

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية

Popular Democratic Republic of Algeria
Ministry Of High Education and Scientific Research
Abebes Laghrour University, Khenchela
Faculty of Nature and Life Science
Departement of Ecology and Environment



وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
جامعة عباس لغرور - خنشلة -
كلية علوم الطبيعة و الحياة
قسم علوم البيئة و المحيط

Polycopié pédagogique

BIOCLIMATOLOGIE

Cours destinés aux étudiants de :

LICENCE 3 : Ecologie et Environnement

Nom : DIB

Prénom : DOUNIA

MCA

Année universitaire : 2022- 2023

PREFACE

Ce polycopié de cours en Bioclimatologie, destiné aux étudiants en écologie, agronomie et sciences de l'eau, décrit les éléments qui composent la diversité des climats du monde et montre les outils de leur caractérisation. J'ai essayé de diversifier les sources d'informations et la façon de présentation afin qu'il soit abordable et compréhensible.

Les méthodes Statistiques élaborées sur des tableurs Excel permettent aux étudiants de l'exploiter dans leur manipulation dans de futurs mémoires et thèses.

Comportant quatorze parties, on peut les regrouper en trois grands thèmes :

Les éléments du climat et leur représentation graphique et sous forme d'indices

Le bilan hydrique et son évolution

La cartographie climatique et Bioclimatique et problèmes détectés

Ce manuscrit répond pleinement à l'objectif de la matière qui s'intéresse au développement de nos sociétés dans les décennies et siècles à venir.

Dr.DIB D

LISTE DE FIGURES

Figure 01. <i>L'Abri météorologique de STEVENSON</i>	04
Figure 02. <i>Pluviomètre (à gauche) et un pluviographe (à droite)</i>	05
Figure 03. <i>Abri météorologique incluant un Thermomètre à mercure, alcoolique et un Thermographe à gauche et à droite un Barographe (photos prises de la station d'El Hamma)</i>	09
Figure 04. <i>Héliographe (Station d'El Hamma)</i>	10
Figure 05. <i>Effet de la couverture nuageuse sur l'intensité de la perte d'énergie</i>	11
Figure 06. <i>Les différents types de nuages</i>	14
Figure 07. <i>Anémomètre à droite et une Girouette à gauche</i>	15
Figure 08-a-. <i>La circulation générale : Alizés, Vents d'ouest et vents polaires</i>	19
Figure 08-b-. <i>La circulation générale : vue de profil</i>	20
Figure 09. <i>Carte de pluviométrie de l'Inde montrant le phénomène de la mousson</i>	23
Figure 10. <i>Brisés de mer et de terre</i>	25
Figure 11. <i>Principales couches de l'atmosphère et leurs caractéristiques</i>	28
Figure 12. <i>Le rayonnement électromagnétique</i>	29
Figure 13. <i>Le Bilan thermique moyen terrestre</i>	30
Figure 14. <i>Variations des teneurs en CO₂ et CH₄ atmosphériques couplées à celles des températures</i>	33
Figure 15. <i>Cycle de destruction de l'ozone par le chlore</i>	35
Figure 16. <i>Variations mensuelles des températures moyennes de quelques stations au niveau mondial</i>	37
Figure 17. <i>Diagrammes ombrothermiques de quelques stations Algériennes</i>	39

Figure 18. <i>Carte globale de distribution des régions arides</i>	45
Figure 19. <i>Le bilan hydrique simplifié</i>	49
Figure 20. <i>La relation entre le LAI et le nombre de jours de sécheresse</i>	51
Figure 21. <i>Les états de l'eau dans le sol</i>	53
Figure 22. <i>Présentation des résultats du calcul du bilan hydrique</i>	56
Figure 23. <i>Bilan d'énergie et de l'eau pour une prairie et une forêt à Plynlimon (Royaume uni)</i>	57
Figure 24. <i>Délimitation des steppes Algériennes</i>	58
Figure 25. <i>Les eaux sauvages des régions arides</i>	60
Figure 26. <i>Schéma simplifié de l'ETP</i>	61
Figure 27. <i>Principe d'un lysimètre drainant</i>	65
Figure 28. <i>Climagramme d'EMBERGER (Abaque)</i>	69
Figure 29. <i>Effet du relief sur la circulation des masses d'air</i>	72
Figure 30. <i>Effet du relief sur la circulation des masses d'air</i>	74
Figure 31. <i>Effet de l'angle d'incidence</i>	76
Figure 32. <i>Effet du relief sur le bilan de rayonnements</i>	77
Figure 33. <i>Relation photosynthèse – Energie lumineuse</i>	85
Figure 34. <i>Classification climatique de KOPPEN</i>	96
Figure 35. <i>Découpage de l'aire du bassin</i>	99
Figure 36. <i>Exemple de résultat obtenu</i>	100
Figure 37. <i>Carte d'isohyètes du Nord Algérien</i>	101
Figure 38. <i>Carte mondiale d'isothermes</i>	102
Figure 39. <i>Comparaison entre Cartes de Biomes terrestres et Carte des climats</i>	103

LISTE DE TABLEAUX

Tableau 01. <i>Echelle de Beaufort</i>	15
Tableau 02. <i>Récapitulatif des principaux éléments du climat et leur unité/appareil de mesure</i>	16
Tableau03. <i>Valeurs de l'albédo par types de surface</i>	31
Tableau 4. <i>Exemple de calcul du bilan hydrique (données recueillis depuis la station synoptique d'Alger)</i>	56
Tableau 5. <i>Les méthodes d'estimation de L'ETP les plus utilisées</i>	66
Tableau 6. <i>Valeurs de degré-jour des quelques variétés</i>	81
Tableau 07. Exemple de calcul	83
Tableau 08. <i>Calcul des $A_i \cdot P_i$</i>	99

SOMMAIRE

Introduction	1
1. Climatologie générale.....	1
1.1. Météorologie, climatologie, relation entre les deux sciences	1
a- La météorologie	1
b. La climatologie et le climat	2
La climatologie	2
c-La bioclimatologie	2
1.2. Le temps et les types de temps	3
-Les types de temps d'un climat méditerranéen	3
L'échelle spatiale	3
Echelle régionale	3
Echelle topo climatique	4
Echelle microclimatique	4
2. Les données climatologiques : sources de données, exploitation de données, leur applications et images satellites (Météosat)	4
2.1. Mesures en surface	5
•Pluviosité	5
•La Température	6
•La pression atmosphérique	6
•L'humidité relative de l'air	7
• L'ensoleillement et rayonnement solaire	10
• Nébulosité	11
•mécanismes de condensation et précipitation	11
•Types de nuages	13
•Le vent	14
2.2. Mesures en Altitude	16
•Observation satellitaire	16

●Observation radar	17
●Observation marine	17
a) Navires météorologiques stationnaires	17
b) Bateaux feux	17
c) Navires sélectionnés	17
d) Bouées fixes ou dérivantes	18
3. Mécanismes de la circulation générale des systèmes des vents	18
3.1.Caractéristiques de la circulation selon la latitude	18
3.2. Les variations locales	20
3.2.1. La mousson	20
3.2.2. La brise	23
● La brise de mer	23
●La brise de terre	24
4. L'air et la structure et dynamique des couches	25
4.1. Définition de l'atmosphère	25
4.2. La composante gazeuse	26
4.3. Structure verticale	26
● Troposphère	26
● Stratosphère	27
Mésosphère et Asthénosphère (thermosphère)	27
5. Bilan thermique à la surface de la terre	29
5.1. Le rayonnement net à la surface de la terre	29
5.2. Variations géographiques du bilan de rayonnement	30
5.3. Mise en évidence de l'albédo de la surface terrestre	31
5.4. Problèmes particuliers	31
5.4.1. L'excès en CO₂ et Effet de serre	31
●Qu'est ce que l'effet de serre?	32
●Le réchauffement climatique	32

5.4.2. L'ozone stratosphérique et troposphérique	34
6. Classification climatique physique	36
6.1. Les indices climatiques globaux	36
6.2. Les indices climatiques de production	36
6.3. Classification basée sur la température	37
6.4. Classification climatique fondée sur les données de précipitations (P) et/ou de températures (T)	38
• L'indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)	38
• Facteur de pluie de Lang (1915-1920)	38
• Le diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)	38
7. L'Aridité	40
7.1. Définition	40
7.2. Les différents indices d'aridité et leur évolution	41
7.2.1. Indice d'aridité de LANG (1915)	41
7.2.2. Indice d'aridité de DE MARTONNE (1926)	41
7.2.3. Indice xérothermique	42
7.2.4. Indice d'arido-humidité de GIACOBBE (1938)	43
7.3. Les régions arides dans le monde, en Afrique et au Maghreb	44
8. Hydrologie	46
8.1. Hydrologie de surface et souterraine	46
8.2. Bilans de l'eau ou Bilan hydrique	49
8.2.1. Les termes du bilan hydrique	49
• Les entrées	50
• Les sorties	51
• Les stocks d'eau	52
8.2.2. Principe de calcul d'un bilan hydrique	54
• Calcul du bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite et Mather (1955 et 1957)	54
8.3. Problèmes spécifiques aux forêts	57

8.4. Problèmes spécifiques aux Steppes	58
8.5. Problèmes spécifiques au Sahara	59
9. Les bilans hydriques	61
9.1. Définition	61
ETP	62
ETM	62
ETR	62
9.3.Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration(ETR)	63
•L'évaporomètre Piche	63
•Les cases lysimétriques	64
9.4.Formules d'estimation de l'évapotranspiration(ETP)	66
10. Methodes de caractérisation du climat méditerranéen	67
10.1. Méthode d'EMBERGER (1932)	67
10.2.Méthodes dérivées	67
Indice de sécheresse estivale de Giacobbe	67
Indice de sécheresse de Birot	67
11.Utilisation des synthèses bioclimatiques à des problèmes d'écologie appliquée (Notion d'échelles)	70
*Les topoclimats de bord de mer	70
*Les topoclimats de plaine	70
*Les topoclimats de montagne	70
ACTIONS DYNAMIQUE ET THERMIQUE DU RELIEF	71
1-Le vent	71
2-La pression atmosphérique	72
3-Les températures	73
<i>L'effet de foehn</i>	73
ACTION HYDRIQUE DU RELIEF	75
ACTION DU RELIEF SUR LE BILAN RADIATIF	75

Modification du bilan radiatif	75
Orientation et inclinaison de la pente	76
12. Relations végétation-climat	78
12.1.Action des facteurs extérieurs sur la croissance et le développement	78
12.1.1. La température et son action sur les plantes	79
●Action de la température sur le développement : thermoperiodisme et vernalisation	79
a-Thermoperiodisme annuel	79
b-La vernalisation : traitement des semences ou des plantes par le froid	79
 ●Action de la température sur la croissance	79
 *Loi des sommes de températures	80
12.1.2. LES RAYONNEMENTS ET LA PRODUCTION	83
a) Le photopériodisme	84
B) Production de matière sèche	85
12.2.QU'EST-CE QU'UNE CONTRAINTE HYDRIQUE ET UNE SÉCHERESSE	87
 A) LA CONTRAINTE HYDRIQUE DE LA PLANTE	88
 B) LA SÉCHERESSE	89
 C) SUIVI DES BESOINS EN EAU	91
13.Classification biologique des climats	93
14. Cartographie climatique et bioclimatique	97
14.1. CALCUL DE LA PLUIE MOYENNE SUR UN BASSIN VERSANT REPRESENTATIVITES LOCALE ET REGIONALE DES MESURES	97
 CALCUL PAR LA MOYENNE ARITHMETIQUE	97
 CALCUL DE LA MOYENNE PAR LA METHODE DE THIESSEN97	97
 CALCUL DE LA MOYENNE PAR LA METHODE DES ISOHYETES	100
14.2. Cartographie de températures	102
14.3. Cartes bioclimatiques	102

Introduction

La distribution géographique des plantes et leur comportement sont la résultante de l'action, tant passée que présente, de facteurs internes, propres aux organismes, et externes, propres aux milieux où ils vivent (facteurs écologiques). L'*aire* de chaque espèce, c'est-à-dire *la surface* sur laquelle elle se développe dépend 1) de l'histoire de la plante aux temps géologiques et récents, 2) de son aptitude à la migration et de son adaptation aux points de vue physiologique aux nouveaux milieux qu'elle peut atteindre, et 3) des facteurs du milieu et de leurs variations. Ces facteurs externes agissent directement ou indirectement et interagissent d'une façon plus ou moins complexe.

1.Climatologie générale

1.1. Météorologie, climatologie, relation entre les deux sciences

Avant de déterminer la relation entre la météorologie, la climatologie et la bioclimatologie on doit présenter leurs définitions.

a-La météorologie

La météorologie est l'étude du temps, elle fait appel à la physique de l'atmosphère pour expliquer et comprendre le temps. Elle étudie les processus mécaniques et physiques qui déterminent l'évolution du temps.

La météorologie a deux tâches fondamentales.

- **L'observation de l'atmosphère et la mesure des variables atmosphériques**
Ce sont les précipitations, l'humidité de l'air, la pression atmosphérique, le vent, l'ensoleillement et la température.
- **Prévoir le temps à partir des mesures effectuées**
C'est un domaine très technique réservé à des spécialistes, les météorologues s'intéressent particulièrement aux individus météorologiques.

La météorologie est une science qui d'abord aboutit à une explication rationnelle des processus atmosphériques ensuite à une prévision de son état futur.

b. La climatologie et le climat

Le climat peut être défini comme la combinaison des états de l'atmosphère (précipitation, température, vent, ensoleillement, vent...) en un lieu donné et sur une période définie (mois, année, décennie...). Le terme climat du latin *klima*, inclinaison, emprunté du grec – désigne étymologiquement l'angle entre les rayons solaires et la surface terrestre.

La climatologie

Est la science de l'atmosphère qui a pour objectif la description synthétique, le classement et l'explication de la répartition des différents types de climats dans un cadre géographique. Les observations météorologiques archivées sur le plus grand nombre possible de sites géographiques (en surface et en altitude), et d'années pour chaque site, constituent le matériel statistique grâce auquel la climatologie étudie l'état physique moyen de l'atmosphère et ses variations dans le temps et l'espace. Ainsi peut-elle examiner les caractéristiques et l'évolution du climat global mais aussi discriminer et classer à différentes échelles du climat divers types de climat, dont elle s'efforce alors de préciser les localisations géographiques, les fluctuations à court et à long terme et, pour finir, les causes de leur répartition dans l'espace et de leur évolution dans le temps. Jusqu'à la fin des années 1950, les objectifs étaient essentiellement descriptifs ; après cette date, ils se sont surtout orientés vers l'explication du temps et des phénomènes atmosphériques, et, depuis le début des années 1980, vers l'analyse et la prévision des changements climatiques.

c. La bioclimatologie

Se définit comme une branche de l'écologie qui étudie les relations entre les êtres vivants et les caractéristiques physiques du milieu ambiant. Ces caractéristiques sont liées à des phénomènes énergétiques de nature climatique tels que les facteurs radiatifs, thermiques et hydriques.

1.2. Le temps et les types de temps

Le temps est un état moyen de l'atmosphère, mais c'est aussi la succession d'états, ordinaires ou exceptionnels. Ces situations atmosphériques peuvent revêtir l'aspect de contraintes climatiques, dont la fréquence ou la gravité déterminent le caractère attractif ou répulsif d'un climat donné.

-Les types de temps d'un climat méditerranéen

Les états successifs de l'atmosphère se rattachent toujours à un petit nombre de types de temps caractéristiques ; ainsi, on en distingue :

Les beaux temps : beau temps froid d'hiver, à ciel clair et basses températures

beau temps chaud d'été ; très chaud quand le vent souffle du sud.

Les mauvais temps mauvais temps d'hiver, avec de la pluie et des températures clémentes

Mauvais temps d'hiver, froid et neigeux ;

Mauvais temps des saisons intermédiaires ;

Temps « pourri » d'été, froid et pluvieux (inexistant en Algérie) ;

Temps orageux d'été, généralement passager.

1.3. Notion d'échelle en climatologie

On distingue deux grands groupes d'échelles :

- Echelle spatiale.
- Echelle temporelle.

L'échelle spatiale

- **Echelle régionale**

C'est une échelle d'espace d'ordre de 100 Km. Les paramètres météorologiques mesurés permettent de mieux la définir. Ce climat régional est influencé par la disposition du relief et la proximité de la mer.

- **Echelle topo climatique**

Échelle d'espace d'ordre de 10 Km, comme son nom l'indique le climat est fortement influencé par la disposition géographique du relief et l'orientation du site.

- **Echelle microclimatique**

D'ordre de 100m. au sein d'un même topo climat s'emboîte une multitude de microclimat. Ex : au niveau d'une parcelle agricole nous avons la proximité d'une haie ou d'une étendu d'eau.

2.Les données climatologiques : sources de données, exploitation de données, leur applications et images satellites (Météosat)

Les mesures au sol de grandeurs météorologiques telles que la température ou l'humidité donnent des résultats différents suivant l'environnement des instruments chargés de ces mesures : par exemple, un thermomètre non protégé du soleil évaluera non pas la température, mais un « mélange » de cette température et du flux de rayonnement. Pour éviter pareil inconvénient, et pour que les mesures obtenues aient par conséquent la même signification physique en tout lieu et à tout moment, on place les instruments à l'intérieur d'un abri météorologique, l'abri de STEVENSON (du nom de son inventeur en 1864). C'est une boîte en bois ou en métal, qui ne conduit pas la chaleur, placée à 1,5 m du sol. Les parois de l'abri sont faites de lattes blanches pour réfléchir le rayonnement solaire et laisser passer l'air.



Figure 01. *L'Abri météorologique de STEVENSON*

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

2.1. Mesures en surface

●Pluviosité

Les précipitations regroupent les différentes formes sous lesquelles l'eau solide ou liquide contenue dans l'atmosphère se dépose à la surface du globe. Elles font partie des hydrométéores, ensemble de particules d'eau liquides ou solides. Le refroidissement de l'air entraîne une augmentation de l'humidité. Au fur et à mesure que l'air s'élève, l'humidité augmente. Lorsque l'air est saturé d'eau, il doit se débarrasser de cet excès. Le phénomène de condensation commence.

