultural.

K_c dépend du degré de couverture du sol et de la sénescence des feuilles. Il augmente avec la croissance de la végétation jusqu'à atteindre une valeur voisine de l'unité en pleine végétation puis il diminue en fin de végétation au cours de la maturation (**De parveaux et Hubert, 2007**).

Lorsque les stomates des plantes sont largement ouverts, le couvert végétal offre de par sa structure géométrique une certaine résistance au transfert de la vapeur d'eau ce qui indique que $ETM < ETP$.

Dans le cas d'un gazon bien alimenté en eau ($ETP = ETM$) dont la résistance offerte par sa structure au transfert de vapeur d'eau est pratiquement nulle alors (**Guyot, 1999**).

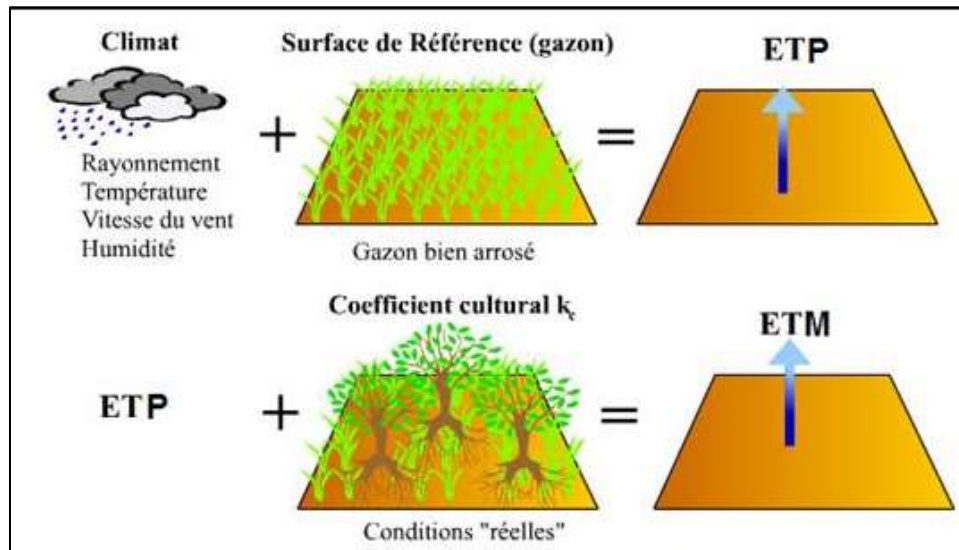


Figure I.10: Schématisation simplifiée de l'ETP et ETM (Source : **Benhadj, 2008**)

I.7.6 Méthodes d'estimation de l'évapotranspiration

Elles peuvent être classées en 03 grandes catégories : les méthodes directes, indirectes et les modèles de simulation (**Guyot, 1999**).

I.7.6.1 Les méthodes directes

Il existe la méthode gravimétrique, la tensiométrie, l'humidimétrie neutronique ou sonde à neutrons, La réflectométrie dans le domaine temporel (TDR) et les lysimètres.

Les mesures lysimétriques sont considérées de référence car ils permettent de suivre le bilan hydrique d'un système de dimensions finies à petite échelle (horaire et hebdomadaire) (**Guyot, 1999**). Le lysimètre est constitué par une cuve étanche installée dans le sol avec le couvert végétal qui la surmonte. Cependant, il existe :

- **Lysimètres à drainage** : il comporte à sa base un système permettant l'écoulement de l'eau en excès afin de mesurer le volume drainé. Le sol est maintenu à sa capacité au champ par un système d'arrosage permanent (tubes perforés répartis sur la surface) (Fig I.11). La mesure de l'évapotranspiration se fait à une période de quelques jours à plusieurs mois selon les conditions climatiques (**De parveaux et Hubert, 2007**). La mesure par cet instrument est plus délicate et couteuse mais les résultats obtenus sur un gazon sont plus représentatifs des conditions agricoles réelles (**De parveaux et Hubert, 2007**).

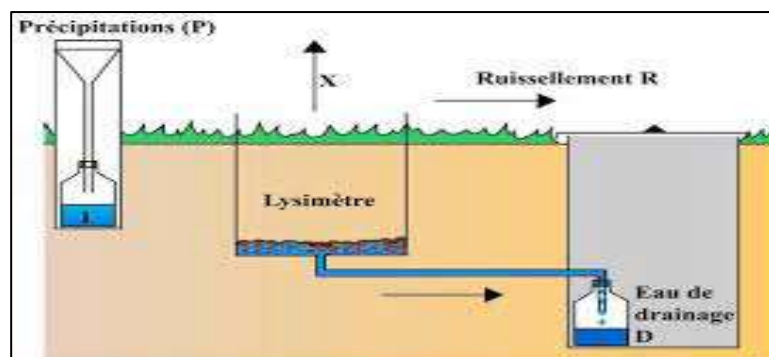


Figure I.11 : Coupe schématique d'un lysimètre à drainage (Source : **Musy, 2004**)

- **Lysimètres pesables** : destinés à des mesures continues de l'ETR à des échelles de temps allant de l'heure à la journée. A cette échelle la variation de poids d'une cuve fermée est due uniquement à la variation du stock d'eau. Le système est constitué par 02 cuves ; la cuve extérieure isole le système du sol alors que la cuve d'intérieure avec le sol en place repose sur celle d'extérieure par l'intermédiaire du système de pesage.

La cuve intérieure étant étanche (**Guyot, 1999**). La grandeur obtenue n'est pas forcément représentative des conditions naturelles puisque la profondeur du sol est limitée à la profondeur de la cuve, alors que les racines peuvent descendre beaucoup plus bas (**De parveaux et Hubert, 2007**).

- **Microlysimètres** : sont de petits équipements constitués par un cylindre en matière plastique de diamètre (10 à 30) cm et de (5 à 25) cm de hauteur. Le microlysimètre est directement enfoncé dans le sol. Il est rempli d'un monolithe de sol et est fermé à la base par une grille qui permet les échanges hydrauliques avec les couches inférieures. La mesure de l'évaporation est alors effectuée par pesée. ces appareils ne donne des résultats satisfaisants que dans la mesure où le sol est relativement humide (**Guyot, 1999**).

I.7.6.2 Méthodes indirectes

Parmi lesquelles, il existe : les évaporomètres, les bacs d'évaporation et ceux d'évapotranspiration.

- **Evaporomètres**

Ils sont destinés caractériser approximativement le pouvoir évaporant de l'air. La mesure se fait par la perte en eau d'une surface mouillée standard (porcelaine ou papier buvard) (**Lacoste et Salanon, 2001**). L'évaporomètre de Piche est l'instrument le plus connu en agriculture, est constitué par une éprouvette renversée graduée et fermée à sa base par une rondelle de papier buvard maintenue humide et dont on mesure la perte en eau (Fig I.12).

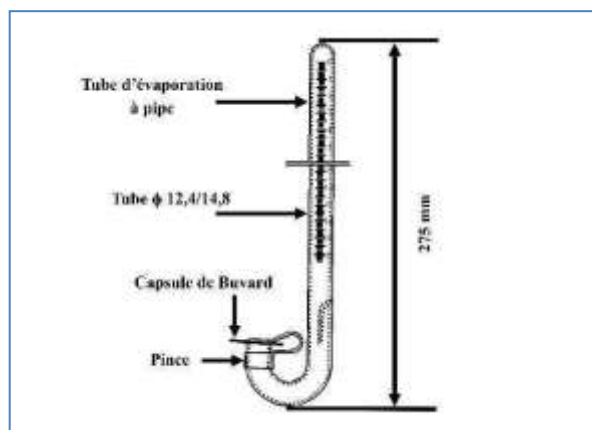


Figure I.12 : Schématisation d'un évaporomètre de Piche (Source : **Remenieras, 1976**)

La diminution du niveau de l'eau dans le tube est liée à l'évaporation du papier filtre. Le Piche est placé sous abri et est accroché au cadre métallique du psychromètre, du côté du thermomètre sec. (**De parcevaux et Hubert, 2007**). Les agriculteurs combinent le PICHE et un lysimètre pour déterminer les besoins en irrigation des sols en culture.

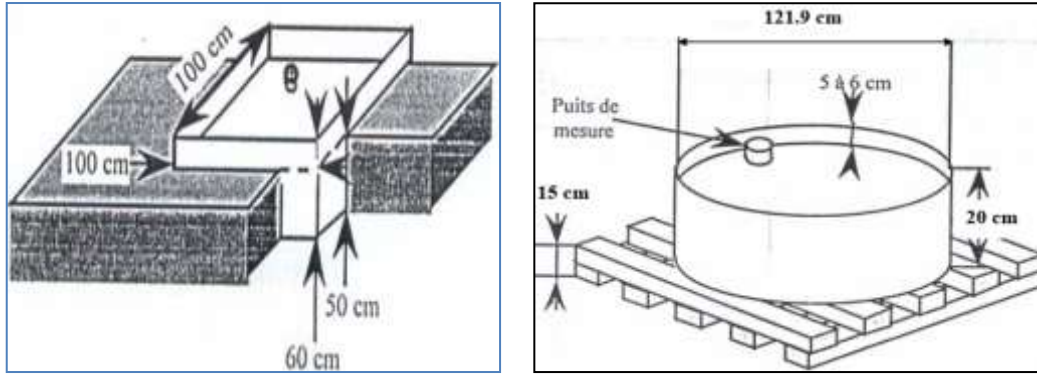
- **Bacs d'évaporation**

Ils sont des instruments simples de mesure de l'évaporation d'eau libre en bac dont le principe est basé sur la hauteur d'eau évaporée. Ils fournissent également des données fiables pour l'estimation des besoins en eau des cultures à des périodes d'un jour à quelques jours (**De parcevaux et Hubert, 2007**). Mais, l'évaporation à travers ces instruments est beaucoup plus sensible de son environnement immédiat (sol nu, surface irriguée, présence d'obstacles au vent,...) et par le grillage de protection de la surface d'eau du bac qui peut réduire l'évaporation (**Guyot, 1999**).