Les noyaux de condensation amorcent la formation des gouttelettes d'eau. Ils peuvent être d'origines très différentes comme les particules de sel marin, la fumée d'industries chimiques, la poussière... Leur concentration varie en fonction de la situation géographique.

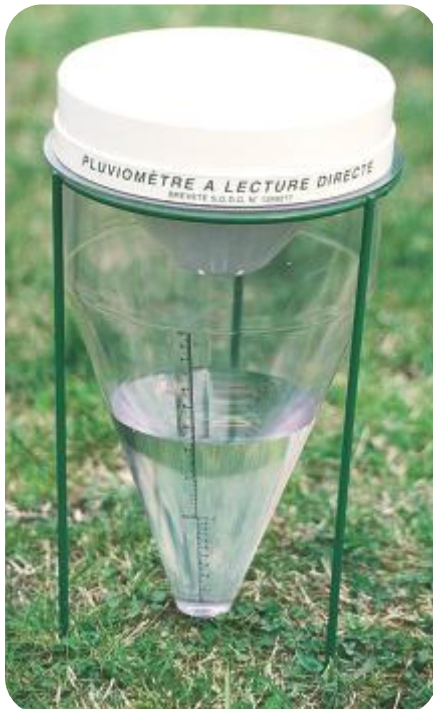


Figure 02. *Pluviomètre (à gauche) et un pluviographe (à droite)*

<https://www.annabac.com/annales-bac/pluviometre>

La pluviosité est mesurée à l'aide d'un pluviomètre de surface réceptrice de 400 cm² situé, pour les stations du réseau Météo-France, dans un lieu découvert : **1 mm d'eau recueillie dans le récepteur équivaut à un volume de 1 litre par mètre carré soit dix mètres cubes par hectare.**

●La Température

C'est un paramètre essentiel qui conditionne toutes les activités physiologiques et les réactions chimiques (rôle de la température dans la réactivation du cambium et la levée de dormance, dans l'inhibition de la photosynthèse...). La température de l'air dépend du rayonnement solaire, de la pression de l'atmosphère, de sa composition en gaz. Les variations de la température de l'air sont fortement tamponnées par l'humidité atmosphérique et c'est en zone aride que les plus fortes amplitudes thermiques journalières sont observées.

Par convention, le thermomètre est placé à l'intérieur d'une enceinte en matériau isolé, peinte en blanc, placée à 1,5 m du sol, le but étant de limiter les rayonnements solaires réfléchis par le sol. La température est exprimée en Degrés Celsius (°C) ou degrés Fahrenheit (°F) aux Etats-Unis :

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

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

La température et sa variation diurne varient en fonction du lieu de l'observation : Latitude, stations maritimes ou continental, hauteur de la station, nébulosité. Outre les mesures de températures maximale et minimale, l'ambiance thermique d'une région peut également être décrite par le nombre de jours de gel, le nombre de jours sans dégel, par la longueur de la période de gel, par le nombre de jours dépassant le seuil de 25°C... . La température diminue de l'équateur au pôle.

●La pression atmosphérique

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

● **L'humidité relative de l'air**

L'humidité de l'air est la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air atmosphérique. La tension de la vapeur d'eau (e), mesurée en Pascal (Pa), représente la pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air considéré comme un mélange gazeux. Dans les régions tempérées, elle est souvent de l'ordre de 10 hectopascals, mais varie fortement selon les saisons et le type de temps. A une température donnée, cette quantité ne peut dépasser une valeur déterminée, d'autant plus élevée que la température est elle-même plus élevée.

Cette valeur pour laquelle l'air est saturé est appelée tension maximum de la vapeur d'eau (e_w) pour cette température. La différence ($e_w - e$) est le déficit de saturation de l'air. A chaque instant, le rapport de la tension de la vapeur d'eau (e), réellement observée à cet instant, à la tension maximum de la vapeur d'eau (e_w), correspondant à la température de l'air et à la pression atmosphérique au même moment, représente l'humidité relative (U) ou degré hygrométrique de l'air. L'humidité relative compare donc la quantité d'eau présente dans l'air à la quantité qu'il faudrait pour saturer cet air à une température donnée. Par exemple, si l'humidité relative est de 50 %, cela signifie que l'air contient la moitié de la quantité maximale de vapeur d'eau qu'il peut contenir. Une humidité relative de 0% correspond à un air totalement dépourvu de vapeur, tandis que la valeur 100% correspond à la saturation.

L'humidité relative de l'air est la grandeur la plus utilisée en climatologie car c'est elle qui renseigne le plus sur l'éloignement de l'air de son point de saturation et correspond aux impressions courantes d'humidité et de sécheresse. D'une façon générale, on considère qu'un air est sec quand son humidité relative est inférieure à 35% et qu'il est humide quand celle-ci est supérieure à 70%. En climat tempéré, elle dépasse souvent 90% en fin de nuit et peut descendre en dessous de 40% en début d'après midi. Cette variation diurne est inverse de celle de la température.

En effet, la tension de vapeur d'eau (e) est sensiblement constante au sein d'une masse d'air.

En revanche, la tension maximale (e_w) est une fonction croissante de la température. Plus la température de l'eau est élevée, plus il doit y avoir de molécules d'eau dans l'air pour que la saturation soit atteinte.

Ce qui veut dire que, pour une même quantité de vapeur d'eau dans l'air, l'humidité relative sera plus grande si la température est basse. Le rapport e/e_w est donc minimal au moment du maximum de température et maximal au moment du minimum de température.

La capacité hygrométrique de l'air croît rapidement avec la température : plus l'air est chaud, plus il peut contenir d'humidité. 1 m³ d'air peut contenir au maximum environ : 1 g d'eau à 20 °C, 5 g d'eau à 0 °C, 18 g d'eau à 20°C, 30 g d'eau à 30 °C... Par exemple, avec une température de 5°C, l'air qui contiendrait 6 g/m³ de vapeur d'eau nous paraîtrait très humide car la saturation à cette température se fait à 6,8 g/m³ et le rapport e/e_w serait donc égal à 88 %. Par contre à 22,5°C, l'air ayant le même degré hygrométrique serait ressenti comme extrêmement sec, puisque la tension maximale ne serait atteinte qu'à 20 g/m³. Le rapport e/e_w serait alors seulement de 30 %.

Important

L'humidité de l'air est un élément capital car elle conditionne largement les échanges hydriques entre le sol, les plantes et l'atmosphère. Le pouvoir évaporant de l'air, c'est-à-dire sa capacité à accepter de la vapeur d'eau, est directement fonction du déficit de saturation ($e_w - e$) que l'on retrouve plus ou moins directement dans les formules des indices climatiques et les formules physiques exprimant l'évapotranspiration d'un couvert végétal.

La mesure de l'humidité relative de l'air s'effectue sous abri, généralement à l'aide d'un psychromètre. Cet appareil comporte un thermomètre entouré d'une mousseline mouillée en permanence (Température humide) et un thermomètre sec (Température sèche). Le thermomètre mouillé indique normalement une température plus basse que celle du thermomètre sec. C'est que de l'eau s'évapore du coton imbibé et on sait que l'évaporation produit un refroidissement. À cause de l'évaporation, l'eau qui reste dans le coton se refroidit et le thermomètre indique une température plus basse que le thermomètre sec. Plus l'air est sec, plus il y a d'eau qui s'évapore du coton et plus la température du thermomètre mouillé est basse. La différence de température entre les deux thermomètres est donc d'autant plus grande que l'air est sec.

Au contraire, si l'air est très humide, peu d'eau s'évaporerait du coton et la température du thermomètre mouillé diminuerait moins. Lorsque l'air est saturé (100 % d'humidité relative), il n'y a pas d'évaporation et le thermomètre mouillé indique la même température que le thermomètre sec.



Figure 03. Abri météorologique incluant un **Thermomètre à mercure, alcoolique** et un **Thermographe** à gauche et à droite un **Barographe** (photos prises de la station d'El Hamma) (prises par l'auteur)

• **L'ensoleillement et rayonnement solaire**

L'ensoleillement est la durée pendant laquelle un lieu subit le rayonnement direct du soleil. Il dépend de la position géographique du lieu (latitude) et de la nébulosité. Le climat lumineux d'un lieu dépend de la durée, de l'horaire de distribution, de l'intensité et de la qualité de l'insolation.

La durée d'insolation se mesure généralement à l'aide d'un héliographe (**figure 03**). Cet instrument enregistre la durée d'insolation, c'est-à-dire les intervalles de temps pendant lesquels le disque solaire est visible ou pendant lesquels le rayonnement solaire atteint une intensité suffisante pour produire des ombres portées sur le sol ; cette intensité correspond à un éclairage énergétique égal ou supérieur à 120 W.m^{-2} .



Figure 04. Héliographe (Station d'El Hamma)
(Prise par l'auteur)

● **Nébulosité**

Au cours de la journée et en contact avec une masse nuageuse, le rayonnement solaire (S) est réparti en rayonnement réfléchi (R), rayonnement diffus (D) et rayonnement absorbé (A) et donc seule une partie de l'énergie solaire atteint la surface du sol. Ainsi, au cours de la journée, un ciel nuageux permet la diminution du réchauffement de la surface terrestre.

Au cours de la nuit, un ciel nuageux permet la réduction de la perte d'énergie de la Terre par rayonnement infra-rouge et donc diminution du refroidissement de la Terre.

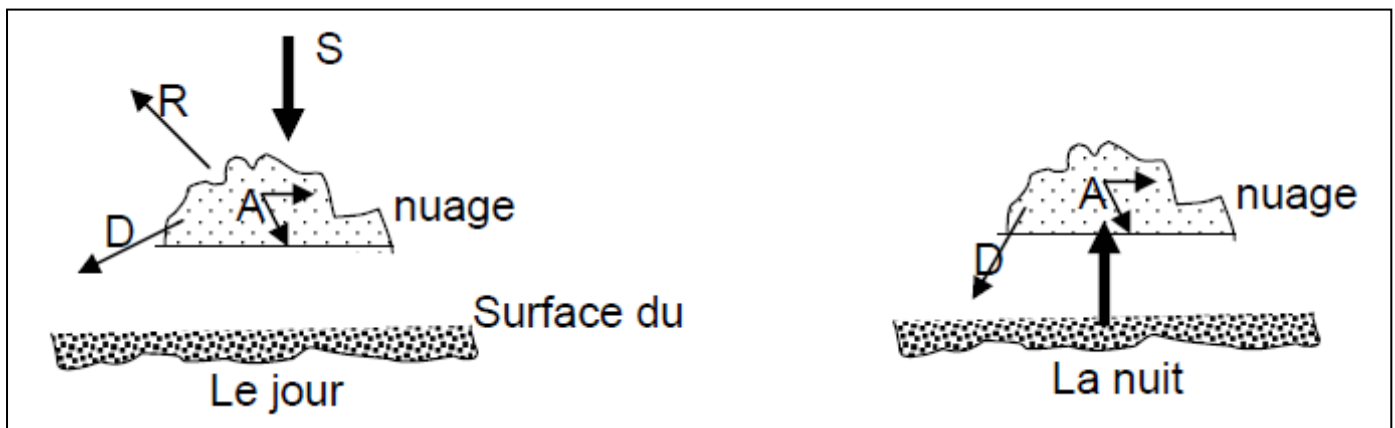


Figure 05. Effet de la couverture nuageuse sur l'intensité de la perte d'énergie

(El khatiri, 2003)

● **mécanismes de condensation et précipitation**

Les précipitations regroupent les différentes formes sous lesquelles l'eau solide ou liquide contenue dans l'atmosphère se dépose à la surface du globe. Elles font partie des hydrométéores, ensemble de particules d'eau liquides ou solides. Le refroidissement de l'air entraîne une augmentation de l'humidité. Au fur et à mesure que l'air s'élève, l'humidité augmente. Lorsque l'air est saturé d'eau, il doit se débarrasser de cet excès. Le phénomène de condensation commence.

Les noyaux de condensation amorcent la formation des gouttelettes d'eau. Ils peuvent être d'origines très différentes comme les particules de sel marin, la fumée d'industries chimiques, la poussière...

Leur concentration varie en fonction de la situation géographique. Elle peut atteindre 10 000 par cm^3 sur les continents, alors qu'elle est de l'ordre de 100 à 1000 par cm^3 au niveau des océans. Les gouttelettes d'eau se forment par condensation de vapeur d'eau autour du noyau. Elles croient ensuite par collision les unes avec les autres. Lorsqu'elles sont suffisamment lourdes, elles tombent vers le sol malgré les courants ascendant de l'air.

Elles augmentent en taille lorsqu'elles rencontrent d'autres gouttelettes sur leur passage, elles deviennent des gouttes de pluie. Le diamètre d'une gouttelette dans un nuage est *d'environ 10 microns et de 3 mm pour les gouttes de pluie*. La formation de grêlons dépend de la présence de forts courants d'air ascendants. Les gouttelettes de pluie qui commençaient à tomber sont alors renvoyées dans le nuage.

Ces dernières vont alors geler et se recouvrir d'un revêtement de vapeur d'eau gelée. On peut trouver simultanément dans un nuage des gouttelettes d'eau et des cristaux de glace, même à une température négative.

Il existe un transfert perpétuel de vapeur d'eau, provenant de l'air et des gouttelettes surfondues, vers ces cristaux de glace et inversement. C'est le second mécanisme de croissance de la précipitation ou mécanisme de Bergeron. Lorsque le cristal croit, sa masse augmente. Lorsqu'il devient assez lourd pour vaincre les mouvements ascendants, il tombe vers le sol et capture à son passage d'autres cristaux. C'est le flocon de neige. Formées à partir d'un noyau glaciogène, les particules de neige ont leur structure qui évolue en fonction de la température.

Si lors de la descente, la température s'élève au dessus du point de congélation, c'est une goutte de pluie qui atteindra le sol. La pluviosité est mesurée à l'aide d'un pluviomètre de surface réceptrice de 400 cm^2 situé, pour les stations du réseau Météo-France, dans un lieu découvert : *1 mm d'eau recueillie dans le récepteur équivaut à un volume de 1 litre par mètre carré soit dix mètres cubes par hectare*.

Contrairement à ce qui se passe pour la température, dont la variation dans le temps est continue, les pluies caractérisent un phénomène discontinu : les périodes pluvieuses alternent avec les périodes sans pluie, sans qu'il soit possible de préciser ni leur durée ni la façon dont elles se répartissent au cours de l'année.

Les expressions météorologiques de « mois sec » ou de « mois pluvieux », fondées uniquement sur la considération des moyennes pluviométriques doivent être considérées avec précautions quand on s'intéresse à des processus biologiques.

Le mois constitue également une unité de temps arbitraire qui ne cadre pas forcément avec la répartition inégale des pluies au cours de l'année. De plus, pour un même total annuel, des pluies régulièrement réparties sur l'ensemble de l'année auront des répercussions très différentes sur le comportement des essences que des précipitations soudaines très abondantes sur une courte période.

Ainsi, outre les totaux mensuels ou annuels, il est également important en écologie de considérer le nombre de jours de pluie (pluie > 0,1 mm), la durée des précipitations (jours, heures, minutes) et l'intensité (en mm d'eau par heure par exemple).

●Types de nuages

Nous les voyons tous les jours, sous toutes les formes mais savez-vous ce qu'ils signifient ? Savez-vous reconnaître un Cumulonimbus d'un Cumulus ? Faire la différence entre nuages Haut, Moyen et Bas ? Alors, découvrez ci-dessous ce cours ayant pour but de vous expliquer simplement la différence entre les nuages que nous retrouvons au-dessus de nos têtes.

Ce sont des milliers, parfois des millions de tonnes d'eau qui flottent ainsi sans effort au-dessus de nos têtes ; un « jeune cumulus » en voie de développement, dont la base couvrirait 1 km² et qui aurait 2 000 m de développement vertical, représente au minimum 1 000 tonnes d'eau...

Quant au cumulo-nimbus d'orage, s'étendant sur quelques kilomètres carrés et grimant jusqu'à 6 ou 8 000 m, il peut représenter de 50 000 à 300 000 tonnes d'eau selon les saisons ou la latitude. Par contre, les cumulus de beau temps à leur naissance, les voiles légères de brumes ou de brouillard à faible développement vertical représentent peu de chose : quelques milliers ou centaines de litres, beaucoup moins pour de petits nuages isolés.

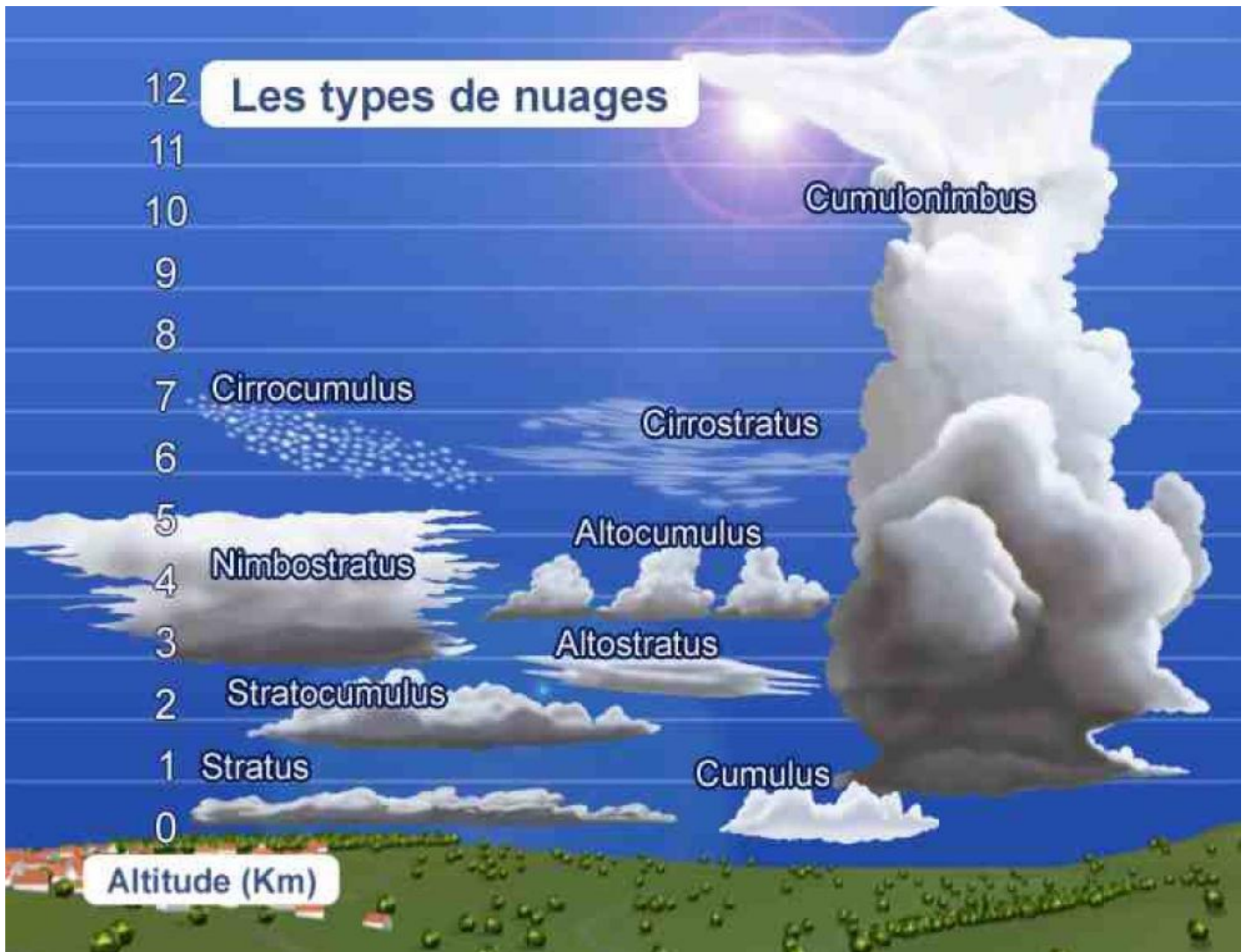


Figure 06. Les différents types de nuages

<https://jeretiens.net/les-differents-types-de-nuages/>

●Le vent

Le vent est la conséquence du déplacement de l'air. C'est la résultante des forces de pression. Il est caractérisé par sa vitesse, exprimée généralement en kilomètre par heure (km/h), ou en nœuds dans le milieu de la météorologie, et sa direction ou provenance, indiquée en degré par rapport au Nord ou à l'aide d'une rose des vents.

Le vent peut avoir une action mécanique (érosion du sol, déformation des arbres...) ou physiologique (assèchement des surfaces ou au contraire vecteur d'air humide...).

Tableau 01. Echelle de Beaufort

Vitesse du vent		Pression dynamique kg/m^2	Equivalent Beaufort
<i>m/s</i>	<i>Km/h</i>		
1	3.6	0	1 très légère brise
5	18	1.6	3 petites brises
10	36	6.3	5 bonnes brises
20	72	25	8 coups de vent
30	108	56.3	11 violente tempête
40	144	100	12 Uragon

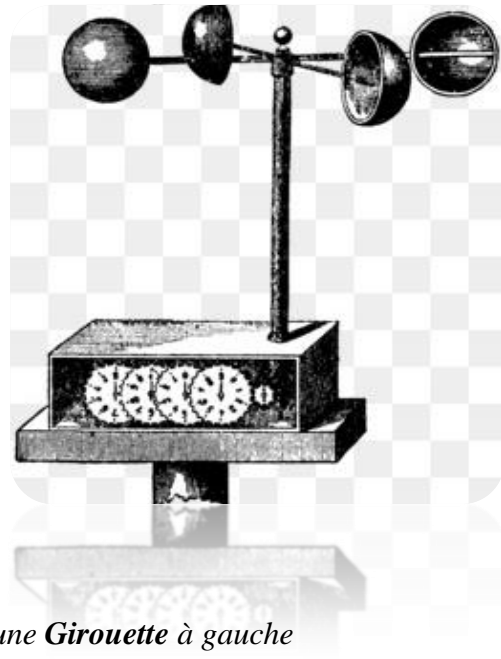
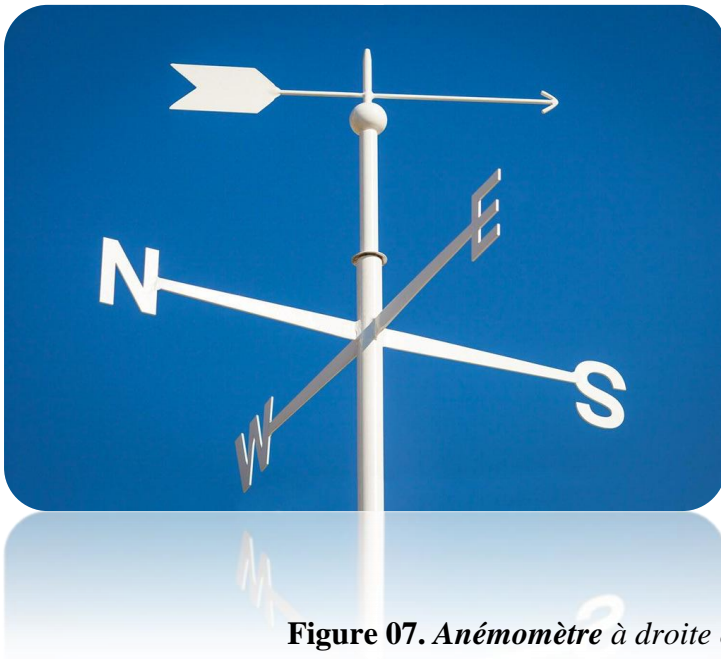


Figure 07. Anémomètre à droite et une Girouette à gauche

<https://www.toiture-tout-materiaux.fr/fabrication-de-girouette>

Tableau 02. Récapitulatif des principaux éléments du climat et leur unité/appareil de mesure

Paramètre		Unité de mesure	Appareil de mesure
Précipitations		Millimètres (1mm=1L/m ²)	Pluviomètre /pluviographe
Température		°Celsius/ °Fahrenheit/ °kalvin	Thermomètre/ thermographe
Pression		Bar /mmHg	Baromètre/ barographe
Humidité		g/cm ³	Hygromètre
Humidité relative		% (pourcent)	Calculée
Ensoleillement		Minute / Heure	Héliographe
Nébulosité		Mesure en huitième	Observée
Vent	Vitesse	m/s ou km/h	Anémomètre
	Direction	N-S-E-O	Girouette
Intensité lumineuse		Pyranomètre	Watt/m ²

2.2. Mesures en Altitude

Elle se fait par :

- Le radiosondage (à 00TU et 12TU): la radiosonde permet de mesurer la température, la pression, l'humidité et le vent
- Le radio-vent (à 06TU et 18TU) mesure le vent

●Observation satellitaire

Deux types de satellites sont utilisés:

- Satellites géostationnaires
- Satellites défilent

Les "images" envoyées par les satellites nous informent sur :

- la couverture nuageuse
- la température de surface
- les mouvements atmosphériques

- les températures de surface de la mer
- le vent

● **Observation radar**

Les radars permettent de faire des mesures estimatives des précipitations (quantité et intensité) d'une manière quasi instantanée. Ils permettent surtout de suivre l'évolution spatiale des systèmes pluvieux et orageux (via l'analyse de la distribution spatiale des masses nuageuses précipitantes) et ils jouent un grand rôle dans la prévision météorologique immédiate (une heure à 6 heures) qui aidera à, l'assistance aux gestionnaires de l'eau et des réseaux urbains d'assainissement et à la protection civile.

● **Observation marine**

En dehors des observations en surface et des observations en altitude classiques, les observations en mer comportent d'autres éléments:

- des mesures bathythermiques sont effectuées en certains points des mers et océans jusqu'à une profondeur de 450 mètres (le plus souvent)
- l'état de la mer (hauteur, direction, période de la mer du vent et de la houle)
- des enregistrements de houle sont également effectués (bouées accélérométriques)

Le réseau d'observation en mer se comporte de:

a) Navires météorologiques stationnaires NMS De plus des observations marines décrites plus haut, les NMS effectuent des observations horaires de surface et des observations en altitude.

b) Bateaux feux Les bateaux feux sont des unités qui exécutent presque toutes les observations synoptiques de surface et occupent en permanence des points fixes en zones littorales ou proches du littoral où les conditions météorologiques diffèrent de celles régnant à la cote ou au large.

c) Navires sélectionnés Ce sont des navires de la marine marchande ou des navires de pêche. Ils font au cours de leurs voyages sur toutes les mers des observations météorologiques aux heures synoptiques qu'ils consignent dans un carnet et qu'ils transmettent après codage par voies radioélectriques.

d) Bouées fixes ou dérivantes Les bouées sont munies de stations météorologiques automatiques et interrogées par satellite. Elles fournissent les valeurs des paramètres courants : V, P, T, houle et, éventuellement pour celle qui se déplacent, une idée des courants superficiels.

3. Mécanismes de la circulation générale des systèmes des vents

À chaque instant, la Terre reçoit de grandes quantités d'énergie venant du soleil. Cette énergie reçue sous forme de rayonnements n'est pas répartie uniformément à sa surface. En effet, la sphéricité de la Terre fait que l'énergie reçue est plus importante sur la zone équatoriale, soit à la perpendiculaire des rayons du soleil, qu'aux pôles, donc à la parallèle des rayons du soleil. Ce rayonnement va être confronté à l'atmosphère puis à la surface de la Terre.

La circulation atmosphérique se caractérise par le mouvement à l'échelle planétaire des différentes masses d'air entourant la Terre ce qui redistribue l'énergie solaire en conjonction avec la circulation océanique.

3.1. Caractéristiques de la circulation selon la latitude

Le modèle général pour expliquer la circulation atmosphérique est connu sous le nom de modèle tri-cellulaire. Ce modèle aide à expliquer les différences dans les ceintures de pression, les températures et les précipitations, et comment l'atmosphère tente d'égaliser les différences d'énergie du bilan thermique global entre les pôles et l'équateur.

Ce modèle tri-cellulaire est constitué de trois cellules :

- **La première zone Cellule de Hadley** se situe entre l'équateur et 30 degrés N et S où l'on retrouve des vents réguliers soufflant du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans celui du sud : les alizés. Les navigateurs à voile ont depuis longtemps utilisé cette zone de vents réguliers pour traverser les océans (ITCZ).
- **La deuxième Cellule de Ferrel** se situe aux latitudes moyennes et est caractérisée par des systèmes dépressionnaires transitoires sous une circulation d'altitude généralement d'ouest ;

- La troisième, cellule polaire se retrouve respectivement au nord et au sud des 60e parallèles nord et sud avec une circulation de surface généralement d'est. Entre ces trois zones, à une altitude variant entre 6 et 15 km, on retrouve les courant-jets.

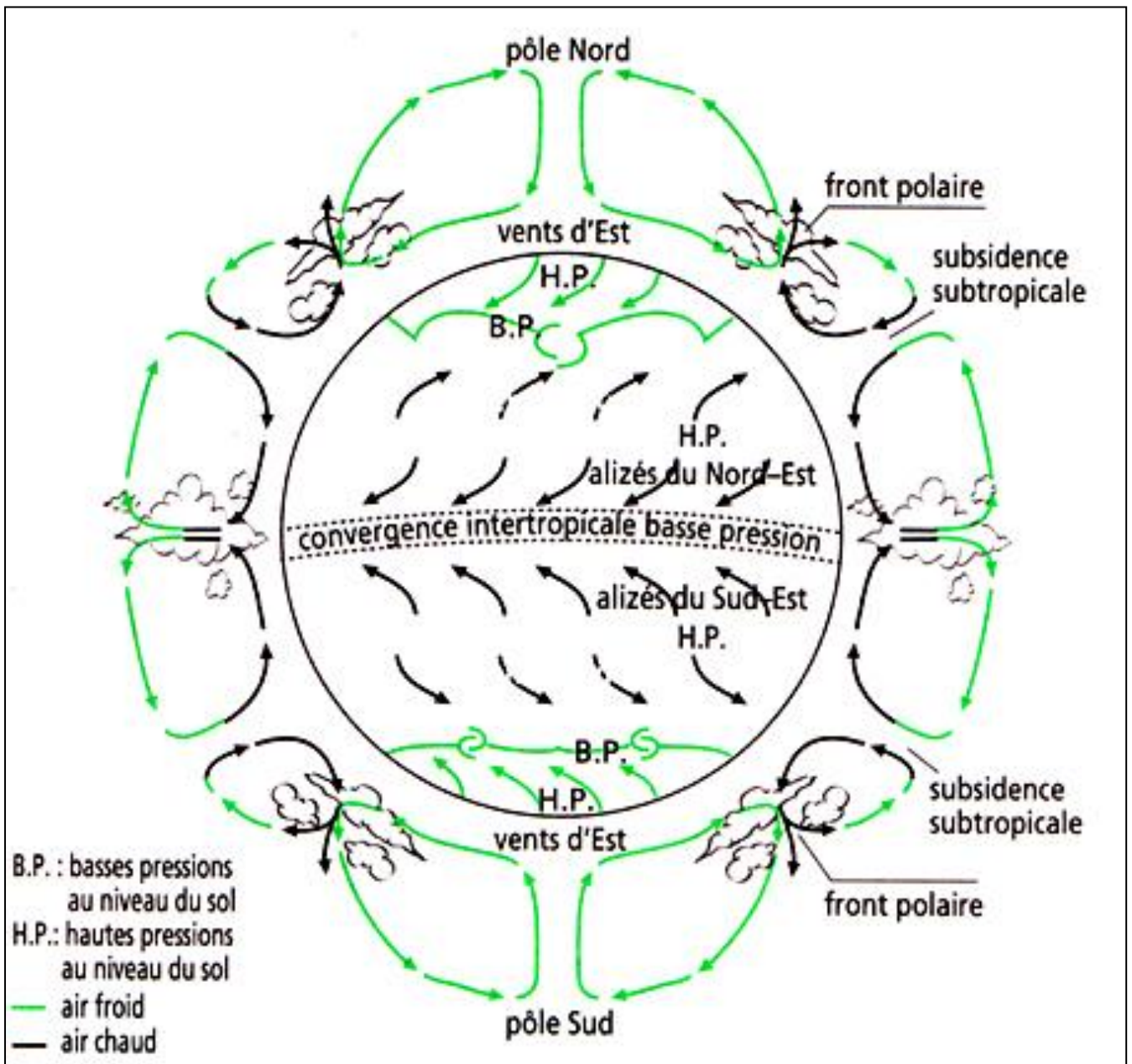


Figure 08-a-. La circulation générale : Alizés, Vents d'ouest et vents polaires

https://www.researchgate.net/figure/Representation-synthetique-de-la-circulation-atmospherique-globale-De-lequateur-aux_fig3_326244255

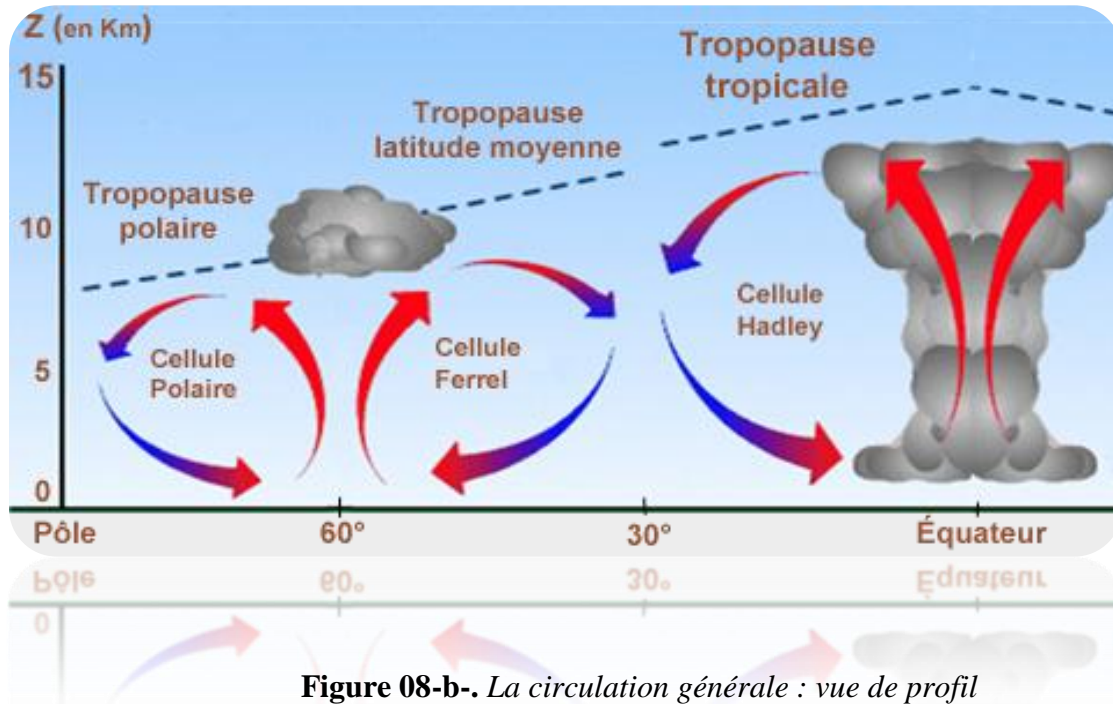


Figure 08-b-. La circulation générale : vue de profil

<https://www.lavionnaire.fr/MeteoCirculation.php>

3.2. Les variations locales

3.2.1. La mousson

La mousson est, de manière très générale, un phénomène saisonnier de régime de vent persistant qui souffle au-dessus de vastes régions intertropicales, de l'océan vers le continent ou vice versa ; ce vent apporte alors durant l'été des précipitations excessivement abondantes, puis il change complètement et rapidement de direction et transporte au contraire, durant l'hiver, un air très sec.

Ce phénomène de mousson est très lié aux variations saisonnières de position de l'équateur météorologique par rapport à l'équateur géographique.

En effet, dans les régions situées sous les basses latitudes — entre 30° nord et 30° sud environ —, les alizés des deux hémisphères convergent vers une ceinture dépressionnaire d'environ 200 km de large, la zone de convergence intertropicale (en abrégé : ZCIT), qui dessine cet équateur météorologique : les masses d'air chaudes et souvent très humides qu'ils y transportent se soulèvent alors par convection en formant la façade ascendante des cellules de Hadley.