Selon la manière dont ils sont installés, il existe :

- ❖ Bacs posés sur le sol dont le réservoir est surélevé par rapport au sol environnant (**Guyot, 1999**). Le bac de ce type est celui « de classe A » de forme cylindrique réalisé en acier galvanisé et posé sur un support en bois à 15 cm au-dessus du sol (voir fig I.13a) (**De parcevaux et Hubert, 2007**).
- ❖ Bacs d'évaporation enterrés dont la plus grande partie du réservoir se trouve dans le sol, mais dont la surface évaporante est approximativement au même niveau que celle du sol environnant (**Guyot, 1999**). Le bac de ce type est celui « Colorado », du nom de la station expérimentale d'agriculture. Le bac a une section carrée de 1 m² il est enterré en laissant dépasser son bord supérieur de 0,10 m. l'eau à l'intérieur est maintenue à un niveau voisin de celui du sol environnant (**De parcevaux et Hubert, 2007**).

Les bacs d'évaporation et/ou d'évapotranspiration fournissent des données fiables pour l'estimation des besoins en eau des cultures à l'échelle décadaire, à condition d'établir préalablement des coefficients de passage de l'évaporation du bac à l'évapotranspiration potentielle climatique ETP ou à l'ETM (**Guyot, 1999**).



b) Bac Colorado

a) Bac classe A

Figure I.13 : Schématisation des Bacs d'évaporation

I.7.7 Formules de calcul de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Les méthodes précédentes peuvent fournir de bonnes estimations de l'évapotranspiration mais elles sont souvent onéreuses ou difficiles à mettre en œuvre (**De parveaux et Hubert, 2007**). Ainsi, les échanges de vapeur d'eau des couverts végétaux dépendent en premier lieu du pouvoir évaporant de l'air, plusieurs formules ont été proposées qui tiennent en compte divers données climatiques plus ou moins facile à obtenir à différentes échelles allant de la journée au mois (**Guyot, 1999**).

a- Formule de THORNTWHAITE (1948)

La notion d'ETP a été introduite par le botaniste et le climatologue américain Thornthwaite en 1948. Elle correspond à l'ETM ajustée pour un couvert végétal donné sur des cases lysimétriques (**Guyot, 1999**).

La formule s'écrit par :

$$ETP = 16. \left(10. \frac{t}{I} \right)^a . F(\lambda)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} i \quad i = \left(\frac{t}{5} \right)^{1,514},$$

$$a = 0,49 + (1,79 \times 10^{-2}).I - (7,71 \times 10^{-5}).I^2 + (6,75 \times 10^{-7}).I^3$$

Avec :

ETP : L'évapotranspiration potentielle mensuelle (mm).

t : Température moyenne mensuelle (°C).

i : indice thermique mensuel.

I : indice thermique annuel.

a : fonction complexe de l'indice I

$F(\lambda)$: Facteur correctif fonction de la durée théorique d'insolation qui varie avec la latitude λ du lieu et du mois considérés (voir table 1 en annexe).

Cette formule sert donc surtout aux hydrologues mais s'adapte assez mal aux besoins agricoles car l'humidité de l'air et la vitesse du vent déterminent le pouvoir évaporant de l'air n'entrent pas dans les calculs (**Guyot, 1999**).

b- Formule de Blaney-Criddle (1950)

Blaney et Criddle ont utilisé la force évaporante qui est le résultat de la combinaison des températures et de l'ensoleillement (**Anser, 2012**). Cette formule est très couramment utilisée pour estimer les besoins en eau des cultures (**Guyot, 1999**).

Selon **Bouteldjaoui et al. (2011)**, L'ETP s'écrit sous la forme :

$$ETP = K \cdot p(0,46T + 8,13)$$

Avec :

T : température moyenne mensuelle (°C) ;

K : coefficient fonction de la culture et de la zone climatique ;

p : pourcentage d'éclairement mensuel en fonction de la latitude de la zone d'étude.

c- Formule de Turc (1961)

Elle est dérivée de la simplification de la formule de Penman, est basée sur le bilan hydrique estimé des cases lysimétriques ((**Guyot, 1999**) ; (**Anser, 2012**)).

La formule de Turc s'écrit sous l'expression suivante:

$$ETP = 0,4 \cdot \frac{t}{t+15} \cdot (I_g + 50) \cdot k$$

Avec :

ETP : L'évapotranspiration potentielle (mm) ;

t : Température moyenne mensuelle (°C) ;

I_g : radiation globale réelle reçue au sol (cal/cm²/j) pendant la période considérée ;

k : terme correctif, fonction de l'humidité relative h_r

Si $h_r \geq 50\%$ (cas des régions tempérées) alors $k=1$

$$h_r < 50\% \text{ (généralement sous nos climat)} \quad k = 1 + \frac{50 - h_r}{70}$$

Si on ne dispose pas de mesures de radiation globale, on peut l'évaluer soit à partir de la formule ci-dessous soit par des tables (**Riquier, 1963**) (voir Tab.1 en annexe).

$$I_g = H_0 \left[0,18 + 0,62 \cdot \frac{n}{N} \right]$$

Avec :

H_0 : radiation globale théorique sans nuages à la latitude considérée (cal/cm²/j).

$\frac{n}{N}$: fraction d'insolation qui est le rapport de la durée pendant laquelle le soleil a brillé et la durée astronomique du jour.

La formule de Turc est d'un emploi facile et donne des résultats corrects dans les régions subhumides (**Guyot, 1999**).

d- Formule de Bouchet (R.J.) (1963)

Elle exprime l'ETP en tenant en compte l'évapotranspiration mesurée sous abri avec un évaporomètre Piche normalisée pour estimer le terme advectif de la formule de Penman durant une période donnée (jour, décade, mois) (**De parcevaux et Hubert, 2007**) ;(**Bouteldjaoui et al., 2011**)).

L'expression de l'ETP est donnée par :

$$ETP = \alpha \cdot \lambda(\theta) \cdot E_p$$

Avec :

$\alpha = 0.37$ dans le cas où le Piche est placé dans un abri à 2 m au-dessus du sol

λ : Coefficient fonction de la température (voir table 3 en annexe).

θ : Température moyenne entre la température de l'air et celle du point de rosée θ_r .

E_p : Evaporation piche (mm/jour).

En région sèche, θ_r est généralement inférieur à la température minimale T_{min} , il faut la déterminer grâce à l'humidité relative ou à la différence entre thermomètre sec et thermomètre mouillé. Alors qu'en région humide, la température du point de rosée varie peu à l'échelle de la journée elle est souvent voisine de la température minimale (**Riquier, 1963**).

L'évaporomètre de Piche est pratique et robuste mais il est très sensible à l'environnement (aération de l'abri, radiation réfléchi par le sol...). Cette formule est valable pour une petite surface irriguée, et non pour un bassin versant car elle surestime beaucoup l'évapotranspiration en régions ou en saison sèches (**Riquier, 1963**).

e- Formule de Penman-Monteith-FAO (1998)

Est la formule la plus universellement utilisée qui a été établie en combinant l'équation du bilan d'énergie et les équations de transfert de vapeur et de chaleur dans l'air (**Guyot, 1999**). Elle est basée sur des mesures de l'évapotranspiromètre d'une nappe d'eau libre ou pour un gazon constamment mouillé, ce qui donne lieu une expression de l'évapotranspiration de référence sur gazon (**De parcevaux et Hubert, 2007 ; Guyot, 1999**).

D'après **Allen et al (1998)**, l'expression de la formule de Penman est donnée par :

$$ET_o = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{cste}{T+273} u_2 (e_{sat} - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 u_2)}$$

$$\Delta = \frac{4098 e_{sat}(T)}{(T+237,3)^2}, \quad e_{sat}(T) = 0,6108 e^{\frac{17,27 T}{T+237,3}}$$

Avec :

ET_o : évapotranspiration de référence (mm/j).

R_n : rayonnement global en MJ/m²/j

G : flux de chaleur dans le sol par conduction en MJ/m²/j.

Δ : pente de la courbe de pression de vapeur

γ : constante psychrométrique γ = 0,665. 10⁻³Kpa/°c ,

Cste= 900 pour un pas de temps journalier et 37 pour un pas de temps horaire.

T : température moyenne de l'air (°C) ;

u₂ : vitesse du vent à 10m du sol en (m/s) ;

e_{sat} : la pression de vapeur saturante (kpa) ;

e_a : pression de vapeur actuelle en Kpa e_a= (humidité relative. e_s) /100

Ayant la vitesse du vent à 10m du sol nous utiliserons la formule suivante, avec z l'altitude à laquelle la vitesse est mesurée (ici 10 mètres).

$$u_z = u_z \frac{4,87}{\ln(67,8z - 5,42)}$$

I.8 Bilan hydrique

I.8.1 Définition et objectifs

Il permet de suivre la variation du stock de l'eau dans le sol (**De parveaux et Hubert, 2007**) ; (**Anser, 2012**). Le bilan hydrique permet de caractériser les conditions d'alimentation hydrique comme le planning d'irrigation, gestion rationnelle de la ressource en eau), garantir la production agricole.

L'équation du bilan hydrique s'écrit :

$$\Delta S = P + I - ETR \pm D \pm R$$

Avec :

ΔS : Variation du stock d'eau du sol , P : Pluie , I : Irrigation,
 D : drainage , R : ruissellement , ETR : évapotranspiration réelle.

La variation du stock d'eau dans le sol est fonction des valeurs du seuil de l'humidité suivantes :

- ❖ Capacité de rétention (CR) ; dont les racines peuvent facilement prendre de l'eau libre contenue dans le sol. Ce seuil est étroitement lié à la constitution minéralogique du sol.
- ❖ Point de flétrissement permanent (PFP) qui correspond au potentiel hydrique à partir duquel les racines ne peuvent plus extraire l'eau. Il est compris entre -1.5 et -2.5 MPa selon les conditions de dessèchement et les plantes (**Guyot, 1999**).

I.8.2 Calcul du bilan hydrique par Thornthwaite

L'application de cette méthode nécessite les données mensuelles suivantes : ETP, P et RFU. Le choix de la RFU est l'un des points les plus délicats dans l'application de la méthode de Thornthwaite (**Remenieras, 1976**). Il faut noter que la RFU passe par 04 étapes : constitution, saturation, décharge et l'étape du déficit.

1^{er} cas : (P > ETP_i) donc $ETR_i = ETP_i$ et la différence (ETP-P) est emmagasinée dans le sol jusqu'à sa saturation.

Si $(P - ETR) + R_{i-1} < RFU$ alors $R_i = (P - ETR) + R_{i-1}$, il y a remplissage de la RFU (**Soro et al., 2011**).

Si $(P-ETR)+R_{i-1} \geq RFU$ alors $R_i = RFU$ et l'excédent (EXC) sera affecté aux ruissellement ou à la percolation (**Soro et al., 2011**).

2^{ème} cas : $(P_i < ETP_i)$

Si $R_{i-1} \geq ETP-P$ alors $ETR = ETP$ et $R_i = R_{i-1} + (P-ETR)$, la RFU se vide

Si $R_{i-1} < ETP-P$ alors $ETR = P + R_{i-1}$ et $R_i = 0$, il va se produire un déficit hydrique D qui représente alors le besoin des cultures à l'irrigation.

Sachant que :

RFU : réserve en eau du sol facilement utilisable par les plantes.

R_i : la réserve effective à la fin du mois considéré en mm.

R_{i-1} : la réserve effective à la fin du mois précédent en mm.

I.9 Station météorologique

I.9.1 Définition

Appelé encore poste d'observation climatique, il représente l'ensemble des appareils de mesure météorologique regroupés dans un endroit (**Lacoste et Salanon, 2001**). Une station peut être classique qui nécessite la présence d'un opérateur permanent pour la mesure ponctuelle des éléments climatiques. Elle peut aussi être automatique à enregistrement continu de la variation des éléments météorologiques au cours du temps à l'aide de capteurs dont le signal délivré est numérisé, puis mis en mémoire (**Guyot, 1999**).

En fonction de leur lieu d'implantation, et leur application, il existe des stations aéronautiques, microclimatiques, agrométéorologiques, d'alerte (tempête, inondation...) (**Guyot, 1999**).

Un ensemble de stations météorologiques couvrant une région donnée ou un territoire s'appelle un réseau climatologique. En Algérie, le réseau météorologique est géré par l'office national de météorologie (ONM).

I.9.2 Critères d'installation d'une station météorologique

Il faut respecter certains critères d'installation pour que les mesures effectuées soient représentative d'une région donnée.

- ✓ Il faut que la station soit située en terrain dégagé, éloignée des bâtiments et des rideaux d'arbres de plus de 10 fois leur hauteur ;

- ✓ Eviter autant que possible que la station se trouve sur des pentes raides, des crêtes, des falaises ou dans des dépressions;
- ✓ Les instruments de mesure de la température et de l'humidité de l'air doivent être placés sous un abri de manière à les protéger du rayonnement solaire direct. L'abri est monté sur des pieds qui doivent être suffisamment massifs pour éviter sa vibration lorsque le vent souffle et protéger les instruments des intempéries.
- ✓ la végétation soit homogène dans un rayon d'au moins 100m autour du poste de mesure. L'herbe en général est courte et alimentée en eau que par les précipitations.

Le tableau I.2 suivant indique le type de mesure météorologiques en une station classique et une autre à utilité agricole.

Tableau I.2 : Données acquises dans les stations météorologiques et agrométéorologiques (Source : (Guyot, 1999))

Paramètre climatique	Station météorologique classique		Station Agrométéorologique	
	Type de mesures	Grandeurs dérivées	Type de mesures	Grandeurs dérivées
Température	air sous abri (2m)	Maximum, Minimum, Moyenne	Air sous abri (2m)	Maximum, Minimum, Moyenne
			Sol (0.10 et 0.50 m)	Maximum, Minimum, Moyenne
			Indices actinothermiques (0.10 et 0.50 m)	Température minimale
Précipitations	Hauteur d'eau équivalente	Pluie cumulée (intensité)	Hauteur d'eau équivalente	Pluie cumulée
Evaporation	Bac classe A	Evaporation journalière	Bac classe A Piche Evapotranspiromètre	Evaporation journalière ETP (gazon)
Humidité	Air sous abri (2m)	Maximum, Minimum, Moyenne (%) tension de vapeur ou température de rosée	Air sous abri (2m)	Maximum, Minimum, Moyenne (%) Température de rosée. Durée humidité >90% , >80% , <40%
Humectation	-	-	Mesure à 0.5m au-dessus du sol	Durée d'humectation
Vent	Mesure à 10m de haut	Vitesse moyenne et maximale Direction du vent	Mesure à 2m de haut	Vitesse moyenne (cumul) et maximum Direction du vent

I.10 Organisation et traitement statistique des données climatiques

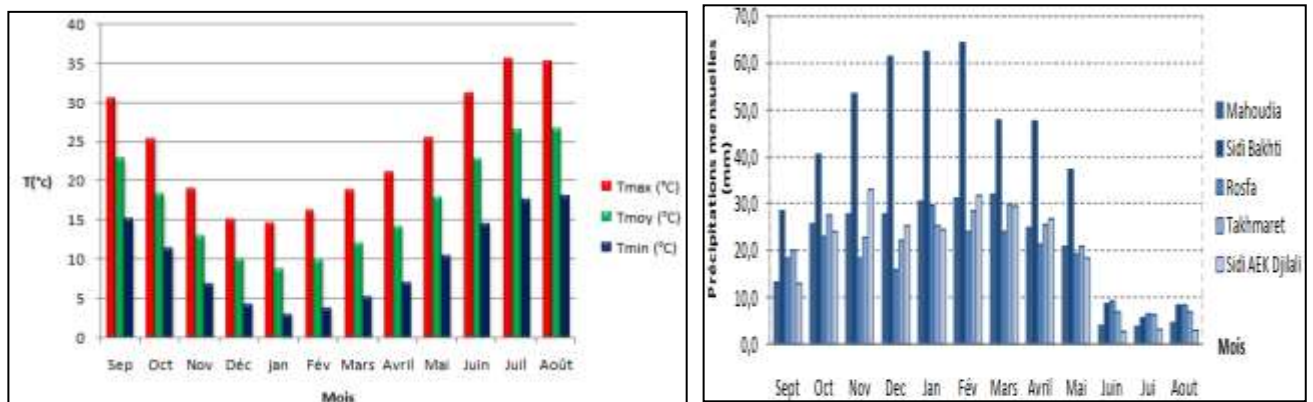
I.10.1 Organisation et contrôle des données climatiques

Les données météorologiques enregistrées par les stations météorologiques sur une période de temps donnée (décade, mois, saison, années...) s'appellent une série d'observation. Les données sont ensuite stockées sous forme de fichiers dans des banques de données et mise sous une forme standard. Ces données peuvent être entachées d'erreurs dues soit à un mauvais fonctionnement de certains capteurs ce qui constitue une valeur douteuse soit à l'absence de mesure (lacune) ce qui rend leurs contrôles nécessaires (**Dubreuil, 1974**). Ce contrôle se fait par vérification de certains paramètres climatiques présentant des écarts logiques qui sont :

- ❖ La température de l'air $T_{\max} \geq T_{\min}$;
- ❖ Indices actinothermiques à 10 et 50 cm du sol : $(I_{50} - I_{10}) < -1 \text{ } ^\circ\text{C}$
- ❖ Ecart entre la température minimum sous abri et l'indice actinothermique :
 $(T_{\min} - I_{50}) < -1 \text{ } ^\circ\text{C}$
- ❖ Température du sol à 10cm de profondeur : $T_{\max} \geq T_{\min}$
- ❖ l'humidité de l'air ne dépasse pas 100%.
- ❖ $P_{\text{mens}} > P_{\text{an}}$

I.10.2 Représentation graphique des séries climatologiques

Les histogrammes sont toujours utilisés (Fig I.14) pour représenter graphiquement les données d'une série climatologique (**Guyot, 1999**).



a) Température à Mascara (**Beddal, 2021**) b) Précipitations de l'oued Mina (**Toubal, 2014**)

Figure I.14 : Représentation par histogramme des données climatiques

I.10.3 Paramètres statistiques

Plusieurs paramètres statistiques sont utilisés pour caractériser les séries temporelles d'observation, cependant, il existe :

• Moyenne arithmétique \bar{x}

Est un paramètre qui indique la tendance centrale (Veyseyere, 2006). Si l'on dispose de N valeurs individuelles et si x_i représente l'une d'elles, la moyenne arithmétique \bar{x} se définit de la manière suivante :

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N x_i$$

• Variance σ^2 et écart type σ

La variance d'une série de N données climatiques est la moyenne arithmétique des carrés des N écarts des observations à leur moyenne \bar{x} . Elle est égale au carré de l'écart type σ .

$$\sigma^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2$$

• Coefficient de variation

Ce paramètre de dispersion est le plus employé. Il caractérise l'importance de la dispersion autour de la moyenne et permet donc d'avoir une information sur sa représentativité (Veyseyere, 2006). Il se définit par :

$$C_v = \frac{\sigma}{\bar{x}} \cdot 100$$

I.11 Travaux dirigés

I.11.1 Traitement statistique des données

Objectif : Traitement et représentation des éléments climatiques d'une région donnée.

Le fichier numérique (Excel) contient les données mensuelles des paramètres climatiques suivants : Précipitations (P), Température (T), vitesse du vent (V) et humidité relative (Hr).

- Réorganiser le tableau des données climatiques en considérant le mois de septembre le début de l'année agricole (Sep-Aout).
- Calculer les valeurs annuelles de chaque élément.

- Calculer les précipitations et la température inter-mensuelles.
- Calculer la moyenne interannuelle de chaque élément climatique.
- Représenter graphiquement la distribution interannuelle et mensuelle de chaque élément climatique.

I.11.2 Calcul de l'ETP

Les données climatiques (T et P) enregistrées à la station de Ghriss (W. Mascara) sont données au tableau ci-dessous durant la période 1975-2015.

Les coordonnées de la station de Ghriss : Long.= 00°09 W , Lat. = 35°13 N , Z= 511m

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
Paramètres												
P(mm)	16,4	33,3	51,5	43,7	41,8	41,4	37,5	35,8	26,1	6,7	2,1	5,3
Tmax(°C)	30,8	25,6	19,1	15,7	14,8	16,1	18,9	21,4	25,6	31,3	35,6	35,6
Tmin (°C)	15,3	11,6	7,1	4,4	3,1	3,7	5,3	7,2	10,5	14,6	17,7	18,2
$F(\lambda)$	1,03	0,97	0,86	0,85	0,87	0,85	1,03	1,09	1,21	1,21	1,23	1,16

- 1- Calculez l'évapotranspiration potentielle (ETP) moyenne annuelle par la formule de THORNTHWAITE.
- 2- Commentez les résultats trouvés.

CHAPITRE II :

SYSTÈMES DE CLASSIFICATION DES CLIMATS

Introduction

L'idée de pouvoir identifier les différents types de climat a souvent été une préoccupation majeure des géographes et des climatologues. Chaque auteur propose une classification originale ; certains chercheurs ont basé sur la végétation, d'autres sur la précipitation, la température et l'évapotranspiration. La climatologie se préoccupe d'avantage des facteurs géographiques (répartition des terres et des mers, volumes de relief...) pour expliquer les irrégularités et définir différents types de climat.