Or, la ZCIT subit au cours de chaque année des oscillations méridiennes qui la font se déplacer vers le nord durant l'été boréal, vers le sud durant l'hiver boréal : les alizés franchissent alors l'équateur géographique et, sous l'effet de la force de Coriolis, ils se muent en des vents déviés vers le nord puis le nord-est dans le premier cas, vers le sud puis le sud-est dans le second, qui s'enfoncent assez profondément dans l'hémisphère opposé à celui d'où ils provenaient.

Là où ces régions intertropicales rassemblent d'importantes étendues maritimes et de terre ferme à la fois, le phénomène climatique qui vient d'être résumé entre en combinaison avec un autre facteur, d'ordre thermique : il s'agit des forts contrastes de température qui se créent suivant les saisons entre la surface des océans et celle des continents.

En effet, la température superficielle des océans tropicaux varie assez peu selon les saisons alors que les surfaces des étendues continentales deviennent rapidement surchauffées pendant l'été, très refroidies pendant l'hiver, générant ainsi des dépressions thermiques dans le premier cas, des anticyclones thermiques dans le second, c'est-à-dire des centres d'action qui, quoiqu'ils se résorbent assez vite à mesure que l'on se rapproche en altitude de la troposphère moyenne (leur épaisseur est faible), n'en sont pas moins remarquables par leur grande extension horizontale et leur extrême puissance au sol. Or, l'apparition de ces grands centres d'action continentaux influe de manière très importante sur la vitesse et la direction des vents qui prolongent les alizés au-delà de l'équateur en contraignant ces vents à souffler durablement des régions les plus froides — l'océan pendant l'été, le continent pendant l'hiver — vers les régions les plus chaudes — le continent pendant l'été, l'océan pendant l'hiver.

C'est ce mécanisme saisonnier qui déclenche et entretient les transformations rapides et profondes du temps sensible constituant dans les régions intertropicales le phénomène de la mousson, dont le nom est issu de l'arabe mausim qui signifie précisément " saison " ; ce phénomène n'est donc pas sans analogie avec celui des brises de mer et des brises de terre, mais il se déroule avec une puissance et à une échelle spatio-temporelle autrement plus importantes.

La mousson : une vaste brise annuelle à l'échelle d'un continent

Lorsque de part et d'autre de l'équateur géographique se situent des terres et des océans la mousson peut se former. En effet lorsque c'est l'été sur la terre, les températures montent bien et il se crée une vaste dépression thermique à l'échelle d'un pays ou d'un continent. L'océan dans l'autre hémisphère se trouve en situation hivernale avec des températures relativement fraîches et des hautes pressions se forment. Le contraste thermique est maximal entre la terre surchauffée et l'océan frais.

La différence de pression est importante et il se crée un vent soufflant des hautes vers les basses pressions, c'est à dire de l'océan vers la terre. Ainsi les alizés de Sud Est dans l'hémisphère sud se prolongent plus au nord, avec l'aspiration due à la dépression thermique. A cause de la force de Coriolis les alizés sont déviés vers la droite en traversant l'équateur géographique et les vents de sud est deviennent donc des vents de sud ouest dans l'hémisphère nord.

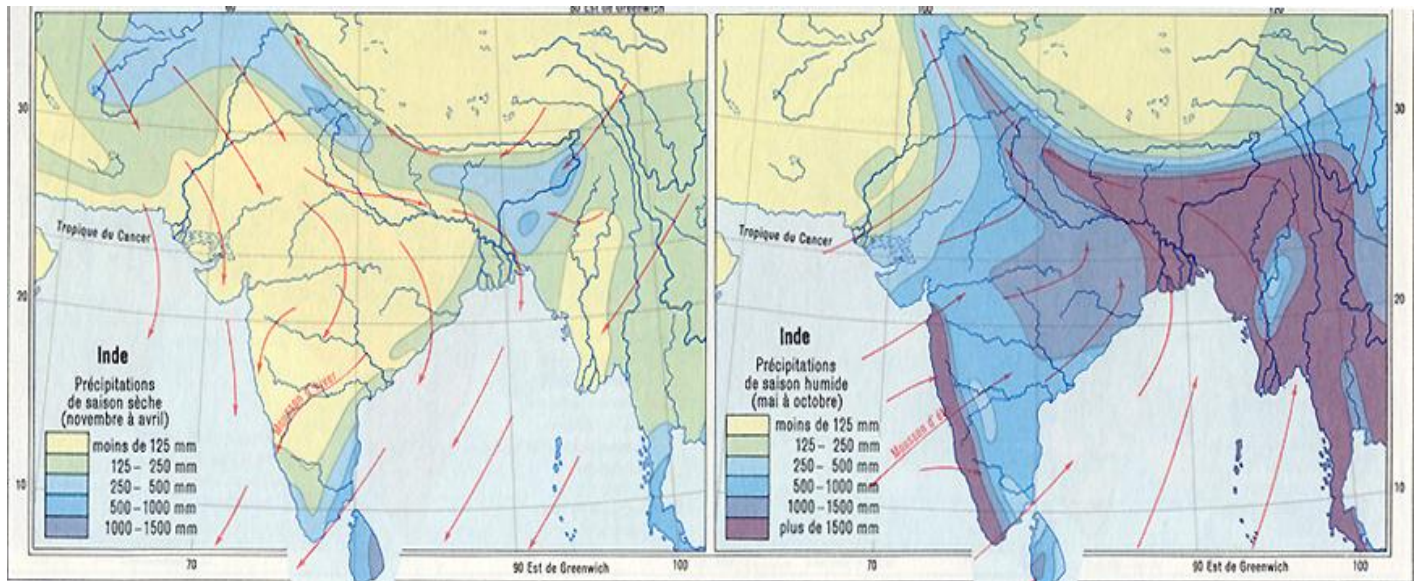
Ces vents auront traversé une vaste étendue maritime avant de pénétrer sur terre. Ils auront eu le temps de se charger en humidité et seront porteurs de pluies importantes.

Dans le cas de l'Inde, le relief facteur aggravant

Dans le cas de l'Inde la mousson est plus marquée car les vents venant de la mer vont se heurter d'abord à la chaîne des Ghâts sur la côte ouest puis à l'Himalaya et au plateau tibétain. Ces hauts reliefs favorisent les ascendances, les phénomènes de convection et donc les précipitations.

La mousson est attendue à partir de la fin du mois de mai sur la côte ouest (Goa, Bombay). Elle déverse ses eaux d'abord sur la chaîne des Ghâts et le Sud Est de l'Inde est moins touchée par la mousson. Le reste du pays est arrosé de manière assez irrégulière.

A cause de l'inertie thermique, le contraste thermique, entre la terre estivale surchauffée et l'océan hivernal frais, est maximal 6 semaines environ après le solstice d'été. L'intensité de la mousson est maximale en Juillet puis décroît lentement à mesure que le continent asiatique se rafraîchit pour s'arrêter entre fin Septembre et fin Octobre.



3.2.2. La brise

• La brise de mer

Sous l'action du rayonnement solaire, la terre se réchauffe plus vite que la mer. Par conduction, l'air en contact avec la surface terrestre se réchauffe et s'élève.

L'air chaud qui s'est élevé dans l'atmosphère est aussitôt remplacé par de l'air plus froid et chargé d'humidité venu de la mer. Cet air froid et humide se réchauffe à son tour et s'élève. Au cours de son ascension, il va se refroidir et se condenser sous la forme d'un Cumulus. Le déplacement d'air se fait de la mer vers la terre. Ce vent est appelé la brise de mer. La brise de mer s'établit dès que le contraste thermique Terre – Eau se fait ressentir.

Au début, elle est faible (peu de différence de température entre les deux surfaces), puis elle va s'intensifier. Au cours de la journée, la brise de mer va tourner vers la droite en se renforçant. Ceci est dû à la force de Coriolis (déviations d'un courant vers la droite dans l'hémisphère Nord) qui est proportionnelle à la vitesse du vent. Le mécanisme de déclenchement de la brise est donc lié aux différences de températures entre la mer et la terre : il s'agit donc d'un phénomène d'origine thermique. Il faut aussi une différence de températures assez nette entre la mer et la terre, ce qui explique pourquoi les brises les plus dynamiques se produisent en début d'été. Quant à la brise, elle se dit d'un vent de force 1 à 5 Beaufort, allant de « très légère brise » à « bonne brise ». Sous son effet, la mer varie de « ridée » à « assez agitée » : les fameux « moutons » étant le signe visible systématique d'une jolie brise, ponctuant de petites crêtes blanches la surface de la mer. Au coucher du soleil, les différences de températures s'atténuent, et la brise tombe.

● **La brise de terre**

La nuit, le phénomène inverse se produit car la terre se refroidit plus vite que la mer. L'air chaud et humide s'élevant au-dessus de la surface de l'eau se condense et forme souvent des nuages stratiformes. Pendant la nuit, la terre se refroidit rapidement et la mer reste plus chaude ; le processus inverse va se lever en début de nuit : l'air froid, plus dense, issu de l'intérieur des terres, va « couler » vers la mer, engendrant la brise de terre. Elle est généralement plus faible que la brise de mer.

Le déplacement d'air se fait de la terre vers la mer. Ce vent est appelé la brise de terre. La brise de terre cesse à son tour 2 à 3 heures après le lever du soleil, au moment du rééquilibrage des températures. S'ensuivent alors quelques heures de pétéole absolue, pendant lesquelles plus rien ne bouge sous un soleil parfois de plomb et une mer d'huile; la température monte et c'est généralement vers midi que les zones littorales connaissent leur température maximale de la journée (jusqu'à 26 à 30° en été). Puis, dès que la brise de mer prend le relais, entre 11 h et 13 h, la température se rafraîchit tandis que l'intérieur des terres va cuire pendant tout l'après-midi. C'est le cas de certaines villes côtières telles que Nice, qui enregistrent généralement 4 à 5 degrés de moins l'après-midi qu'à midi, au contraire de toutes les normes statistiques où les maximales sont atteintes vers 16h en été.

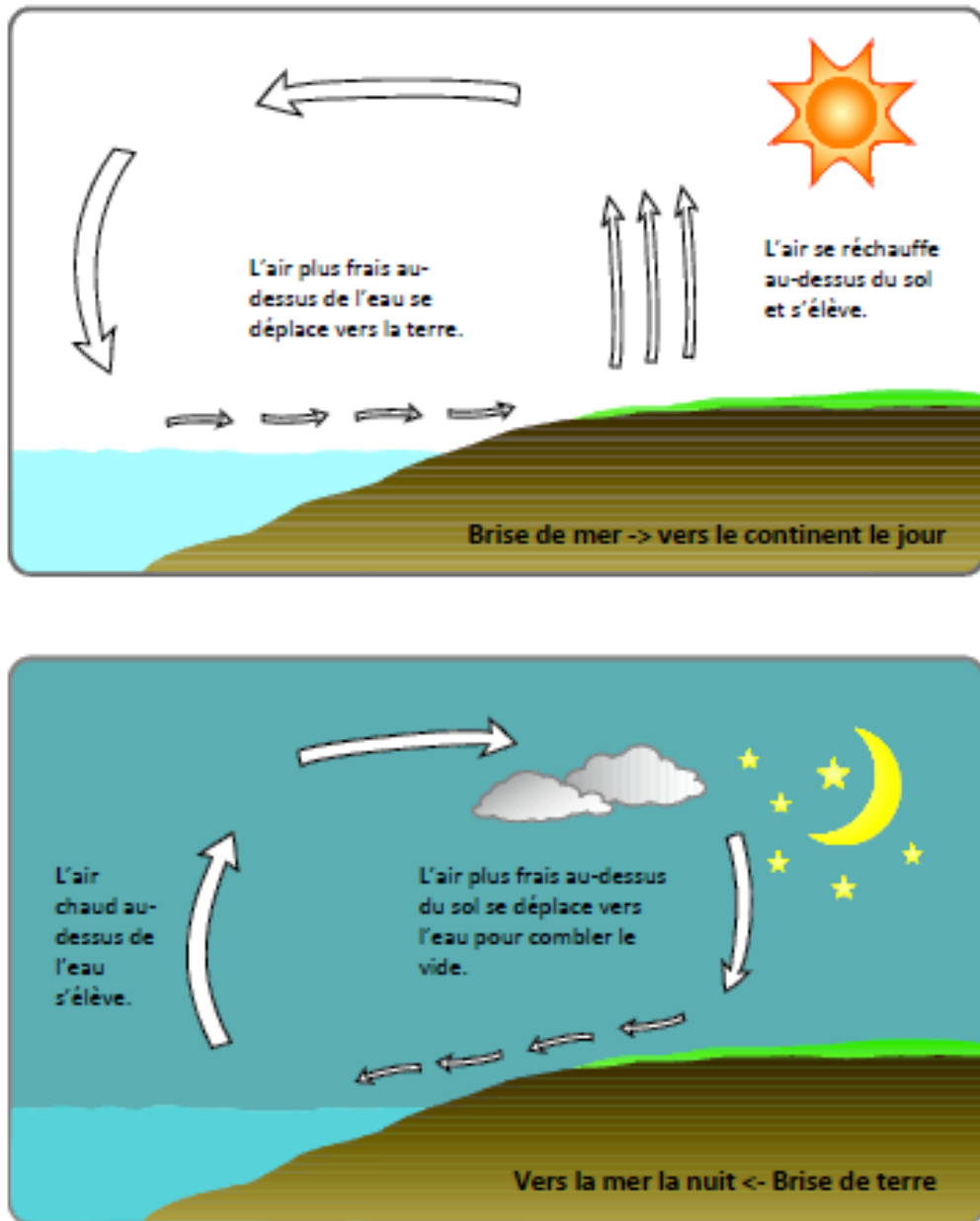


Figure 10. *Brises de mer et de terre*

<https://www.alamyimages.fr/la-conception-d-affiches-scientifiques-pour-la-terre-et-l-illustration-de-brise-de-mer-image332746457.html>

4. L'air et la structure et dynamique des couches

4.1. Définition de l'atmosphère

c'est une couche gazeuse épaisse qui enveloppe la Terre et qui s'étend à plusieurs milliers de Km, très dense au niveau du sol et se raréfie avec l'altitude, sans elle la Terre serait soumise à de extrêmes températures, ignore aucun phénomène météorologique et aucune trace de vie.

4.2. La composante gazeuse

l'atmosphère terrestre est un mélange formé de gaz présents en différentes concentrations, ce mélange comprend :

- Azote : 78%
- Oxygène : 21%
- Argon : 0.93%
- Néon : 0.0018%
- Gaz carbonique : 0.3%

Ce mélange est constant sauf à 30 ou 40 Km où l'en rencontre l'ozone qu'on appelle « couche d'ozone »

Dans l'atmosphère l'eau est le principal élément qu'on rencontre sous ses trois formes (liquide, solide et gazeux). En plus de sa composition gazeuse on trouve dans l'atmosphère des poussières, des cendres et les cristaux de glace en quantités variables ; selon leurs sources ces différentes particules en suspensions dans l'atmosphère jouent un rôle important dans la condensation et l'absorption.

4.3. Structure verticale

en fonction de la répartition verticale des températures on distingue 4 couches dans les 500 premières Km de l'atmosphère

- **Troposphère**

une couche épaisse variante entre 8 Km dans les régions polaires et 17 Km dans les régions équatoriales et la première couche au dessus de la Terre est directement influencée par la température.

La troposphère est aussi le siège des phénomènes météorologiques, notamment les nuages et les précipitations, elle présente des caractères originaux :

- Elle est agitée de mouvements verticaux et horizontaux.

- L'air y est constamment en mouvement brassé par le transport thermique issu du réchauffement inégal de notre planète par le soleil.
- Les auteurs subdivisent la troposphère en deux grandes parties : La couche basse (zone de frottement) et la couche libre (troposphère libre).

La troposphère se compose de gaz permanent, gaz variable et suspensions solides tel que des cendres, les microchimiques et les micros organiques. Sa température décroît régulièrement de 0.65 °c /100m entre le sol et 2 à 3 Km, on observe des inversions. On dit qu'il y a inversion thermique lorsque la température augmente ou reste constante au lieu de décroître quand on s'élève dans l'atmosphère, au dessus la température décroît jusqu'au niveau de la tropopause : c'est la forme de transition qui sépare la troposphère de la stratosphère et qui marque également la limite externe de l'influence de la terre sur la température de l'atmosphère.

La tropopause est en quelque sorte un plafond au-delà duquel l'atmosphère est transparente et relativement calme.

- **Stratosphère**

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

Mésosphère et Asthénosphère (thermosphère)

d'une épaisseur de 35 Km la mésosphère est la couche la plus froide de l'atmosphère à cause de l'absence de capteur d'énergies. L'asthénosphère s'étend entre 80 Km et 300 Km et est de plus en plus chaude vers le haut, on estime du fait de l'absorption du rayonnement solaire par les gaz, la température arrive à plus de 1000°C.