II.1 Climat à l'échelle spatiale

Suivant l'étendue de la zone géographique considérée, plusieurs échelles du climat sont envisagées :

- **Climat global** : du globe auquel est soumis l'ensemble de la terre.
- **Climats généraux** : qui dépendent principalement de la latitude et de la circulation générale de l'atmosphère. On distingue alors les grandes zones climatiques de part et d'autre de l'équateur (tropicale humide, tropicale sèche, méditerranéenne, tempérée, humide, etc.).
- **Macroclimat**: d'une zone géographique très étendue (continent, océans) est le résultat de la situation géographique, de l'influence éventuelle de l'orographie (altitude) et de la proximité des océans (**Lacoste et Salanon, 2001**).
- **Mésoclimat ou climat local**: Est le résultat du climat régional ainsi que la présence d'un caractère particulier d'ordre géomorphologique (vallée, colline, plateau) susceptible de modifier le bilan énergétique et de perturber l'écoulement de l'air (**Guyot, 1999**). A cette échelle, le relief a un rôle important en canalise les masses d'air et favorisent la formation des brises (**Lacoste et Salanon, 2001**).
- **Le microclimat** : représente en principe la structure climatique fine de la couche atmosphérique d'une entité géographique, réduite et homogène (distance

caractéristique est de 100m en zone de plaine et 10m en zone de montagne) une île, un golf) (**De parveaux et Hubert, 2007**). Ce type de climat est étroitement dépend de l'énergie solaire, des mouvements de l'air de faible amplitude et des conditions édaphiques et biotiques spécifique de la zone (**Lacoste et Salanon, 2001**).

Le passage du climat global jusqu'au micro-climat est fonction principalement de la modification quantitative et qualitative du rayonnement solaire, ainsi que d'autres variables climatiques (température, humidité,...). (**Lacoste et Salanon, 2001**).

II.2 Climat à l'échelle temporelle

A l'échelle temporelle, la notion du climat est définie sur la base des valeurs moyennes pour une période pluriannuelle donnée, des principales variables (précipitations, température, humidité atmosphérique, vent,...) (**Lacoste et Salanon, 2001**). Ces variables sont enregistrées au niveau des stations météorologiques installées dans le territoire considéré.

II.3 Période climatique de référence

Est une série chronologique, continue et homogène, d'observation météorologique qui sont stockées dans des banques de données sous forme quantitative ou codée. Pour pouvoir étudier des phénomènes climatiques tels que la sécheresse ; les changements climatiques, la durée de cette période de référence est fixée par l'organisation météorologique mondiale (OMM) à 30 ans (**Guyot, 1999**). Cette période de référence permet également de déterminer les paramètres statistiques qui caractérisent la variabilité des conditions climatiques autour de leur valeur moyenne.

II.4 Catégories des climats du monde

La climatologie du monde est un des aspects les plus importants de la vie sur la terre qui favorise la disponibilité des ressources naturelles. Cependant, il y a une grande variété des climats de caractéristiques différentes (Fig II.1 et tableau II.1).

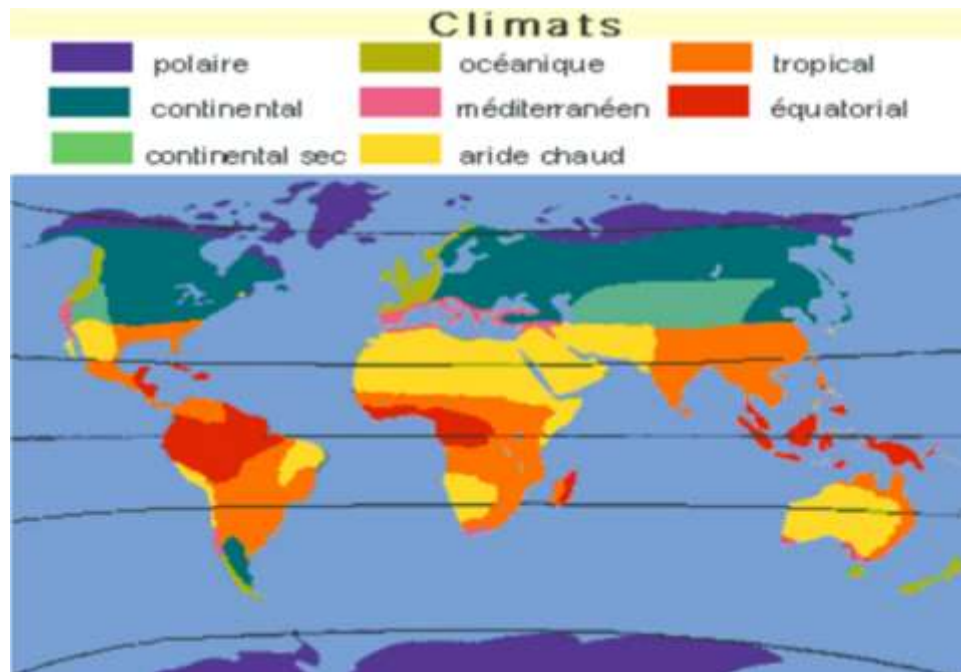


Figure II.1 : Carte des climats de monde (**Source**: Rosali Mignon., 1998)

II.4.1 Caractéristiques du climat méditerranéen

Il est caractérisé par des hivers généralement doux et pluvieux et par un fort ensoleillement. La période estivale est sèche et chaude, d'une durée minimale de 03 mois, alors que la pluviosité totale annuelle varie de 400 à 800 mm environ. Il s'agit donc d'un climat avec des précipitations irrégulières qui peuvent parfois se produire sous forme de fortes tempêtes. La végétation forestière représentative du climat correspondant à la chênaie verte, chêne liège, chêne vert, pin d'Alep et le Pin maritime, chaparral (maquis sur substrat cristallin) **Lacoste et Salanon, 2001**).

II.4.2 Climat des régions arides

Ces zones sont caractérisées aussi par une insolation intense, résultant à la fois de leur latitude et de la faible nébulosité de l'atmosphère, ce qui engendre des températures diurnes élevées, souvent comprises entre 30 et 50°C. Les nuits, en revanche, connaissent des températures très basses, fréquemment inférieures à 0°C, créant ainsi des écarts thermiques journaliers considérables, pouvant atteindre jusqu'à 35°C. De plus, l'humidité relative de l'air est très faible (allant de 10 à 20%), favorisant ainsi une forte évaporation. Les tempêtes de sable, fréquentes et puissantes, accentuent ce processus d'évaporation **(Lacoste et Salanon, 2001)**.

Tableau II.1 : Caractéristiques des différents climats du monde

Climat	limites	Caractéristiques	Végétation
Polaire	Pôles nord et sud	Très froid toute l'année Peu de précipitations (sous forme de neige) Températures très souvent négatives.	Absente Toundra dans la zone en bordure exemple: Toundra en Alaska.
Equatorial	Régions de la plus grande partie de l'Amazonie, sur le bassin du Congo et les régions proches des côtes du golfe de Guinée, sur les parties non montagneuses des îles de l'Indonésie, en Nouvelle-Guinée et dans les îles du Pacifique central.	Chaud toute l'année. Précipitations abondantes et fréquentes toute l'année.	Forêt dense exemple: la forêt vierge d'Amazonie.
Tropical	entre les tropiques. Tropical humide avec un hiver sec et frais et un été très arrosé ; c'est le climat de mousson ; Tropical sec qui subit une longue saison sans pluie de 7 à 10 mois ; durant la courte saison des pluies estivales, les températures se situent autour de 30 °C.	Chaud toute l'année Précipitations importantes pendant 4 mois: saison des pluies puis saison sèche. Les températures sont supérieures aux précipitations.	Savane

Tableau II.1 : Caractéristiques des différents climats du monde (**suite**)

Océanique	l'Europe atlantique du sud-ouest de la Norvège au nord-ouest de l'Espagne, en passant par les îles Britanniques, la Belgique et la France, sud de la Colombie britannique et aussi de la frange littorale du Washington et de l'Oregon.	Températures douces toute l'année et les saisons sont peu marquées. Précipitations abondantes toute l'année : climat humide.	Forêt de feuillus (arbres qui ont perdu leurs feuilles en hiver) exemple : Une forêt de feuillus en Bretagne.
Continental	l'hémisphère Nord entre 45 ° et 65 ° de latitude, à l'intérieur et dans l'est des continents. Exemple : Sibérie	Hiver froid et humide Été chaud et pluvieux	Prairie, Taïga (forêt de conifères). exemple : prairie de Pologne
Aride		Chaud toute l'année, manque d'eau et irrégularité des précipitations (Très peu de précipitations)	Steppe, Oasis
Méditerranéen	Régions du bassin méditerranéen (Sud d'Europe, Afrique du Nord et Proche-Orient) et à la californie.	Les précipitations sont peu abondantes mais plus importantes en hiver. Les températures sont très chaudes en été mais elles restent douces en hiver. Les précipitations sont irrégulières et peuvent parfois se produire sous forme de fortes tempêtes.	Chaparral et maquis.

II.5 Facteurs interagissant sur le climat

Le climat dépend principalement de facteurs d'ordre soit général (rayonnement solaire, circulation générale de l'atmosphère, etc.) soit d'ordre stationnel en fonction de facteurs locaux (degré de couverture végétale, nature du sol, etc.) (**Lacoste et Salanon, 2001**).

II.5.1 L'éclairement solaire maximum au niveau du sol

Il dépend de la latitude du lieu considéré ; plus le rayonnement est proche de l'équateur, plus il est intense et énergétique. La longueur du jour et sa variation saisonnière affectent également le régime diurne des températures.

II.5.2 Répartition des terres et des mers

Les surfaces océaniques ont une inertie thermique beaucoup plus grande que les surfaces continentales. Par ailleurs, la continentalité traduit par un écart thermique annuel croissant par rapport que sur les surfaces océaniques (écart entre les températures maximales et minimales) (**Guyot, 1999**).

II.5.3 La proximité des océans

Les courants marins déplacent des masses considérables d'eau froides ou chaudes qui ont un effet plus marquant sur les facteurs climatiques. L'influence adoucissante des océans est un amortisseur thermique. Les régions voisines de grandes masses d'eau connaissent des amplitudes thermiques faibles alors que celles qui sont très éloignées sont toujours très arides et connaissent des étés très chauds.

II.5.4 L'altitude et l'orientation des masses continentales

Elles affectent la circulation atmosphérique et le régime des précipitations et des températures. La température décroît en moyenne de 0.65°C par 100 m de dénivelée (**Guyot, 1999**). Les grandes chaînes montagne connaissent toujours des précipitations au-dessus de la moyenne régionale, notamment sur les versants exposés au vent dominant, à l'inverse, le versant opposé est généralement plus sec.

Ces facteurs associés à la circulation générale de l'atmosphère, fixent les grands traits du climat.

II.6 Méthodes de classification du climat

Les systèmes de classification du climat sont classés d'une part selon les méthodes et les données qu'elles utilisent et d'autre part selon les objectifs qu'elles visent.

II.6.1 Approches climatiques

Elles sont basées sur des indices climatiques globaux combinant des données atmosphériques moyennes : Température ; précipitation ; ensoleillement et humidité enregistrées à un poste d'observation.

II.6.1.1 Quotient pluviométrique d'EMBERGER (Q_2)

Appelé encore indice pluviométrique d'EMBERGER, est une expression synthétique qui définit les étages du climat méditerranéen en fonction du degré d'humidité globale du climat (Q_2) et la température moyenne minima du mois le plus froid (Anser, 2012). Q_2 est calculé par la relation suivante :

$$Q_2 = 2000 \cdot \left[\frac{P}{M^2 - m^2} \right]$$

Avec :

Q_2 : quotient pluviométrique d'EMBERGER.

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.

Les valeurs de Q_2 et m sont portées sur le climatogramme (voir fig 1) où l'intersection entre la valeur de Q_2 et la température minimale (m) détermine l'étage bioclimatique, alors que (m) indique le sous étage (hiver froid, frais, doux ou chaud).

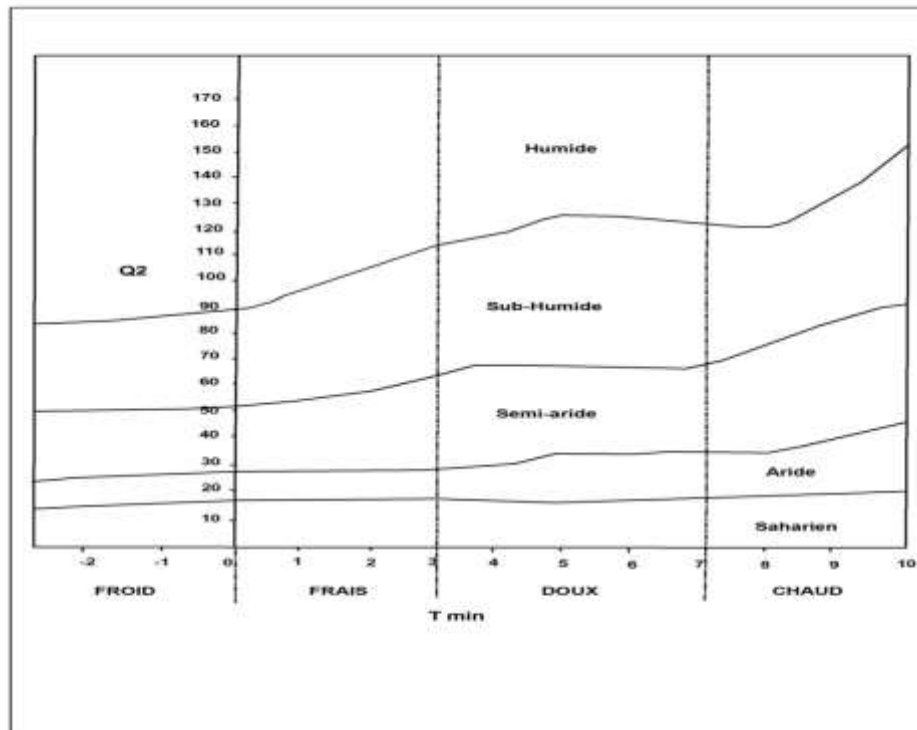


Figure II.2 : Climatogramme d'EMBERGER (Defaut, 1990)

II.6.1.2 Indice d'aridité annuelle de De Martonne (1926)

Cet indice largement utilisé permet de caractériser l'aridité du climat d'une région sur la base du pouvoir évaporant de l'air (De Martonne, 1926).

$$I = \frac{P}{T + 10}$$

Avec :

I : Indice d'aridité annuelle ;

P : précipitations annuelle (mm) ;

T : température moyenne annuelle (°C).

De Martonne a également indiqué la végétation spécifique de chaque climat en fonction des valeurs de l'indice I (voir Tab.II.1).

Tableau II.2 : Classification du climat et végétation en fonction de l'indice d'aridité de De Martonne (Anser, 2012 ; Gavrilov et al, 2019) modifié

Valeur de l'indice	Type de climat	Type de végétation
$I < 10$	aride	Désert
$10 \leq I < 20$	Semi-aride	steppe
$20 \leq I < 30$	Semi-humide	Prairie naturelle, forêt
$30 \leq I \leq 55$	Humide	Forêt
$I > 55$	Très humide	Forêt

Les valeurs de l'indice d'aridité I augmentent inversement à l'aridité. Autrement dit, lorsque les valeurs de cet indice ne sont pas élevées l'aridité est plus prononcée.

II.6.1.3 Indice d'aridité mensuelle de De Martonne (1942)

Cet indice permet de caractériser l'aridité à l'échelle mensuelle. Son expression est donnée par la formule suivante :

$$I = \frac{12p}{t + 10}$$

Avec :

p : Précipitations mensuelle (mm).

t : Température moyenne mensuelle (°C).

Si $20 \leq I < 30$, le régime est tempéré.

$10 \leq I < 20$, le régime est semi-aride.

$I < 10$, le régime est hyper-aride.

II.6.1.4 Courbe ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)

Il est obtenu par la présentation sur un même graphique des courbes de température et des précipitations moyennes mensuelles. Le diagramme ombrothermique indique durant une année moyenne l'importance des périodes sèches en durée et en intensité.

Selon Gaussen et Bagnouls, la notion du mois sec est basée sur la formule ($P \leq 2T$). Un mois sec est alors défini lorsque la courbe des précipitations est en dessous de celle des températures moyenne (Guyot, 1999). La succession de plusieurs mois sec donne une période sèche.

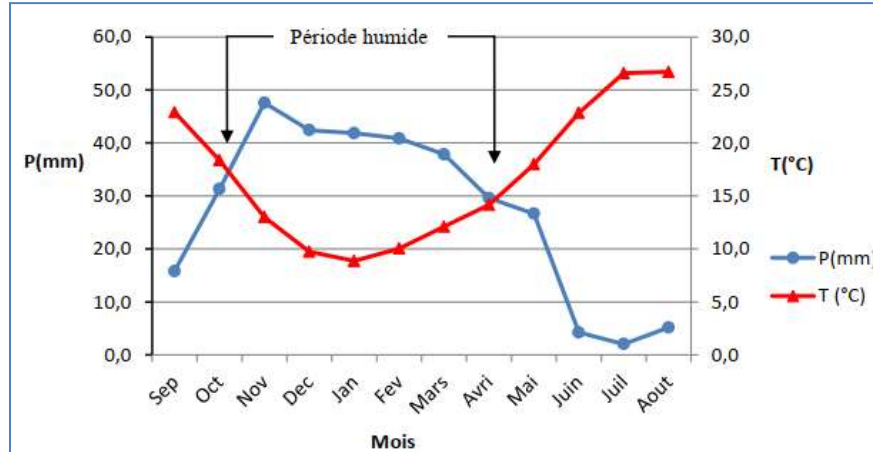


Figure II.3 : Diagramme ombrothermique de la région de Matmore (w. Mascara)
(Beddal, 2021)

La période humide permet de savoir d'une part si la pluie pourra subventionner seule les besoins en eau de la culture. D'une autre part permet également de savoir si l'installation de systèmes de drainage ou d'évacuation de l'eau en excès est nécessaire (Guyot, 1999).

II.6.1.5 Indice xéothermique « x » de Gaussen

Il est associé à la courbe ombrothermique de Gaussen et représente le nombre de jours biologiquement secs au cours de la période sèche, ce qui caractérise l'intensité de la sécheresse du mois sec (Anser, 2012).

Cet indice est établi en tenant compte de la quantité de pluie, de l'état hygrométrique.

$$x = N - (N_p + N_B) \cdot H$$

Avec :

N : nombre de jours en un mois ;

N_p : nombre de jours de pluie ;

N_B : nombre de jours de brouillard ou de rosée de ce mois. Les jours de brouillard est de rosée comptent 5/10.

H : l'humidité relative de l'air (%).

Si $H \leq 40\%$, les jours du mois sont dites secs.

$40\% \leq H \leq 100\%$, des coefficients de pondération sont utilisés (tableau II.2).

Tableau II.3 : coefficients de pondération pour le décompte des jours « secs » lors du calcul de l'indice xérothermique de Gaussen (**Guyot, 1999**)

Humidité de l'air (%)	Coefficient de pondération
$H \leq 40$	1.0
$40 < H \leq 60$,	0.9
$60 < H \leq 80$	0.8
$80 < H \leq 100$	0.7

Pour Gaussen, le climat méditerranéen correspond à l'indice annuel 40 (**Anser, 2012**). Il permet de définir aussi les sous types de climat :

- Au-dessous de 150, c'est le climat xérothermique méditerranéen.
- Au-dessus de 200, c'est le climat subdésertique.

II.6.2 Approches bioclimatiques

L'identification des climats peut également intervenir les caractéristiques géomorphologiques susceptibles de modifier profondément les aspects écologiques du temps (**De parveaux et Hubert, 2007**).

II.6.2.1 Classification de Köppen

Est la plus courante des classifications climatiques, est inventée par le botaniste et climatologue Wladimir Peter Köppen. Elle repose sur des critères comme les températures moyennes mensuelles, les précipitations et les types de végétation. Elle divise les climats en cinq grands groupes (tropicaux, secs, tempérés, froids et polaires), chaque groupe étant ensuite subdivisé en catégories plus spécifiques.

Selon cette classification, un climat est repéré par un code de 02 ou 03 lettres ; la 1^{ère} lettre en majuscule désigne le type du climat, la 2^{ème} lettre désigne le régime pluviométrique et la 3^{ème} lettre désigne les variations de température.

1^{re} lettre : type de climat

Dans les grandes lignes, les climats mondiaux s'étalent de A à E, en allant de l'équateur aux pôles (Tab II.4).