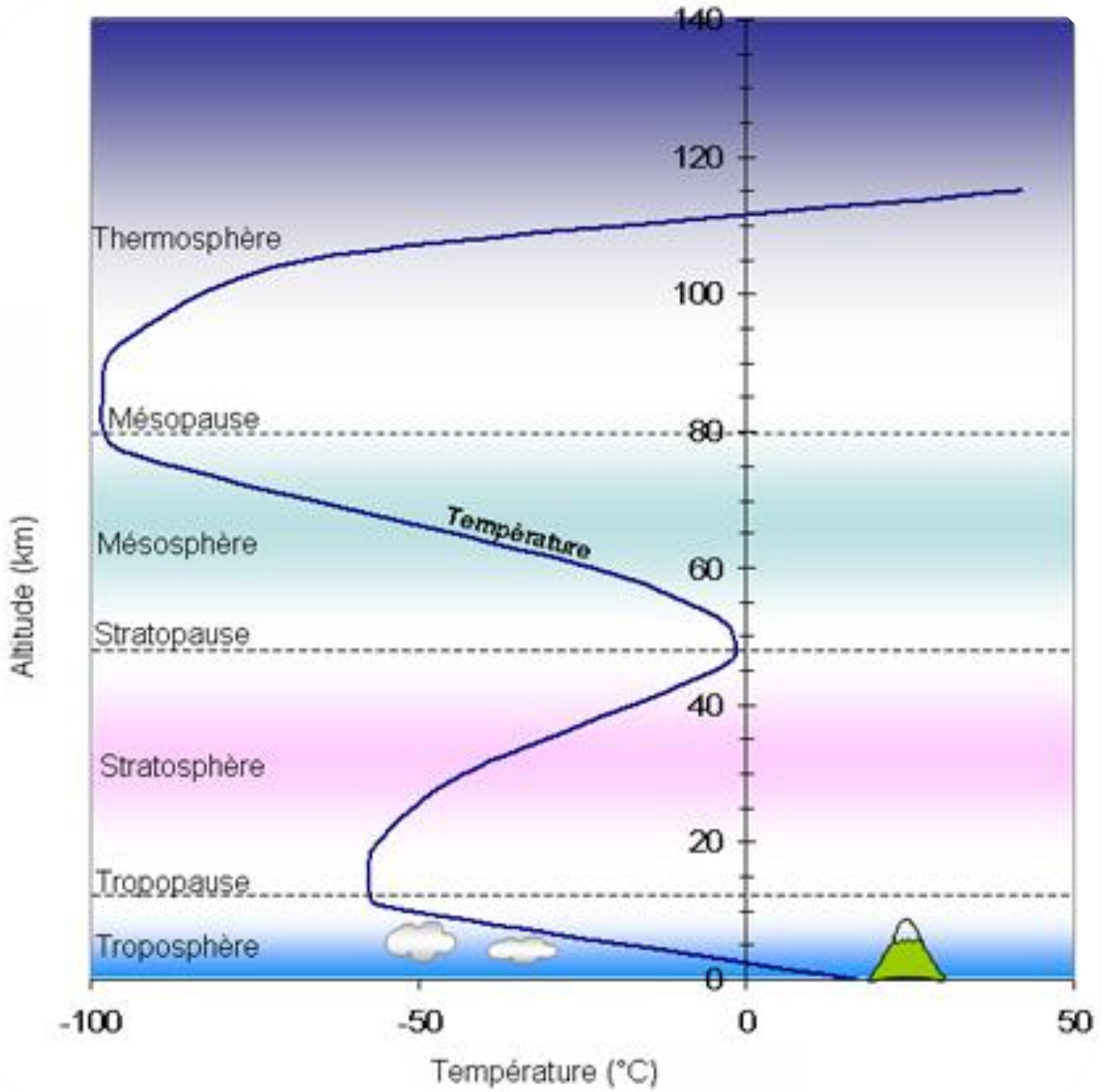


Figure 11. Principales couches de l'atmosphère et leurs caractéristiques

<https://www.qu-est-ce.com/que-atmosphere-terre-differente-couche/>

5. Bilan thermique à la surface de la terre

5.1. Le rayonnement net à la surface de la terre

Un corps chaud comme le Soleil émet sur tout le spectre. Il nous envoie un flux d'énergie dominé par la partie visible du spectre.

Ce flux d'énergie arrive sur Terre sous forme d'un rayonnement électromagnétique. Ce rayonnement électromagnétique se décompose en ondes radio et millimétriques, en émissions dans l'infrarouge (800 – 1.400 nm), le visible (400 - 800 nm) et l'ultraviolet (200 - 400 nm) et, au-delà, en rayons X et gamma.

L'énergie solaire reçue par la Terre n'est pas constante dans le temps. Le cycle solaire, d'une périodicité de 11 ans, est observé depuis des siècles à travers la variation du nombre de taches à la surface du Soleil. Le flux d'énergie émis par le Soleil ne varie cependant que d'un millième environ au cours d'un tel cycle.

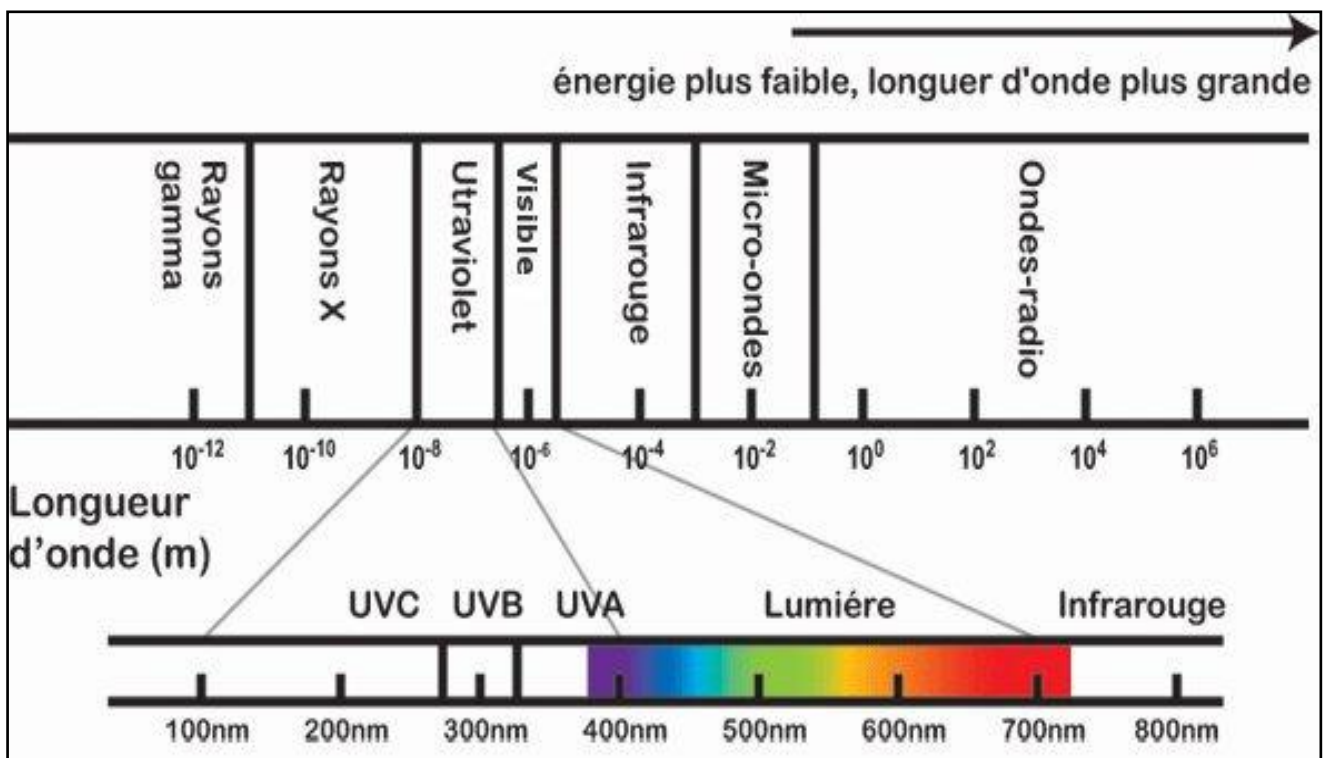


Figure 12. Le rayonnement électromagnétique

5.2. Variations géographiques du bilan de rayonnement et bilans énergétiques

Le "bilan radiatif" de la Terre est obtenu à partir des mesures effectuées par les satellites. La différence entre le flux solaire absorbé (qui chauffe la Terre) et le flux d'infrarouge émis vers l'espace (qui la refroidit) peut être calculée pour les différents points de la surface de la Terre.

Un bilan radiatif prend en compte les différents échanges d'énergie (émission, réflexion, absorption) mis en jeu dans les systèmes « océans – terres émergées » et « atmosphère et ses composants gazeux, liquides et solides ». Mais le bilan radiatif peut changer à cause de variations astronomiques ou parce que l'albédo de la Terre est modifié pour des raisons naturelles (les éruptions volcaniques injectent des particules dans l'atmosphère) ou à cause des activités humaines (les hommes peuvent faire varier les quantités de surfaces recouvertes par les glaces, l'eau, les déserts, les forêts...) ou parce que certaines activités humaines font augmenter les concentrations des gaz à effet de serre (les transports, les opérations de brûlis...) ainsi que la concentration des particules en suspension dans l'air ce qui peut modifier les caractéristiques des nuages. Quelles que soient les causes envisagées, la façon dont la Terre perd et capture de la chaleur s'en trouve affectée.

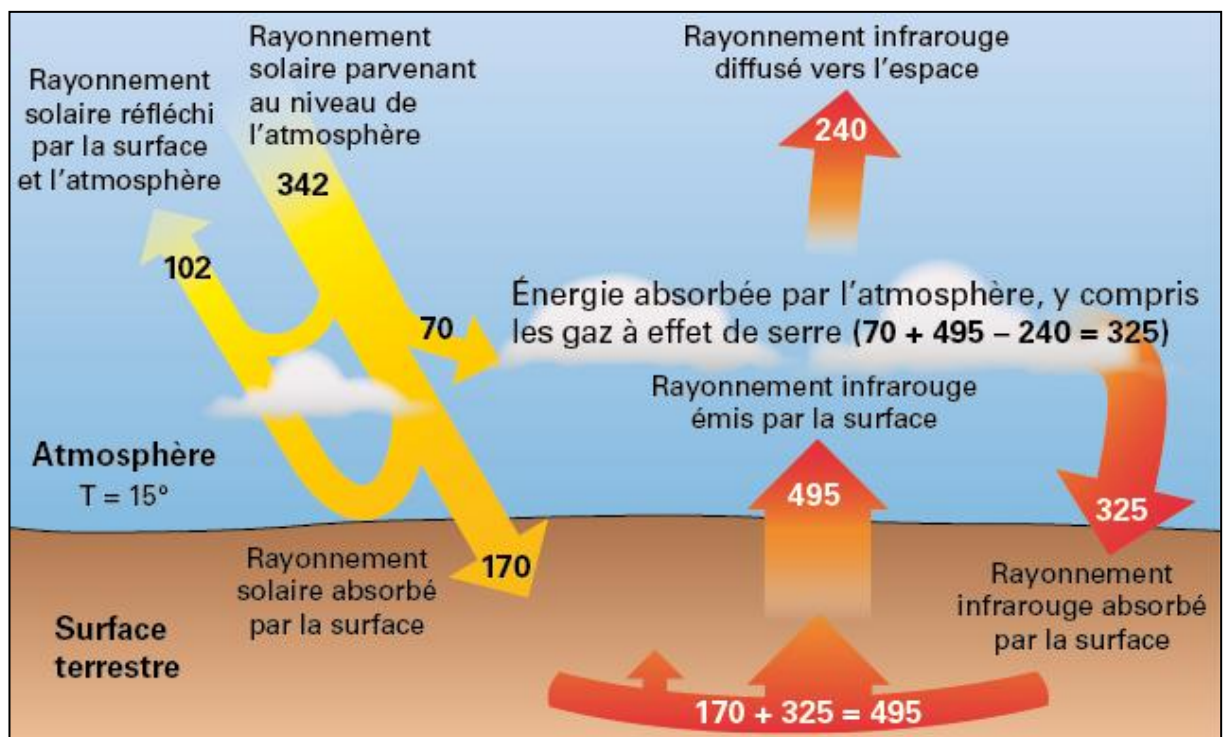


Figure 13. Le Bilan thermique moyen terrestre

5.3. Mise en évidence de l'albédo de la surface terrestre

On rappelle que l'albédo est la fraction du rayonnement solaire directement renvoyé vers l'espace (réflexion ou diffusion) par la surface terrestre ou par l'atmosphère.

Si l'on place sur un satellite en orbite autour de la Terre un capteur lumineux sensible seulement aux longueurs d'ondes visibles, il ne verra que le rayonnement solaire réfléchi ou diffusé par la Terre.

Tableau03. Valeurs de l'albédo par types de surface

Types de surfaces	Albédo en %
<i>Nappes d'eau</i>	5%
Sols nus : Albédo augmente avec la secheresse	
<i>Sol foncé humide</i>	2-10%
<i>Sol rouge sec</i>	20-25%
<i>Sable clair sec</i>	20-45%
<i>Dunes (Sahara)</i>	40-60%
Couvertures végétales : + il y a du vert, + Albédo élevé	
<i>Forêt résineuse</i>	5-7%
<i>Savane boisée dense</i>	14%
<i>Cultures en vert</i>	15-20%
<i>Céréales vertes</i>	30%
Neige	
Neige fraîche	75-90%
Glace	60%

5.4. Problèmes particuliers

5.4.1. L'excès en CO₂ et Effet de serre

L'effet de serre est, au départ, un phénomène naturel. Les climatologues ont constaté, au cours du XXe siècle, une élévation globale et rapide des températures.

En tenant compte de l'inertie climatique, qui, dans un premier temps a freiné cette élévation, les scientifiques estiment que cette accélération de l'évolution du climat résulte, pour la plus grande partie, des activités humaines depuis la deuxième moitié du XIXe siècle.

●Qu'est ce que l'effet de serre?

L'effet de serre est un phénomène naturel qui permet de maintenir, à la surface de la terre, une température positive moyenne compatible avec le développement de la vie. Le soleil rayonne de l'énergie solaire sur la terre. La majeure partie de cette énergie (45%) est renvoyée dans l'espace.

Les gaz à effet de serre de l'atmosphère contribuent au réchauffement global par absorption et réflexion de l'énergie atmosphérique et solaire. Si les gaz à effet de serre n'existaient pas, les températures sur terre seraient inférieure à - 18 degrés. A l'état naturel, la vapeur d'eau (H₂O) est le gaz à effet de serre le plus présent dans l'atmosphère. On trouve aussi le dioxyde de carbone (CO₂), le méthane (CH₄), le protoxyde d'azote (N₂O) et l'ozone troposphérique (O₃).

●Le réchauffement climatique

Il est avéré que la température moyenne globale à la surface (la moyenne de la température de l'air près de la surface du sol et de la température à la surface de la mer) a augmenté depuis le début de l'ère industrielle. Au XXe siècle, cette augmentation a été de 0,6 degré. Les travaux du Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques (GIEC) mettent en évidence l'augmentation de la température moyenne mondiale entre 1860 et 2000. Au cours du XXe siècle, cette augmentation a ainsi été de 0,6 degré. Très probablement, les années 1990 auront constitué la décennie la plus chaude et 1998, l'année la plus chaude jamais mesurée.

L'augmentation de la température au XXe siècle aura été probablement la plus importante de tous les siècles observés. Depuis 1950, l'augmentation de la température de la surface de la mer est d'environ la moitié de celle de la température moyenne de l'air à la surface de la terre. Pendant cette période, les températures nocturnes journalières minimales au-dessus des terres ont augmenté en moyenne de 0,2 degré par décennie, soit environ le double du taux d'augmentation des températures diurnes maximales de l'air. Ces variations climatiques ont prolongé la saison sans gel dans nombre de régions à moyenne et haute altitude.

Ce réchauffement est caractérisé par une ampleur et une rapidité inédites. Lors de son audition par la Mission, M. Robert Kandel, directeur de recherche au CNRS, a caractérisé la rapidité du réchauffement en cours : « Le réchauffement prévisible de cinq degrés au cours du XXIe siècle est équivalent à celui qui a mis fin aux glaciations il y a quinze mille ans, la différence étant que ce qui avait pris plusieurs milliers d'années va prendre cette fois moins d'un siècle ». Pour mémoire, il peut être rappelé, qu'il y a vingt mille ans, au cours du dernier « maximum glaciaire », la température moyenne de la Terre était plus froide d'environ cinq degrés comparé à aujourd'hui. A cette époque, l'Europe et l'Amérique du Nord étaient couvertes de glace.

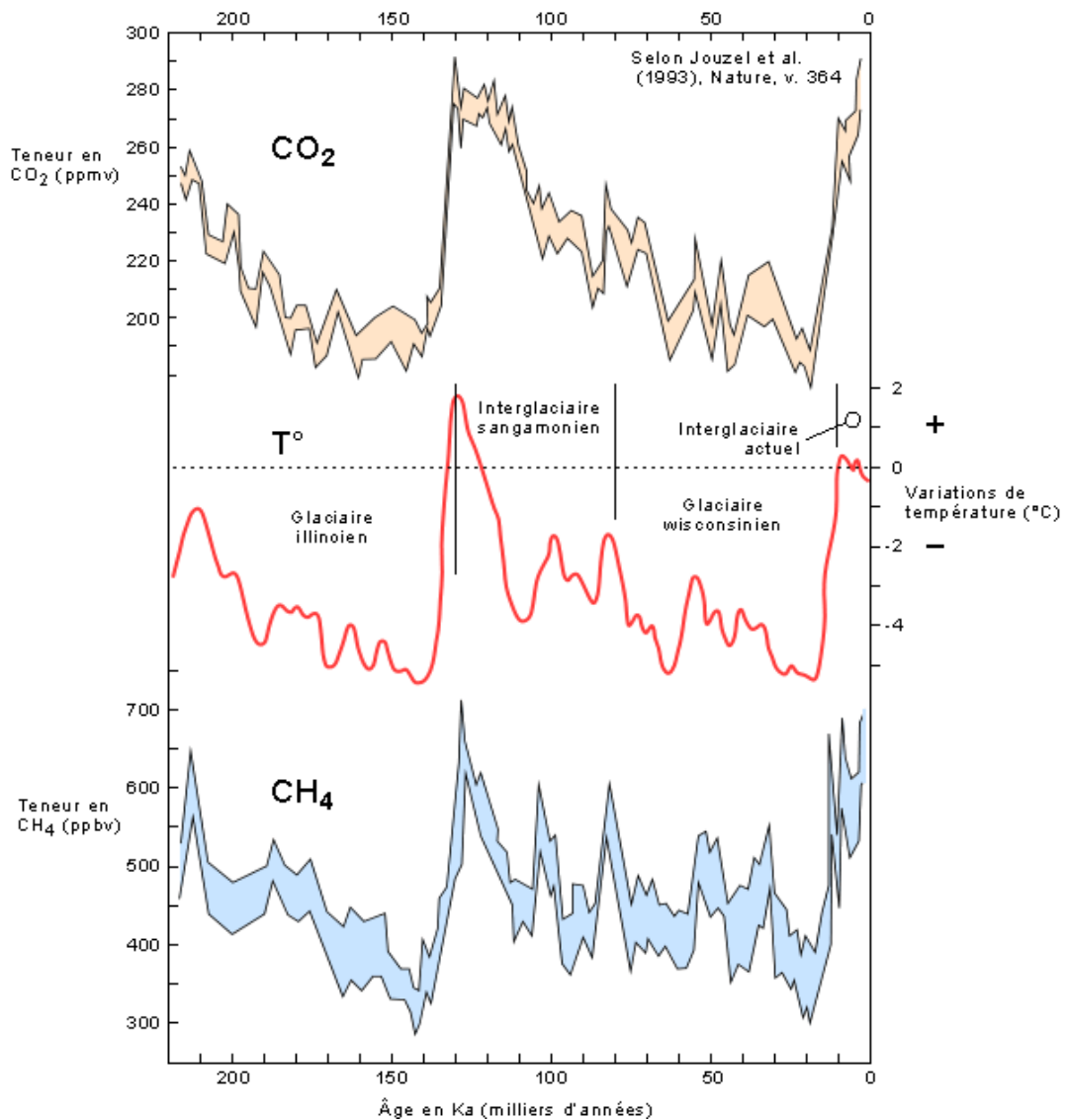


Figure 14. Variations des teneurs en CO₂ et CH₄ atmosphériques couplées à celles des températures

<https://www.google.fr/url?sa=i&url=https%3A%2F%2Fwww.futura-sciences.com%2Fplanete%2Fdossiers%2Fclimatologie-rechauffement-problemes-climatiques-36%2Fpage%2F3%2F&psig=AOvVaw0B98xCWBS->

5.4.2. L'ozone stratosphérique et troposphérique

L'ozone est un gaz qui est naturellement présent dans l'atmosphère. La molécule d'ozone est formée de 3 atomes d'oxygène et elle est représentée par la dénomination chimique O₃. La plus grande quantité d'ozone (90%) se situe dans la stratosphère, c'est-à-dire entre 10-16 et 50 km d'altitude où il représente au plus 10 millièmes de la concentration atmosphérique. C'est à cette fraction de l'ozone que l'on se réfère quand on parle de « couche d'ozone » et c'est de celui-ci dont on parlera ci-dessous.