Tableau II.4 : Type de climat selon la classification de Köppen

Code	Type	Description
A	Climat tropical	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne de chaque mois de l'année >18°C • Pas de saison hivernale. • Fortes précipitations annuelles (supérieure à l'évaporation annuelle).
B	Climat sec	<ul style="list-style-type: none"> • Evaporation annuelle supérieure aux précipitations annuelles. Ce seuil est calculé de la manière suivante : • Si moins de 30% des précipitations tombent en été (avril à septembre dans l'hémisphère nord) : précipitations annuelle moyenne (mm) < 20x température annuelle moyenne (°C). • Si plus de 70% des précipitations tombent en été : précipitations annuelles moyennes < 20x température annuelle moyenne (°C) + 280 • Autrement : précipitations annuelles moyennes < 20x température annuelle moyenne (°C) + 140.
C	Climat tempéré	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne des 03 mois les plus froids comprises entre -3°C et 18°C • Température moyenne du mois le plus chaud >10°C • Les saisons été et hiver sont bien définies.
D	Climat continental	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne du mois le plus froid < 0°C. • Température moyenne du mois le plus chaud >10°C. • Les saisons été et hiver sont bien définies.
E	Climat polaire	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne du mois le plus chaud < 10°C. • La saison d'été est très peu marquée.

2ème lettre : Régime pluviométrique**Tableau II.5** : Catégories des climats par Koppen selon le régime pluviométrique

Code	Description	S'applique à
S	<ul style="list-style-type: none"> • Climat de steppe • Précipitations annuelles comprises entre 50 et 100% du seuil calculé 	B
W	<ul style="list-style-type: none"> • Climat désertique. • Précipitations annuelles < 50% du seuil 	B
w	<ul style="list-style-type: none"> • Saison sèche en hiver. • Pour A : climat de la savanne, p du mois le plus sec < 60 mm et < [100 - (précipitations annuelles moyennes)/25] • Pour C et D : P du mois hivernal le plus sec < 1/10 du mois le plus humide. 	A-C-D
s	<ul style="list-style-type: none"> • saison sèche en été (climat méditerranéen, P du mois estival le plus sec < 40 mm et < 1/3 du mois hivernal le plus humide) 	A-C-D
f	<ul style="list-style-type: none"> • climat humide, précipitations tous les mois de l'année. • Pour A : climat de la forêt tropicale, P du mois le plus sec > 60mm. • Pour C et D : pas de saison sèche, ni « w » ni « s ». 	A-C-D
m	<ul style="list-style-type: none"> • Climat de mousson : <ul style="list-style-type: none"> • P du mois le plus sec < 60 mm et > [100 - (précipitations annuelles moyennes)/25]. • Précipitations du mois le plus sec < 60 mm. 	A
T	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne du mois le plus chaud comprise entre 0°C et 10°C. 	E
F	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne du mois le plus chaud < 0°C 	E
M	<ul style="list-style-type: none"> • Précipitations abondantes • Hiver doux (Température moyenne du mois le plus froid > -10°C) 	E

3^e lettre : variations de température

Pour affiner les climats de type B, C et D, une troisième lettre précise l'amplitude du cycle annuel des températures (voir Tab II.6):

Tableau II.6 : 3^{ème} lettre variations de température dans la classification de Köppen

Code	Description	S'applique à
a : été chaud	Température moyenne du mois le plus chaud $>22^{\circ}\text{C}$	C-D
b : été tempéré	Température moyenne du mois le plus chaud $\leq 22^{\circ}\text{C}$ Température moyenne des 4 mois les plus chaud $>10^{\circ}\text{C}$	C-D
c : été court et frais	Température moyenne du mois le plus chaud $<22^{\circ}\text{C}$ Températures moyennes mensuelles $>10^{\circ}\text{C}$ pour moins de 4 mois. Température moyenne du mois le plus froid $> -38^{\circ}\text{C}$	C-D
d : hiver très froid	Température moyenne du mois le plus froid $< -38^{\circ}\text{C}$	D
h : sec et chaud	Température moyenne annuelle $> 18^{\circ}\text{C}$	B
k : sec et froid	Température moyenne annuelle $< 18^{\circ}\text{C}$	B

Les critères indiqués dans les tableaux précédents sont ceux utilisés dans la carte, ils reprennent les critères utilisés par Köppen dans sa dernière publication en 1936.

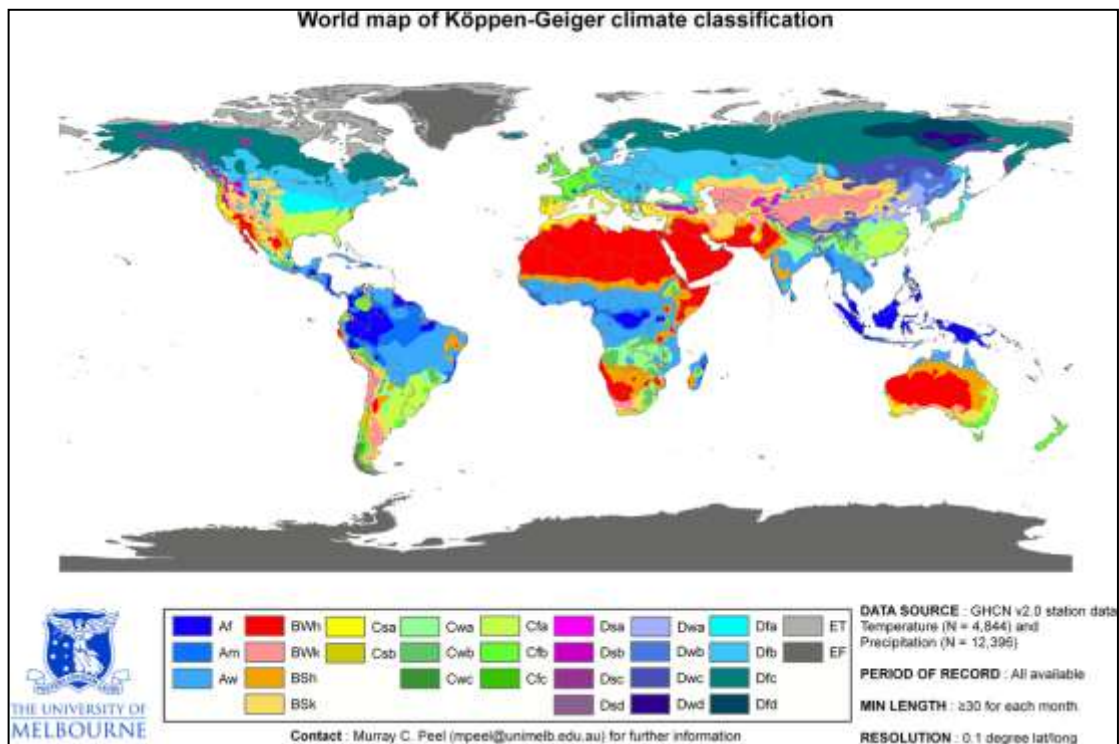


Figure II.4 : Carte de classification de Köppen (1936) (Beck et al., 2018)

Tableau II.7 : Récapitulatif des climats par la Classification par Köppen

Classe	Types de climats	Classe	Types de climats
A	Equatorial : Af	D	Continental humide : Dfa, Dwa, Dfb, Dwb
	Mousson : Am		Subarctique : Dfc, Dwc, Dfd, Dwd
	Savane : Aw, As		Continental méditerranéen : Dsa, Dsb, Dsc, Dsd
B	Désertique : BWh, BWk, BWn	E	Toundra : ET
	Semi-aride : BSh, BSk, BSn		Inlandsis ou calotte glaciaire : EF
C	Subtropical-humide : Cfa, Cwa		
	Océanique : Cfb, Cwb, Cfc, Cwc		
	Méditerranéen : Csa, Csb, Csc		

II.6.2.2 Classification de Holdridge

Elle est basée sur le concept d'équilibre écologique entre la végétation et son environnement climatique en intégrant des variables climatiques telles que la température, les précipitations et l'évapotranspiration pour définir des zones climatiques.

II.6.2.4 Classification de Rivas-Martinez

Elle tient en compte de la répartition des espèces végétales en fonction de l'altitude et la latitude pour définir les types de climats (**Rivas-Martínez et al., 2011**).

II.7 Travaux dirigés : Détermination du climat des différentes régions d'Algérie

Les données climatiques (T et P) enregistrées à la station de Ghriss (W. Mascara) sont données au tableau ci-dessous durant la période 1975-2015.

Les coordonnées de la station de Ghriss : Long.= 00°09 W, Lat. = 35°13 N , Z= 511m

Mois	Sep	Oct	Nov	Déc	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout
Paramètres												
P(mm)	16,4	33,3	51,5	43,7	41,8	41,4	37,5	35,8	26,1	6,7	2,1	5,3
Tmax(°C)	30,8	25,6	19,1	15,7	14,8	16,1	18,9	21,4	25,6	31,3	35,6	35,6
Tmin(°C)	15,3	11,6	7,1	4,4	3,1	3,7	5,3	7,2	10,5	14,6	17,7	18,2

- 1- Identifiez le climat de la région de Ghriss en utilisant les indices climatiques suivant : climatogramme d'Emmberger, Indice d'aridité annuelle de Demartone.
- 2- Dressez le diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls de la région d'étude et Commentez le graphe.

CHAPITRE III :

LE PÉDO-CLIMAT

Introduction

Il faut distinguer le climat de l'atmosphère et celui du sol. D'ailleurs chacun influe sur l'autre ; Le climat atmosphérique impose au sol certaines conditions ou effets physiques (dessiccation (rendre sec), évaporation), chimiques (précipitation), biologiques (activité de certaines bactéries), qui peuvent affecter soit toute une grande région, soit des portions très limitées (pentes, dépressions ; microclimat des pores et fissures du sol). Réciproquement, le climat du sol influe très fortement sur le climat de l'atmosphère voisine, donc sur les parties externes des végétaux (température au ras du sol, brumes).

III.1 Définition du pédoclimat

Le pédoclimat est le climat interne du sol qui résulte de l'interaction entre le climat et les sols. Le climat influence sur les processus pédogénétiques (formation, la distribution et les propriétés des sols). A leur tour, les sols peuvent influencer le climat local comme la régulation de l'eau, la séquestration du carbone, et la biodiversité (**Buol et al., 2011**).

III.2 Historique

Le concept du climat du sol est introduit par Demolon dans son livre « La dynamique du sol » en 1948. En 1954, la notion de 'pedoclimate' apparaît dans un ouvrage en anglais appelé « Tropical soils de Mohr & Van Baren » qui ne concerne pas directement le sol dans son ensemble, mais seulement sa surface. En 1958, dans le Dictionnaire des sols de Plaisance et Cailleux, **pédoclimat** est défini comme le « climat du sol ».