Le reste de l'ozone (10%) se situe dans la troposphère, c'est-à-dire entre la surface du sol et environ 10 à 16km, et sa présence contribue à la pollution de l'air.

Le maintien de la couche d'ozone dans la stratosphère est essentiel puisque c'est cette molécule qui assure la protection de la vie à la surface de la Terre en filtrant le rayonnement ultraviolet nocif pour les êtres vivants et les végétaux. Il faut se rappeler que le développement de la vie sur notre planète a été rendu possible grâce à la formation autour de celle-ci de la molécule d'ozone (O₃) par dissociation de la molécule d'oxygène moléculaire (O₂) sous l'action du rayonnement ultraviolet solaire. L'épaisseur totale de la couche d'ozone qui conditionne la pénétration de l'ultraviolet varie en fonction de la latitude et de la saison, mais sa valeur moyenne pendant les dernières 1970 années où de nombreuses mesures sont disponibles, a été remarquablement stable... jusqu'aux années 1970-1980.

Depuis environ 50 ans, l'homme a fabriqué industriellement des composés organiques halogénés, dont les chlorofluorocarbures (CFC) qui sont des molécules synthétiques très stables chimiquement et donc sans danger direct pour les êtres vivants. Pour cette raison, celles-ci ont été utilisées dans de nombreuses applications : réfrigérants (frigorifiques, climatiseurs), gaz propulseur dans les bombes aérosols, mousses synthétiques, solvants... et ont ainsi joué un rôle très bénéfique pour l'amélioration de notre mode de vie. Mais, du fait de leur très grande stabilité, ces gaz restent dans l'atmosphère pendant des décennies (50 à 100 ans), et ils sont progressivement transportés dans la stratosphère, où, soumis à l'influence du rayonnement ultraviolet solaire, ils sont dissociés et libèrent du chlore qui ont alors la capacité de rentrer dans des cycles de réactions chimiques conduisant à la destruction de l'ozone.

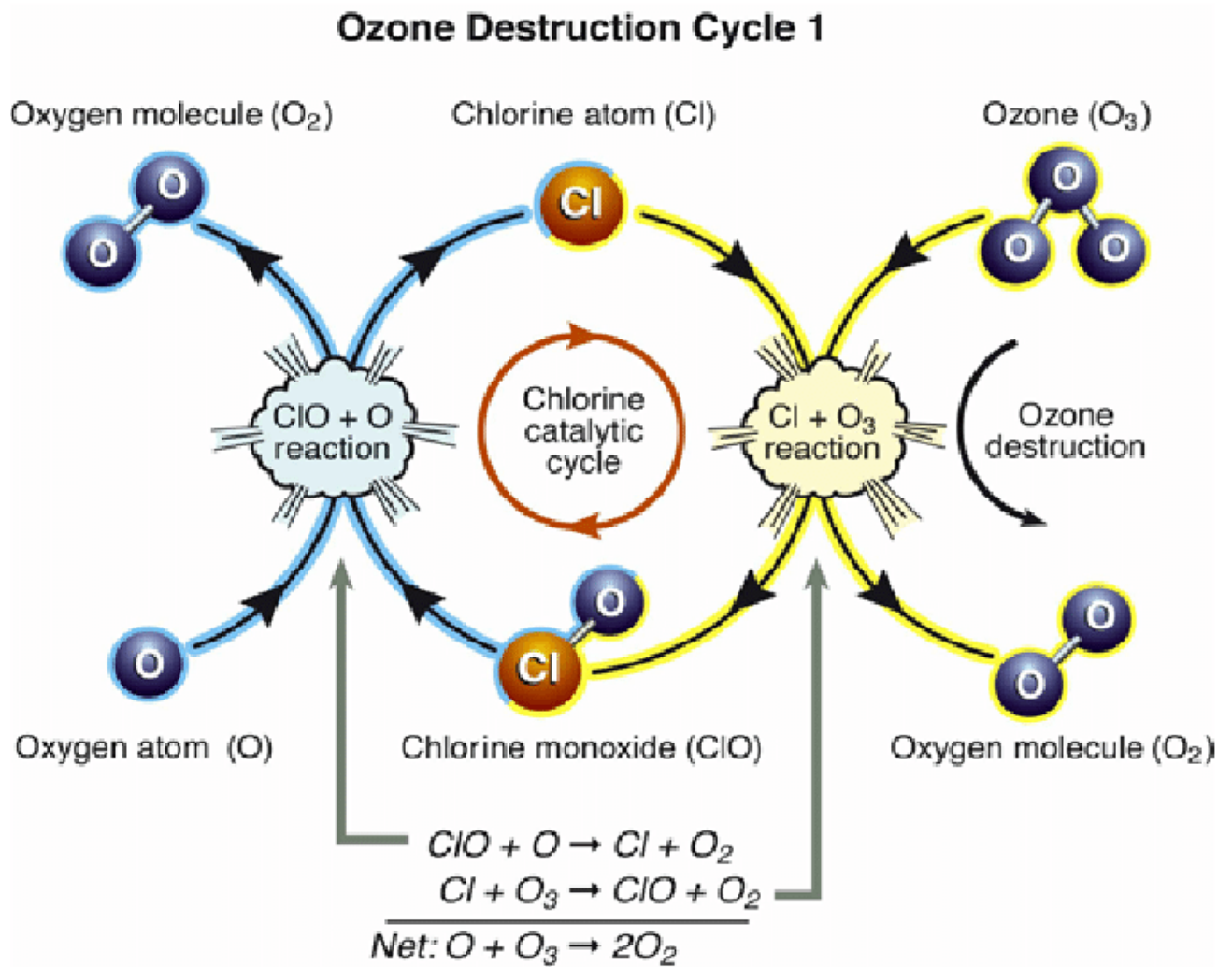


Figure 15. Cycle de destruction de l'ozone par le chlore

[https://www.researchgate.net/publication/287294423_L%27Evolution de l%27ozone atmosphérique Le point en 2015/figures?lo=1](https://www.researchgate.net/publication/287294423_L%27Evolution_de_l%27ozone_atmosphérique_Le_point_en_2015/figures?lo=1)

6. Classification climatique physique

En raison de la **variabilité spatio-temporelle** des paramètres climatiques et de la **nécessité de description synthétique**, de classement et de comparaison des types de climat et de végétation à travers le monde, de nombreux auteurs ont proposé diverses formules, indices et expressions graphiques, tenant compte d'un nombre plus ou moins élevé de facteurs.

6.1. Les indices climatiques globaux

fournissent des variables synthétiques qui combinent généralement des données climatiques moyennes calculées à partir de séries climatologiques correspondant à un poste d'observation. Ces indices sont valables globalement pour la zone de représentativité du poste considéré. Ils ont été tout d'abord utilisés pour classer et cartographier les climats selon leur aridité par les hydrologues et les géomorphologues (Köppen, Lang, De Martonne, Rubner, Gaussen et Bagnouls, Walter et Lieth, Moral...) puis par les botanistes et écologues (Emberger, Thornthwaite...). A l'échelle macroclimatique, ces indices permettent d'expliquer la répartition biologique des essences, de définir les limites d'aire biotique coïncidant avec celle d'un facteur climatique précis

6.2. Les indices climatiques de production

Sont destinés à permettre une estimation de la production d'un type de culture pour une période et dans une zone donnée. Dans ces indices, il existe un modèle climatique sous-jacent nécessitant l'introduction des principaux facteurs qui affectent la croissance des plantes (T, P, durée du jour, rayonnement global, évapotranspiration...).

Un indice climatique donc est une combinaison d'au moins deux valeurs numériques sur l'état de l'atmosphère pour caractériser le climat d'un lieu, en vue de la classification à l'échelle planétaire ou pour des applications spécifiques. Ces indices caractérisent le complexe chaleur-eau, c'est-à-dire, en fait, le facteur sécheresse ou l'aridité. Ils expriment la résultante utile des climats.

6.3. Classification basée sur la température

On entend par régime pluviométrique, en un lieu donné, la répartition de la moyenne du cumul annuel des précipitations entre les différents mois de l'année. Il est généralement représenté par un diagramme indiquant, pour chaque mois, de janvier à décembre, les hauteurs de précipitations moyennes (ou médianes) mensuelles. La notion de régime pluviométrique ne se réfère donc qu'aux caractères du climat moyen, et ne rend pas compte de la variabilité d'une année à l'autre de la pluviométrie en un lieu donné et pour un mois donné.

Les climogrammes (climatogrammes = phytoclimogrammes) sont des simples graphiques établis, dans la plupart des cas, à partir des moyennes mensuelles de température (axe des X) et de pluviométrie (axe des Y). Ces représentations ont l'avantage de rendre plus frappantes les variations des phénomènes que l'on étudie, de faciliter les comparaisons et de faire apparaître les contrastes. Par leur forme, ils permettent de caractériser facilement des climats à saisonnalités thermique, pluviométrique, pluvio-thermique, voire sans saison.

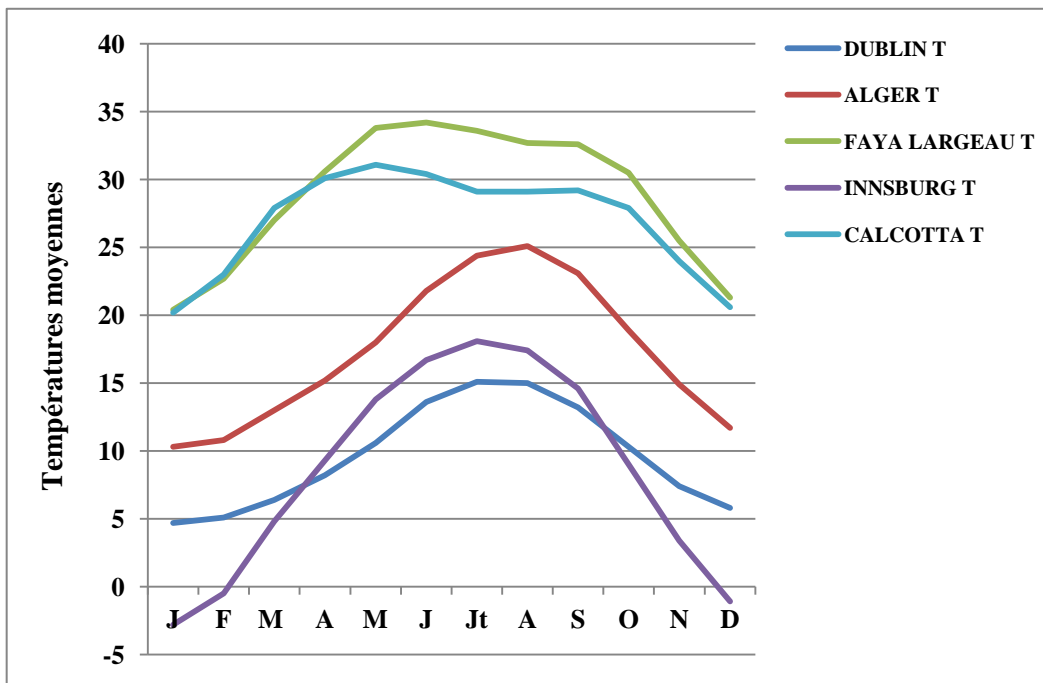


Figure 16. Variations mensuelles des températures moyennes de quelques stations au niveau mondial

6.4. Classification climatique fondée sur les données de précipitations (P) et/ou de températures (T)

- **L'indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)**

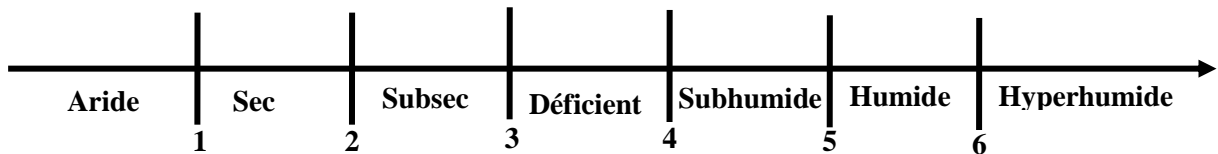
Cet indice ne fait intervenir que les précipitations mensuelles et caractérise le degré de Continentalité pluviale des sites.

$$I_A = (\sum P \text{ des 6 mois les plus chauds}) / (\sum P \text{ des 6 mois les plus froids})$$

- **Facteur de pluie de Lang (1915-1920)**

C'est le premier indice combinant les précipitations moyennes (en mm) et les températures moyennes mensuelles ou annuelles (en °C). Il s'écrit simplement :

$$I_L = P / T$$



Les valeurs inférieures à 1 correspondent aux déserts, celles entre 1 et 2 aux steppes et celles supérieures à 2 aux régions arborescentes.

- **Le diagramme ombrothermique de Gaussen et Bagnouls (1952)**

C'est encore à l'heure actuelle un des indices les plus utilisés. Cet indice tient compte des moyennes mensuelles des précipitations (P en mm) et de la température (T en °C) et donne une expression relative *de la sécheresse estivale en durée et en intensité*.

Celle-ci est appréciée à travers un indice de sécheresse S (= *indice ombrothermique*) calculé en faisant la différence entre les courbes P et T pour le ou les mois les plus secs.

Un mois donné est considéré comme **sec** quand $P < 2T$ c'est-à-dire quand l'évapotranspiration potentielle (ETP) est supérieure aux précipitations. Inversement, quand $P > 2T$, le mois est considéré comme **humide**.

$P < 2T$MOIS SEC

$P > 2T$MOIS HUMIDE

Pour repérer les mois "sec" et "humide" et mettre en évidence les périodes de sécheresse d'une localité, on trace généralement les *diagrammes ombrothermiques*. Ces diagrammes superposent les deux courbes de températures et de précipitations pour les 12 mois de l'année ce qui permet de définir une aire ombrothermique. Plus l'aire est importante et plus la saison est sèche (valeur de l'intégrale).

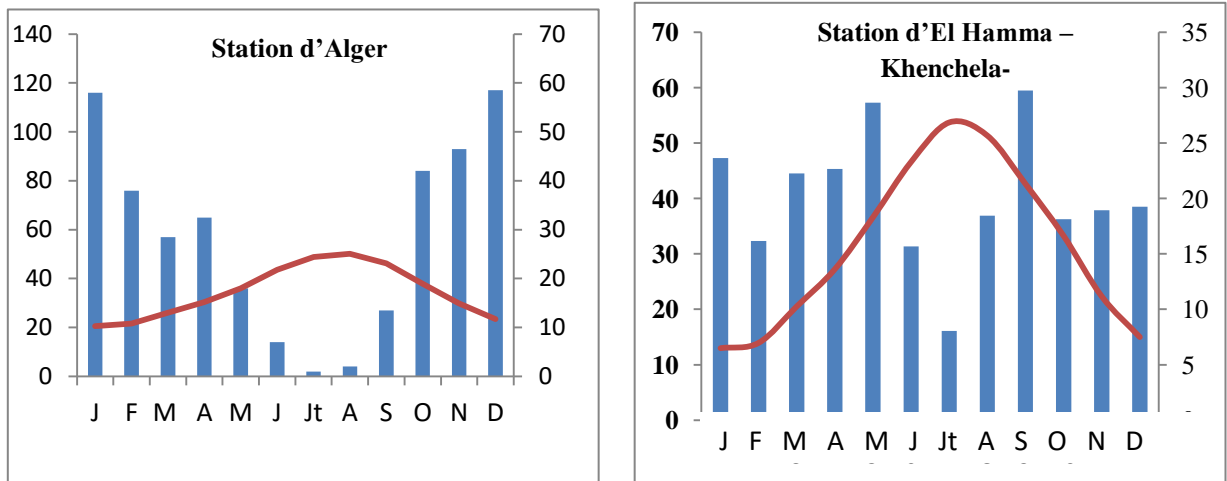


Figure 17. Diagrammes ombrothermiques de quelques stations Algériennes

7. L'Aridité

7.1. Définition

Climat caractérisé par la faiblesse des précipitations moyennes annuelles et par le fort déficit de celles-ci par rapport à l'évapotranspiration potentielle, opposé à un climat humide. Concept climatique à référence spatiale (zone aride), l'aridité ne doit pas être confondue avec la **SECHERESSE**, concept météorologique à référence temporelle – phénomène conjoncturel (période, année sèche). L'aridité a de fortes implications hydrologiques et édaphiques dont elle est indissociable

Lorsqu'on parle d'aridité, on pense surtout à l'eau. Mais comme les paramètres climatiques n'agissent jamais seuls, d'autres en plus de l'eau interviennent tel : la température (T/C°), et l'Evapotranspiration Potentielle (ETP),... On doit tout d'abord connaître les sources et l'utilisation de cette eau pour la végétation.