III.3 Importance du pédoclimat

Comprendre le pédoclimat d'une région est essentiel pour l'explication des divers processus de pédogenèse et déterminer les propriétés d'aération pour l'activité biologique. Par conséquent, planifier à long terme les pratiques agricoles durables face aux défis environnementaux tels que le changement climatique. Parmi les quelles :

- Détermination des espèces et des cultures.

- Adaptations des espèces aux conditions environnementales locales (sécheresse, froid, salinité du sol, etc).
- Gestion de l'eau : ajuster les pratiques d'irrigation et de drainage.
- Nutrition des plantes : éviter la dégradation des sols due à une utilisation excessive d'engrais ou à des pratiques agricoles inappropriées.
- Gestion des maladies et des ravageurs.

III.4 Dynamique de la formation des sols

La formation du sol (fig III.1a) commence lorsque l'horizon R (roches ou des sédiments) exposé à l'atmosphère subit une altération physique (érosion) due à l'eau aux variations saisonnières et aux organismes colonisant le substrat (profil C (-R)).

- ❖ L'action de l'eau arrache et entraîne divers composants (argiles, colloïdes, etc.) d'un horizon vers une autre partie du profil. Certains minéraux argileux peuvent également subir une hydratation.
- ❖ L'installation de la végétation entraîne la formation d'un horizon organique superficiel (profil A-C (-R)). Les racines des plantes décomposent les matériaux minéraux en pénétrant avec leurs racines dans les fissures du sol, ce qui entraîne progressivement sa déstructuration.
- ❖ Par lessivage, dissolution et lixiviation, les éléments les plus solubles sont transportés vers la profondeur, favorisant la différenciation physico-chimique du sol et la formation progressive d'un horizon B (accumulation d'argiles (Bw) ou de carbonate de calcium (Bk)) en fonction des variations de l'humidité.

La pédogenèse est donc plus active en période ou saison chaude que froide.

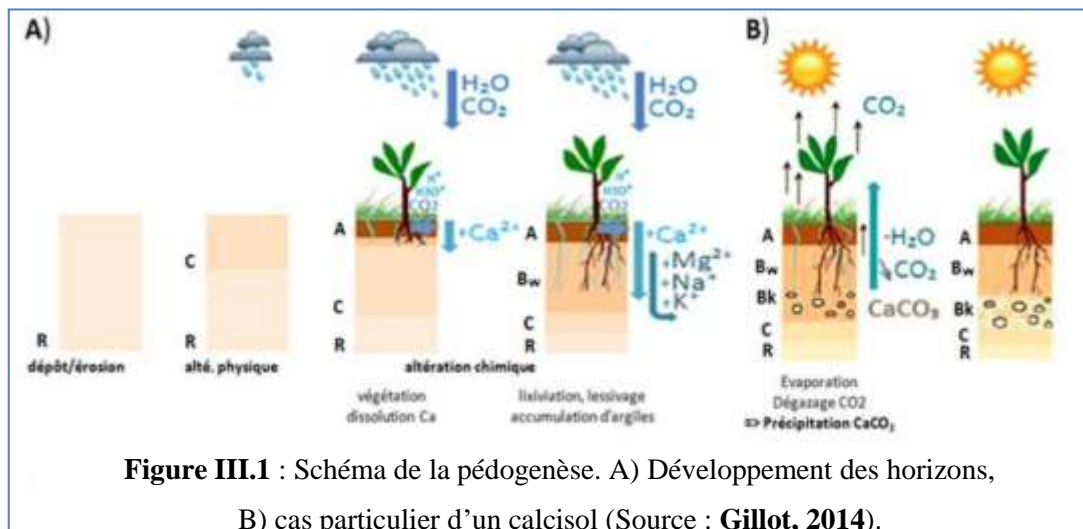


Figure III.1 : Schéma de la pédogenèse. A) Développement des horizons, B) cas particulier d'un calcisol (Source : Gillot, 2014).

III.5 Influence des facteurs du pédoclimat sur le sol et la plante

Les facteurs du pédoclimat influent sur les rapports sol-plante par :

- Action directe (températures, humidité) ou indirecte (via les formes d'humus) sur les processus d'altération (hydrolyse, acidolyse, complexolyse).
- sur l'activité des micro-organismes (bactéries, champignons) et la composition de la micro-flore (nitrification, ammonification, dénitrification plus ou moins active en fonction de la température, de l'humidité, de l'oxygénation et des conditions d'oxydo-réduction).
- Sur l'évolution des matières organiques, sur la vie des racines et donc la qualité et la profondeur des enracinements et la vitesse de germination des graines.

III.6 Rôle du climat dans la pédogénèse

III.6.1 Flux de chaleur dans le sol

L'interface air-sol est le lieu privilégié des échanges énergétiques. C'est à ce niveau que les variations et les gradients de température sont les plus grands (**De parcevaux et Hubert, 2007**).

En raison de l'hétérogénéité du sol et de son épaisseur, de nombreuses températures différentes coexistent au même instant la mesure de la température du sol à diverses profondeurs permet d'établir un profil thermique, reflétant la diffusion de chaleur dans un intervalle de temps (une année par exemple)

Le sol accumule d'autant plus de chaleur au cours de la journée et la restitue d'autant mieux la nuit.

La densité de flux de chaleur dans le sol peut être estimée en utilisant l'équation suivante :

$$\Phi_{h,s} \approx -k_{h,s} \cdot \left(\frac{T_{ref} - T_s}{z_{ref}} \right)$$

Avec :

T_s : Température de la surface du sol.

T_{ref} : Température au niveau de référence z_{ref} (niveau auquel l'onde thermique est complètement amortie : 0.25 à 0.75 m selon le type de sol = niveau auquel la densité de flux de chaleur est nulle) ;

$k_{h,s}$: conductivité thermique moyenne du sol.

Le flux de chaleur est modifié en fonction de :

- *La conductivité thermique des particules de sol* ; les sols qui possèdent un faible albédo (sols foncés) se réchauffent plus vite que les sols clairs (albédo élevé) par conséquent, la végétation démarre plus vite (**Guyot, 1999**).
- *La taille des particules et porosité du sol* : considérons deux sols ayant le même albédo mais des espaces poreux différents. Le sol nu et tassé s'échauffera moins en surface que le sol fraîchement labouré. Mais, il cédera plus facilement la chaleur accumulée et sa température de surface sera la plus élevée la nuit. Bien que les températures moyennes des deux sols soient relativement semblables, les amplitudes thermiques mesurées en surface seront différentes. Les plantes pourront alors geler au-dessus du sol non tassé.
- *L'humidité du sol* : en raison de sa conductivité élevée, l'humidité du sol permettra à la chaleur accumulée en profondeur d'être conduite jusqu'à la surface et limiter le refroidissement nocturne (**De parcevaux et Hubert, 2007**). En Argentine, l'irrigation est couramment utilisée dans les zones arides situées aux pieds des Andes, pour retarder le départ de la vigne et la protéger contre les gelées tardives (**Guyot, 1999**).

III.6.2 L'humidité du sol et le pédoclimat

L'eau qui percole à travers le sol exerce un rôle prépondérant dans l'altération chimique des roches sous l'effet de plusieurs réactions :

- L'hydrolyse : altération chimique de destruction des minéraux silicatés par l'eau.
- La dissolution, qui intéresse principalement les roches évaporitiques.
- La décarbonatation : l'eau induit la solubilisation du calcaire par l'action du CO₂ dissout.
- L'oxydoréduction : au contact direct avec l'atmosphère, la partie superficielle du profil d'altération a tendance à s'oxyder en cas de bonnes conditions de drainage. A l'inverse, une stagnation des eaux, même temporaire, induit des phénomènes de réduction. les éléments solubles étant entraînés en profondeur (lixiviation) ainsi que les composés solides (lessivage), alors que dans la partie superficielle qui généralement s'oxyde s'accumulent les produits d'altération.

En modifiant les propriétés thermiques du sol (conductivité, chaleur massique), l'excès d'eau freine son réchauffement (**De parveaux et Hubert, 2007**).

Toute étude pédoclimatique devrait tenir compte, d'une part des profils thermiques, d'autre part des profils hydriques, et étudier leurs variations.

III.6.3 Le pédoclimat et les organismes

- Les organismes vivants comme les vers de terre utilisent la matière organique et ses nutriments pour augmenter la porosité, l'altération et la perméabilité des sols.
- La circulation de l'air, notamment de l'O₂ est cruciale pour la croissance des racines et l'activité microbienne.
- Les activités microbiennes sont souvent très sensibles à la température.
- En milieu saturé, les activités microbiennes aérobies sont considérablement freinées (**De parveaux et Hubert, 2007**).

III.7 Influence des propriétés physicochimiques des sols sur le pédoclimat

Ces propriétés physicochimiques permettent le fonctionnement du sol et le contrôle des organismes du sol.

III.7.1 La texture : quelle que soit organique ou minérale la texture conditionne la porosité et le régime hydrique. La texture est une propriété stable, ne variant qu'en fonction de l'évolution à long terme du sol, pour laquelle elle est une bonne indicatrice. Exemple : Des sols argileux qui se forment sur des pentes ont de fortes chances de subir des pertes de matériel par glissement de la partie superficielle, détruisant la pédogenèse précédente et induisant une nouvelle phase de pédogenèse (**Anderson, 1988**).

III.7.2 La structure : est une propriété physique du sol qui définit sa perméabilité et donc les conditions de drainage et d'humidité dans le sol. Elle influe directement sur la profondeur de lessivage et de lixiviation et donc la différenciation chimique des profils. En agriculture, la structure du sol et son changement à court terme conditionnent la fréquence de travail, type de labourage, machines à utiliser, germination des semis.

Exemples :

- la structure grumeleuse est un état fragile du sol agricole, rapidement détruite par un manque de matière organique, l'excès de certains engrais ou un tassement exagéré par des machines trop lourdes.
- Des sols sableux présentent des profils plus épais que des sols argileux pour la même quantité d'eau et une perte en nutriments plus importante durant la pédogenèse. Ainsi, la composition minéralogique de la roche-mère, conditionne la proportion de nutriments disponibles au développement d'un écosystème, lui-même impliqué dans l'altération.

III.8 Méthodes de caractérisation du pédoclimat

La caractérisation du pédoclimat est une approche multidisciplinaire qui combine des données climatiques et des données sur les sols pour comprendre les interactions entre le climat et les sols dans une région donnée. Toute étude précise du pédoclimat devrait tenir compte, d'une part des profils thermiques, d'autre part des profils hydriques, et étudier leurs variations pour développer des stratégies de gestion durable des terres.

III.8.1 Collecte de données climatiques

La première étape consiste à recueillir des données climatiques à partir de sources telles que les stations météorologiques locales, les réseaux de surveillance climatique et les données satellites. Ces données sont des informations sur les précipitations, les températures, l'ensoleillement, l'humidité, et les vents. Des études telles que celles menées par IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) fournissent des bases solides sur les tendances climatiques mondiales et régionales.

III.8.2 Analyse des sols sur le terrain

Des évaluations sur le terrain sont réalisées pour caractériser les propriétés des sols, telles que la texture, la structure, la profondeur, le pH, la matière organique et la composition minérale. Des méthodes telles que celles décrites dans le manuel de référence "Soil Survey Manual" du USDA (United States Department of Agriculture) sont souvent utilisées pour la classification et la description des sols.

III.8.3 Analyse des données géospatiales

Les données climatiques et les données sur les sols sont souvent intégrées dans des systèmes d'information géographique (SIG) pour permettre une analyse spatiale et une cartographie détaillée du pédoclimat. Des techniques telles que l'analyse de la pédogéomorphologie, qui étudie les relations entre les sols et le relief, sont utilisées pour comprendre les processus de formation des sols dans des contextes climatiques spécifiques (**Rossiter, 2002 ; Mc Bratney et al., 2003**).

III.8.4 Modélisation du pédoclimat

Des modèles informatiques sont utilisés pour simuler les interactions entre le climat et les sols à différentes échelles spatiales et temporelles. Par exemple, le modèle STICS (Simulateur mulTIdisciplinaire pour les Cultures Standard) intègre des informations sur le climat, les sols et les cultures pour simuler la croissance des cultures et les rendements agricoles dans différents environnements pédoclimatiques (**Hengl et al. 2017**).

Références bibliographiques

Allen R.G., PEREIRA L.S., RAES D., SMITH M. (1998). Crop evapotranspiration (guidelines for computing crop water requirements). Rome. FAO Irrigation and drainage. Food and Agriculture Organization of the United Nations. No. 56(97) pp. 300.

Anser, A. (2012). Guide pratique pour l'utilisation des indices et coefficients climatologiques. Office des publications universitaires. Edition : 1.02.5312. ISBN :978.9961.0.1558.2

Ramamonjisoa, M.Avotra. (2017). Evacuateur de crue. Mémoire de licence.Ecole supérieure polytechnique d'Antananarivo, 42p.

Bois, P.H. (2000). Hydrologie générale. Ecole nationale supérieure d'hydraulique et de mécanique de Grenoble, France, 175p.

Roche, M. (1963). Hydrologie de surface, office de la recherche scientifique et technique Outre-mer, Paris, 430 p.

Toubal, A.K. (2014). Evaluation de l'érosion hydrique et de l'envasement du barrage Sidi M'hamed BenAouda (S.M.B.A), bassin versant de la Mina, Nord-ouest Algérien. Mémoire de Magistère. Université Hassiba Ben Bouali, Chlef, 213p.

Beddal, D. (2021). Approche régionale de modélisation pluie-débit pour la gestion des ressources en eau en zone semi-aride, cas du bassin versant de la Macta. Thèse de doctorat en sciences agronomiques. Université Hassiba Ben Bouali, Chlef, 158p.

Carrega, P. (2008). Le vent: importance, mesures, modélisation et tribulations. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, 51, 17-29.

Riquier, J. (1963). Formules d'évapotranspiration. *Cah ORSTOM Sér Pédol*, 4, 33-50

Djegui J.M., Kouame K., Da Silveira K Séwa. (2002). Agroclimatologie. 26P.

LACOSTE, A., SALANON, R. (2001). Eléments de biogéographie et d'écologie.291p.

Guyaut, G. (1999). Climatologie de l'environnement, cours et exercices corrigés. Edition Dunod, 2^{ème} édition. 525p.

Simidchiev, D.A. (1986). Compendium of lecture notes on meteorological instruments for training class III and class IV meteorological personnel. volume 1, World meteorological organization, WMO n°622, 361pp.

- Riou, C. (1975).** La détermination pratique de l'évaporation. Application a l'Afrique Centrale.
- Zhang, J., Bai, Y., Yan, H., Guo, H., Yang, S., & Wang, J. (2020).** Linking observation, modelling and satellite-based estimation of global land evapotranspiration. *Big Earth Data*, 4(2), 94-127.
- Musy, A. (2004).** Cours d'Hydrologie générale. Ecole polytechnique fédérale de Lausanne.PPUR presses polytechniques. France.
- Remenieras, G. (1976).** Hydrologie de l'ingénieur. Édition Eyrolles. Collection des études et recherches d'électricité de France, 456 p.
- Benhadj, I. (2008).** *Observation spatiale de l'irrigation d'agrosystèmes semi-arides et Gestion durable de la ressource en eau en plaine de Marrakech* (Doctoral dissertation, Université Paul Sabatier-Toulouse III).
- Dubreuil, P. (1974).** Initiation à l'analyse hydrologique. Editeurs MASSON & Cie et O. R. S. T. O. M. Paris VIII. France, 226p.
- Veyseyere, R. (2006).** Aide mémoire statistique et probabilité pour l'ingénieur, 2^{ème} édition DUNOD, ISBN 2-10-049994-7, Paris. 475 p.
- Bergeron, J. F. (1952).** Climatologie: Les climats du globe. Paris: Armand Colin.
- Beck, H.; Zimmermann, N.; McVicar, T.; Vergopolan, N.; Berg, A.; Wood, E. (2018).** Present and future Köppen–Geiger climate classification maps at 1-km resolution.
- Buol, S. W., Southard, R. J., Graham, R. C., & McDaniel, P. A. (2011).** Soil Genesis and Classification. John Wiley & Sons.
- C. W. Thornthwaite, (2007).** An Approach toward a Rational Classification of Climate. *Geographical Review*, Vol. 38, No. 1 : 55-94.
- Etienne, P., et Godard, A., 1970.** Climatologie. Paris, Colin, Collection U. 365 p.
- Emberger, L. (1930).** La végétation de la région méditerranéenne. Essai d'une classification des groupements végétaux, *Revue générale de Botanique*, 42, 705-721.
- Emberger L., 1955.** Une classification biogéographique des climats. Recueil des travaux des laboratoires de botanique, géologie et zoologie de la faculté des sciences de l'université de Montpellier (Série Botanique), Fascicule 7, 3-43.
- Emsalem, R., 1989.** Climatologie générale (2 tomes : 276 et 255 p.) Entreprise Nationale du Livre. Alger.
- Escourou G., 1978.** Climatologie pratique. Masson, Paris, 172p.

- De Martonne, E. (1926).** Une nouvelle fonction climatique : l'indice d'aridité. La météorologie, Oct., 449-459.
- De Martonne EMM., 1940.** Traité de Géographie Physique. Sixième édition revue et corrigée. Tome premier. Notions générales, Climat, Hydrographie. Edition Armand Colin, 496 pages.
- De Martonne EMM, 1934.** Les régions arides du Nord Argentin et Chilien. In: *Bulletin de l'Association de géographes français*, N°79, 11e année, mai 1934. pp.
- De Parcevaux, S., Hubert, L. (2007).** Bioclimatologie. Concepts et applications. Editions Quae. c/o Inra, RD 10, 78026. Versailles Cedex, 324p.
- Defaut, B. (1990).** Un climagramme et un système d'étages phytoclimatiques utilisables simultanément en Afrique du nord et en Europe occidentale. Vie et Milieu / Life & Environment. pp.67-78, hal-03035513
- Gausсен, H. (1952).** L'indice xérothermique. Bull, Association.Géogr. Français, 10-16.
- Gavrilov, M. B., An, W., Xu, C., Radaković, M. G., Hao, Q., Yang, F., ... & Minasny, B., and McBratney, A.B. (2007).** "Digital soil mapping: a brief history and some lessons." *Geoderma*, 136(2), 169-176.
- Gausсен H., Bagnouls F. (1952).** L'indice xérothermique. Bulletin de l'Association de Géographes Français, 222-223, 10-16.
- Gillot, T. (2014).** Apport de l'étude des paléosols carbonatés et des climofonctions spécifiques aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques: application aux séries alluviales oligo-miocènes d'Europe occidentale (Doctoral dissertation, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris).
- Godard Alain et Martine Tabeaud (2012).** Les Climats : mécanismes, Variabilités, répartition 4^{ème} édition Armend Colin Paris.217 P
- Holdridge, L. R. (1947).** Determination of world plant formations from simple climatic data. *Science*, 105(2727), 367-368.
- Hengl, T., et al. (2017).** "SoilGrids250m: Global gridded soil information based on machine learning." *PLOS ONE*, 12(2), e0169748.
- Köppen W., 1918.** Classification climatique de type empirique. Paris, 324p.
- Köppen, W., & Geiger, R. (1928).** *Klimate der Erde*. Gotha: Verlag Justus Perthes.
- McBratney, A.B., Santos, M.L.M., and Minasny, B. (2003).** "On digital soil mapping." *Geoderma*, 117(1-2), 3-52.

Lacoste, A., & Salanon, R. (2001). Elément de biogéographie et d'écologie. 2ème éd. NATHAN. Paris. 300p.

Marković, S. B. (2019). Independent aridity and drought pieces of evidence based on meteorological data and tree ring data in Southeast Banat, Vojvodina, Serbia. Atmosphere journal, 10(10), 586.

Thornthwaite C.W., 1948. An approach toward a rational classification of climate. Geographical Review, january 1948, 55-94

Turc L., 1955. Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Annales Agronomiques*, **6 (1)**, 3-1UVED, 2011.

Tabeaud M., 2002. « Synthèse » : la climatologie générale. Armand Colin, Paris, 96p.

Pagney P., 1986. Etudes de Climatologie tropicale. Masson, paris, 206 p.

Rivas-Martínez, S., Rivas-Sáenz, S., Penas, A., & Díaz, T. E. (2011). Bioclimatic map of Europe: Bioclimates. 1:10.000.000. Madrid: University of León.

Rossiter, D.G. (2002). "Scientific methods to improve global soil mapping." Geoderma, 109(1-2), 3-15.

Vigneau J-P., 2007. « Géoclimatologie ». Ellipses, Paris, 334p.