Noter qu'il y a :

-Les apports (précipitations et les réserves qui existent dans le sol, nappes souterraines).

-La perte d'eau se fait :

*soit par transpiration

*soit par évaporation

On parle alors de **région aride** lorsque les pertes (en H₂O) sont plus importantes que les gains **réserves utiles (RU)**. L'eau directement accessible aux végétaux est celle qui existe dans la masse de terre envahie par les racines. (voir notion de structure et de texture)

C'est le volume de réservoir de son remplissage par les précipitations et de sa vidange par l'évaporation que dépend la quantité d'eau dont dispose la plante.

Il s'agit alors de :

- déterminer la quantité d'eau dont peut disposer la plante. (dans l'étage aride et semi aride méditerranéen)

- étudier la réaction de la plante à cette eau, c'est étudier le problème d'évaporation et de transpiration.

7.2. Les différents indices d'aridité et leur évolution

7.2.1. Indice d'aridité de LANG (1915)

Ou facteur de pluie c'est le plus simple, Déjà cité dans le chapitre 6 ou on a mentionné sa formule de calcul.

La température sert ici de premier moyen d'approche de l'évaporation (voir M-m). L'indice de LANG a surtout servi dans les **régions chaudes ou tempérées sèches**, dans lesquelles une proportion importante de l'eau se perd par suite d'une évaporation intense, provoquant à la fois la dessiccation du sol et la fanaison des parties aériennes des végétaux. Le passage de la végétation arborée à la steppe s'effectue pour **P/T < 2**.

Le désert s'installe avec **P/T < 1**.

KOPPEN : limite entre végétation arborescente et végétation steppique $P/T < 1$, et le passage à la végétation désertique $P/T < 0,5$.

Un peu plus tard, il y a eu une modification de cet indice.

7.2.2. Indice d'aridité de DE MARTONNE (1926)

Il s'agit d'une modification l'indice de LANG pour le rendre là aussi utilisable pour les températures moyennes annuelles négatives :

$$I_{DM} = P/T + 10$$

On a donc toujours un rapport entre la quantité d'eau tombée et l'évaporation, en admettant que cette dernière est une fonction linéaire de la température (TC°). Par ailleurs, **l'évaporation** se produit surtout pendant les **heures ou les mois chauds**.

7.2.3 .Indice xérothermique

Indice xérothermique, nombre de jours biologiquement secs dans une année. — Période xérothermique, nom donné à la période néolithique (environ — 5000 ans), durant laquelle le climat a été le *plus sec et le plus chaud de toute la période post-glaciaire*

Jusqu'à présent, il n'a été question que de pluviosité et de température ; mais les mois secs n'ont pas toujours la même **intensité de sécheresse**. Il convient alors de prendre en considération l'humidité atmosphérique (relative). L'indice xérothermique ou l'indice de sécheresse est en rapport avec la chaleur, il cherche à tenir compte de tous les facteurs.

L'indice X_m caractérise l'intensité de sécheresse de sécheresse du mois sec. C'est le nombre de jours que l'on peut considérer comme secs du point de vue **biologique**.

Cet indice est obtenu de la manière suivante :

$$X_m = m - P + (b + r / 2) \cdot k$$

Avec:

X_m : indice xérothermique mensuel

m : durée du mois (nombre de jours)

P : nombre de jours de pluie

B : nombre de jours de brouillard

R : T de point de rosée

K : coefficient dépendant du taux d'humidité

$X_{\text{annuel}} = [X_m] \quad X_a < 365$

- On tient compte de la façon dont la pluie tombe (s'étale dans le temps).
- On retient le nombre de jours sans pluie.

- Pour une précipitation mensuelle (Pm), on obtiendra un indice de sécheresse plus grand si cette précipitation est due à des pluies d'orages qui sont peu profitables pour les plantes ; et un indice plus petit si on a affaire à des pluies plus longues, plus régulières et qui sont beaucoup plus bénéfiques pour les plantes.
- Les jours de brouillard et de rosée sont comptés comme ½ jour sec.
- Pour tenir compte de l'état hygrométrique (H ou K) de l'air, on admet que si H = 40 %, l'air est sec pour la plante. Le jour est compté comme un jour sec.

7.2.4. Indice d'arido-humidité de GIACOBBE (1938)

Il s'agit de l'indice d'arido-humidité ; il fait intervenir l'amplitude thermique diurne, d'où l'importance de m.

$$I_{Ah} = 100 P_E / M (M - m)$$

On peut définir un certain nombre de degré d'aridité

$I < 1$	très aride 1 degré
$1 < I < 4$	aride 2 degré d'aridité
$4 < I < 20$	semi aride 3 degré
$20 < I < 50$	sub humide
$I > 50$	humide

Cet indice a été mis au point par Giacobbe en Italie (climat méditerranéen) puis généralisé aux autres pays soumis au climat méditerranéen. Cet indice peut être calculé, soit mois par mois, soit saison par saison ; mais Giacobbe insiste sur l'intérêt de cette dernière présentation des résultats parce que : « les valeurs saisonnières sont certainement moins expressives parce qu'elles cachent les petites différences mensuelles, mais c'est justement ce fait qui les rends plus utiles parce qu'on simplifie les situations complexes en ne laissant subsister que les caractères fondamentaux ».

La durée de la période aride est alors évaluée en mois (saison) par lecture directe sur le graphique.

7.3. Les régions arides dans le monde, en Afrique et au Maghreb

La population totale des zones sèches à l'échelle mondiale est de 2 milliards de personnes, hors zones hyperarides (désert). Ainsi, les zones sèches accueillent actuellement presque un tiers de la population mondiale.

- Les zones sèches accueillent 50 pourcent du bétail mondial.
- La majorité de la population des zones sèches du monde se situe dans des pays en développement.
- Les zones sèches représentent 46 pourcent du stock de carbone de la planète.
- Les zones sèches représentent 44 pourcent des terres cultivées.
- Les espèces de plantes endémiques représentent 30 pourcent des plantes cultivées actuellement.
- Les zones sèches les plus importantes situent en Australie, en Chine, en Russie, aux Etats-Unis et au Kazakhstan.
- Au moins 99 pourcent de la surface de six pays (Botswana, Burkina Faso, Irak, Kazakhstan, République de Moldavie et Turkménistan) sont considérés comme des zones sèches

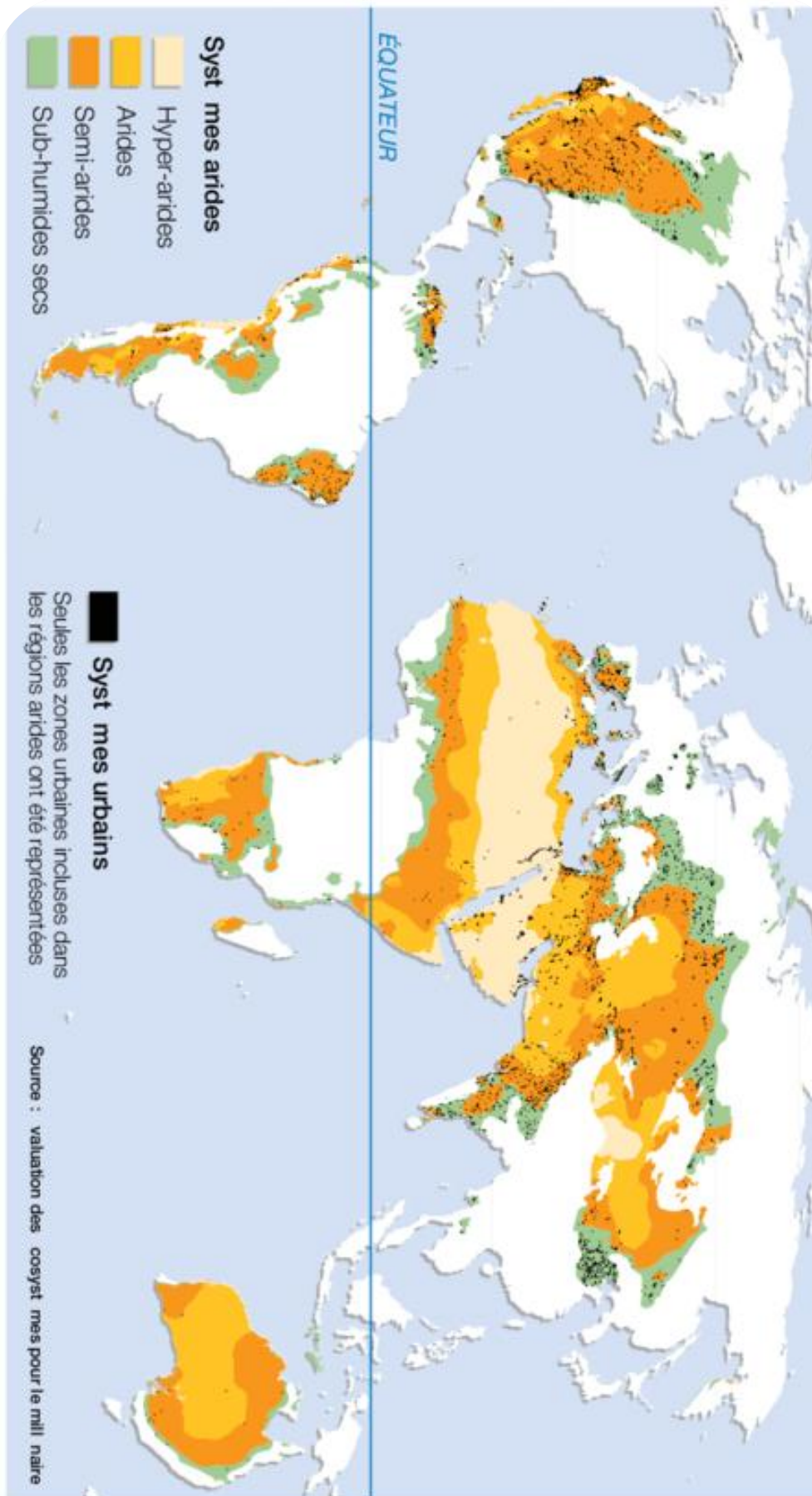


Figure 18. Carte globale de distribution des régions arides

(MA, 2005a)

8. Hydrologie

8.1. Hydrologie de surface et souterraine

Nous devons, au départ, abandonner définitivement la distinction arbitraire entre les ressources en eaux de surface et en eaux souterraines, laquelle a abouti à de lourdes erreurs techniques et financières. La séparation et le cloisonnement entre deux domaines d'application, dans l'espace, de la même discipline sont la conséquence de la spécialisation des techniciens et non des impératifs des conditions naturelles, lesquelles au contraire montrent l'unité du cycle de l'eau.

La surface du sol ne constitue pas un écran séparant deux domaines de recherches et surtout, ce qui est plus grave du point de vue de la rentabilité, deux modes d'exploitation distincts des ressources, l'un excluant souvent l'autre. Elle apparaît, au contraire, comme un lieu d'échanges permanents.

Le cycle de l'eau forme un ensemble cohérent, tant pour les recherches que pour la mise en valeur des ressources. La prospection et l'exploitation doivent porter sur l'ensemble des ressources en eaux du double point de vue de la quantité et de la qualité.

Les ressources étant variables dans le temps face à des besoins plus réguliers, leur exploitation rationnelle entraîne leur régularisation par accumulation. Celle-ci réalisée, soit dans des réservoirs naturels (lacs) ou artificiels (barrage-réservoir de surface), soit dans des structures hydrogéologiques ou des barrages souterrains, souligne l'interdépendance des problèmes de l'eau. Relations hydrologiques entre les eaux de surface et les eaux souterraines Les eaux de surface et les eaux souterraines présentent des relations et une interdépendance hydrologiques si étroites qu'en fait toutes deux constituent une ressource unique et que tout prélèvement sur les unes s'effectue au détriment des autres.

Nous citerons quatre aspects de ces interactions: - précipitations, ruissellement et écoulement; - précipitations et alimentation naturelle des eaux souterraines; interrelations des eaux de surface et des eaux souterraines; réserves en eaux souterraines.

Precipitations, ruissellement et ecoulement, Le ruissellement est le facteur essentiel de la prevision c) court terme des debits consecutifs c) une averse, done des crues.

Or, les facteurs qui le conditionnent sont : la repartition de la precipitation dans l'espace et dans le temps (intensite), la morphologie de la surface du sol (pente, vegetation), l'hydrogeologie (permeabilite verticale, etat de saturation du sol, deficit de la capacite de retention, vitesse et taux d'infiltration). Dans tous ces facteurs, on notera l'importance de l'hydrogeologie, Precipitations et alimentation naturelle des eaux souterraines. Les eaux souterraines sont alimentees, sur leur impluvium, par les precipitations. Cette alimentation est fonction de la quantite d'eau qui parvient a la nappe ou infiltration efficace.

La hauteur et le rythme des precipitations jouent un role plus ou moins direct suivant la profondeur et le type de l'horizon aquifere (libre ou captif), sur le regime des eaux souterraines et par consequent sur le renouvellement des reserves, done sur la conduite de leur exploitation. La surface piezometrique des nappes libres subit, dans les conditions naturelles, des fluctuations de niveaux, souvent importantes, en relation directe avec le rythme des precipitations et l'intensite de l'evapotranspiration. Le regime de l'alimentation des nappes aquiferes est soumis au taux et a la vitesse d'infiltration, lesquels dependent essentiellement de la permeabilite verticale des terrains. Nous signalerons a ce propos le cas des reserves des nappes fossiles, lesquelles se sont constituees au cours de plusieurs millenaires et dont le renouvellement est actuellement tres faible. Parfois meme leur bilan est deficitaire. Interrelations entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Des relations etroites existent entre les eaux de surface et les eaux souterraines. Sur les continents, l'alimentation et le drainage des eaux de surface (cours d'eau et lacs) sont en premier lieu fonction des structures geologiques et du regime de l'ecoulement, Cette interdependance apparait nettement dans les composantes de l'hydrogramme et surtout dans les courbes de decrue et de tarissement.

L'étude géologique détaillée est la base de l'analyse des échanges hydrologiques. Dans les vallées, les eaux des cours d'eau et celles de la nappe phréatique constituent une ressource unique.

Il en résulte donc que tout prélèvement sur l'une des deux parties diminue proportionnellement l'autre. En outre, cette alimentation des eaux souterraines par les eaux de surface pose un grave problème de pollution, donc de conservation de la qualité des ressources. Nous noterons un fait important, souvent ignoré: la suppression des conques par régularisation diminue considérablement l'alimentation des nappes alluviales. L'étude géomorphologique montre le rôle essentiel des cônes de déjection des rivières et des alluvions de piedmont, surtout pour les zones arides, dans l'alimentation des eaux souterraines.

Ce sont des secteurs privilégiés d'infiltration des eaux de surface (ruissellement et épandage) grâce à leur charge et à la grande perméabilité verticale des terrains.

Sur les côtes, l'invasion des eaux salées marines dans les nappes d'eau douce littorales pose de graves problèmes de conservation de la qualité. Les réserves en eaux souterraines Les réserves en eaux souterraines, surtout pour les nappes libres (réserves régulatrices), sont étroitement tributaires des eaux de surface. Elles sont renouvelées par leur infiltration et, en contre partie, contribuent à alimenter l'écoulement. Un exemple typique est celui du flot de base et des courbes de tarissement.

Un cours d'eau, en absence de précipitation, est alimenté par les eaux souterraines, provenant de la vidange des horizons aquifères de son bassin versant. Cette vidange se traduit par la courbe de tarissement de l'hydrogramme.

8.2. Bilans de l'eau ou Bilan hydrique

8.2.1. Les termes du bilan hydrique

L'analyse des conditions climatiques moyennes (régime pluvio-thermique, fréquence des gelées...) permet d'appréhender les conditions moyennes de croissance des peuplements. Cette analyse, indispensable, peut être complétée par *un calcul de bilan hydrique qui permet de suivre l'évolution dans le temps de la réserve utile en eau du sol* et ainsi caractériser plus finement les niveaux de contraintes hydriques subis par les cultures ; contraintes qui affectent plus ou moins directement la production.

Un bilan hydrique permet donc de faire la balance entre les quantités d'eau entrant et sortant du complexe sol – végétation et d'estimer le degré de satisfaction des besoins en eau. Il quantifie l'évapotranspiration potentielle et le déficit hydrique.

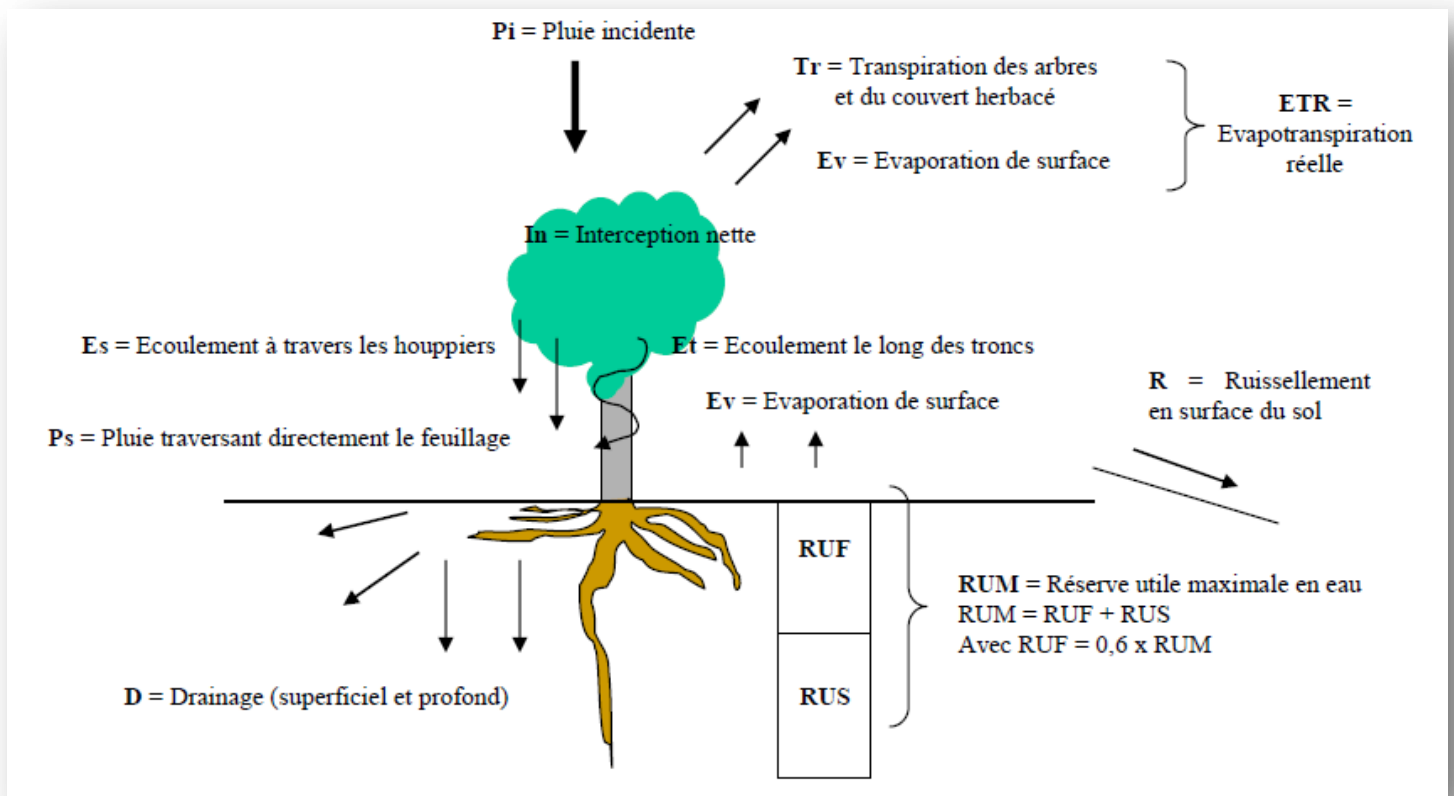


Figure 19. Le bilan hydrique simplifié

(François, 2010)

Les termes du bilan hydrique (figure ci-dessus) comprennent : **les entrées, les sorties et les réservoirs internes.**

● **Les entrées**

Elles correspondent à l'eau entrant dans le système sous forme essentiellement de pluies. Les brouillards, la rosée, les apports ascendants par nappes aquifères et latéraux par ruissellement (terrain en pente) participent également aux entrées mais sont beaucoup plus difficiles à quantifier.

Concernant les pluies, toute l'eau incidente n'est pas disponible au niveau du sol pour l'alimentation hydrique des plantes. Une partie importante est interceptée par le feuillage (surtout dans le cas où on parle d'une forêt à couvert dense). Le bilan peut s'écrire de la façon suivante. **Pi** est la part potentiellement disponible et (**Ps+Es+Et**) la fraction réellement utilisable. L'interception **In** peut se définir comme la part de l'eau que recueillent les couronnes et qui est directement évaporée : **In = P – (Ps + Es + Et)**.

La pluie au sol, c'est-à-dire la pluie « utile » permettant au réservoir du sol de se recharger, est obtenue par différence entre la pluie incidente (**Pi**) et l'interception des précipitations (**In**) en ajoutant l'écoulement le long des troncs/tiges (**Et**). Cette pluie s'infiltré verticalement dans le sol.

L'interception des pluies va dépendre de différents paramètres liés au climat mais également au peuplement. Parmi ces paramètres, on peut citer :

*La durée et l'intensité des pluies ;

*L'espèce végétale

*La morphologie de la ramification et du feuillage ;

*La surface de la partie aérienne estimée à travers le **LAI** (*Leaf Area Index* = surface de feuille en m² par m² de surface au sol). A partir d'un LAI de 6 m²/m², on considère que le peuplement est fermé.

*Type et grosseur des troncs/ tiges ;

*La structure du peuplement à travers la densité des tiges ;

*de la saison...

A partir de différentes études, il apparaît que l'interception **In** varie de **25 à 45%** pour les **résineux** et de **15 à 30%** pour les **feuillus**. L'interception est considérée comme constante au cours de l'année pour les résineux. Pour les feuillus, elle peut être réduite pendant la période d'expansion des feuilles et de sénescence. Pour le calcul d'un bilan hydrique dans le cas d'un peuplement de hêtre, on retranchera, par exemple, 20% aux totaux pluviométriques mensuels pour estimer l'eau disponible pour les arbres.

Il est également important de rappeler que l'intensité des pluies incidentes joue un rôle essentiel. Des pluies incidentes de moins de 1 mm pour les feuillus et de 2 mm pour les résineux sont totalement interceptées et n'arrivent jamais au sol. Par exemple, une pluie de 2 mm par jour sur 30 jours correspond à un total de 60 mm de pluie hors couvert mais à « aucune » pluie utile pour la forêt... l'eau étant totalement interceptée par les feuilles.

La surface foliaire agit non seulement sur l'interception mais gouverne également la transpiration du couvert. C'est un élément essentiel du bilan hydrique.

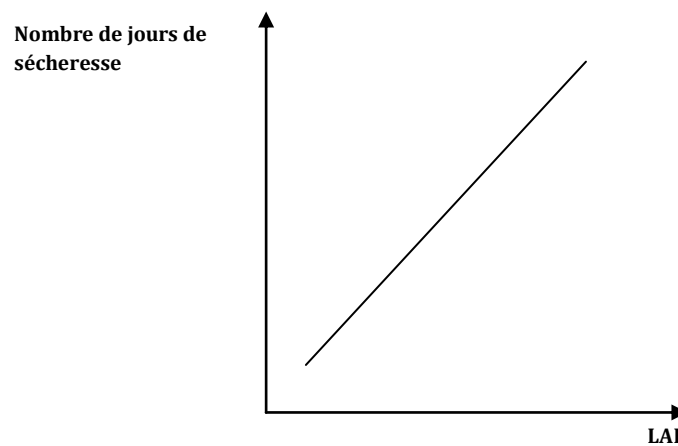


Figure 20. La relation entre le **LAI** et le nombre de jours de sécheresse

●Les sorties

Elles correspondent à l'eau sortant dans le système par drainage **D** superficiel et profond dans le sol hors de la zone d'exploitation des racines, au ruissellement **R** sur les pentes, à l'évapotranspiration qui associe la transpiration **Tr** du couvert et l'évaporation **Ev** de surface. L'essentiel dans les sorties est l'estimation de l'évapotranspiration.

● **Les stocks d'eau**

Ils correspondent essentiellement au stock du sol que l'on peut estimer à travers le calcul de la réserve utile maximale en eau (**RUM**). La réserve utile en eau est un paramètre essentiel du modèle car, reflétant la capacité du sol à stocker l'eau, elle conditionne, en grande partie, la capacité de résistance des plantes à des réductions de précipitations et à des sécheresses pendant la saison de croissance.

La détermination et les caractéristiques de chaque horizon reposent sur différents principes. La profondeur de chaque horizon est définie à partir des descriptions pédologiques des sols et de l'enracinement observé à chaque niveau (densité et taille des racines). Pour chaque horizon, la réserve utile maximale potentielle en eau (**RUM**) a été estimée à partir des coefficients (**T**) de réserve potentielle en eau associés à chaque texture, des charges en éléments grossiers (**CC**) et de l'épaisseur de la couche de sol correspondante (**E en cm**).

$$RUM_h = T \times E \times \left[\frac{100 - CC}{100} \right]$$

Par exemple, les valeurs du coefficient T pour chaque classe de texture peuvent être obtenues à partir du Tableau suivant :

Texture	S	SL	SA	LIS	LS	LmS	LSA	LAS	LI	Lm	LA	AS	A	AL	Alo
Coef T	0.70	1.00	1.35	1.20	1.45	1.60	1.65	1.75	1.30	1.75	1.95	1.70	1.75	1.80	1.65

Par exemple :

Horizon 1 : E=35 cm, LS=1.45 et CC=10%

$$RUM_1 = 1,45 \times 35 \times \left[\frac{100 - 10}{100} \right] = 45,7mm$$

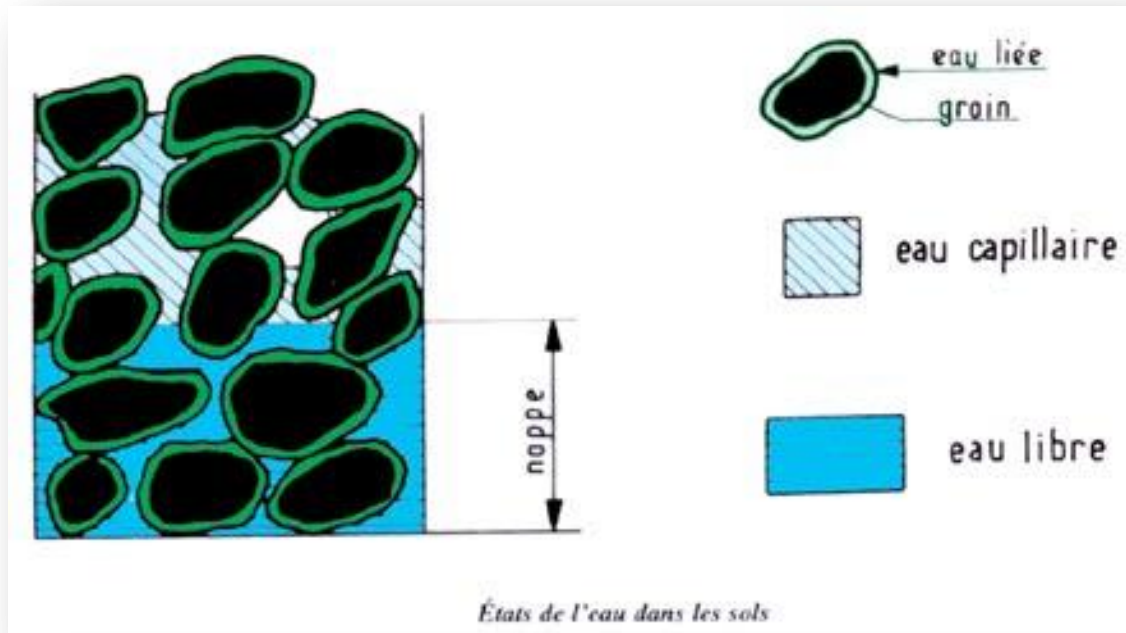
Horizon 2 : E=70 cm, AS=1.70 et CC=25%

$$RUM_2 = 1,70 \times 70 \times \left[\frac{100 - 25}{100} \right] = 89,2mm$$

Le sol a une réserve utile maximale potentielle en eau de :

$$RUM_{totale} = 45,7 + 89,2 = 134,9 = 135mm$$

Cette **RUM** correspond à l'eau potentiellement disponible. Cette **RUM** se décompose en une **RUF** ou réserve utile facilement utilisable et une **RUS** ou réserve utile de survie. La **RUF** correspond à **60%** de la **RUM** (ici $RUF = 0,6 \times 135 = 81 \text{ mm}$). La **RUS** correspond à **40%** de la **RUM** (ici $= 54 \text{ mm}$). Ces valeurs sont importantes à considérer car elles conditionnent l'estimation de l'**P'ETR**.



.Les trois états de l'eau dans le sol

Dans les sols, l'eau circule, mais elle peut aussi être stockée. On trouve donc :

Eau gravitaire

C'est l'eau qui remplit les pores du sol et qui s'écoule par gravité. Elle peut entraîner les nitrates et l'argile non retenue.

↓

Eau qui se déplace n'est pas efficace.

Eau capillaire

C'est l'eau utile car elle est retenue par les sols et permet l'alimentation des plantes.

↓

Eau retenue mais partagée, plante bien alimentée.

Eau liée

C'est l'eau très énergiquement retenue par le sol et non disponible pour les plantes.

↓

Eau prisonnière rend la plante peu fièvre.

Figure 21. Les états de l'eau dans le sol

8.2.2.Principe de calcul d'un bilan hydrique

Un bilan hydrique permet de suivre l'évolution dans le temps de la réserve utile en eau du sol. La variation du contenu est donc *la différence entre les entrées et les sorties* :

$$\Delta \mathbf{RU} = \mathbf{Pu} - \mathbf{D} +/- \mathbf{R} - \mathbf{ETR}$$

$\Delta \mathbf{RU}$ = Variation de la réserve hydrique du sol sur la période considérée

\mathbf{ETR} = évapotranspiration réelle

\mathbf{Pu} = pluie utile ($P_i - I_n + E_t$)

\mathbf{D} = Drainage

\mathbf{R} = Ruissellement

Les méthodes de calcul du bilan hydrique sont nombreuses et dépendent de l'échelle spatiale et temporelle considérée. Les modèles les plus complexes utilisent des données journalières et estiment le bilan à une échelle fine mais ceux là ne sont pas applicables d'une façon simple.

Le modèle présenté ici est largement utilisé car il utilise des données mensuelles facilement accessibles et mettent en jeu des calculs aisés. Il s'agit de la méthode de **Thornthwaite**.

•Calcul du bilan hydrique selon la méthode de Thornthwaite et Mather (1955 et 1957)

Contrairement à la méthode de **Palmer**, la méthode de **Thornthwaite** considère un sol à une couche **S** dans lequel l'évolution du contenu en eau suit une exponentielle négative dans le cas où $\mathbf{P} < \mathbf{ETP}$. **S** correspond au stock d'eau dans le sol pour chaque période. $\Delta \mathbf{S}$ correspond à la diminution du stock d'eau entre deux périodes. **AWC** correspond à la réserve utile maximale en eau du sol en mm (**RUM**, Available Water Content).

DE correspond au déficit d'évapotranspiration. **Dh** correspond au déficit d'humidité du sol c'est-à-dire à la différence entre le contenu en eau maximale et l'état de la réserve pour la période considérée. Enfin,

Dr correspond au drainage de l'eau en excès.

Le principe de calcul est le suivant :

Il faut toujours commencer par comparer **P** et **ETP**.

Pour un mois donné **n**,

*** Si $P > ETP$ alors**

o $S = \min [(P - ETP + S(n-1)) ; AWC]$

o $\Delta S = S - S(n-1)$

o $ETR = ETP$

o $DE = ETP - ETR$

o $Dh = AWC - S$

o $Dr = P - ETP - \Delta S$

***Si $P < ETP$ alors**

o $S = S(n-1) * \exp [-(ETP-P)/AWC]$

o $\Delta S = S - S(n-1)$

o $ETR = P - \Delta S$

o $DE = ETP - ETR$

o $Dh = AWC - S$

o $Dr = 0$

Tableau 4. Exemple de calcul du bilan hydrique (données recueillis depuis la station synoptique d'Alger)

	T	P	ETP	S	ΔS	ETR	Dh	Dr	DE
RFU = 100									
J	1,5	116	19,73	80,00	0	19,73	0,00	96,27	0,00
F	7,2	76	22,47	80,00	0	22,47	0,00	53,53	0,00
M	6,9	57	37,94	80,00	0	37,94	0,00	19,06	0,00
A	9,6	65	60,15	80,00	0,00	60,15	0,00	4,85	0,00
M	13,8	36	109,95	0,00	-80,00	116,00	80,00	0	-6,05
J	19,4	14	185,56	0,00	0,00	14,00	80,00	0	171,56
Jt	19	2	286,15	0,00	0,00	2,00	80,00	0	284,15
A	19,3	4	294,42	0,00	0,00	4,00	80,00	0	290,42
S	14,6	27	224,03	0,00	0,00	27,00	80,00	0	197,03
O	11,2	84	117,63	0,00	0,00	84,00	80,00	0,00	33,63
N	8,5	93	56,67	36,33	36,33	56,67	43,67	0,00	0,00
D	5,1	117	28,08	80,00	43,67	28,08	0,00	45,25	0,00

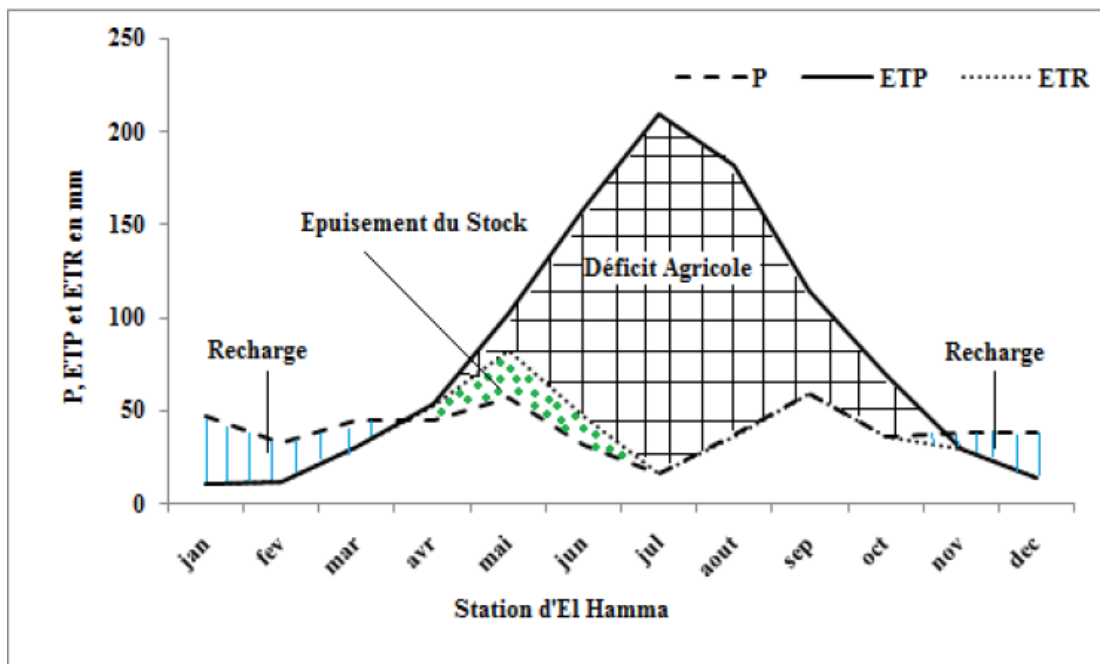


Figure 22. Présentation des résultats du calcul du bilan hydrique

8.3. Problèmes spécifiques aux forêts

Il apparaît bien comme une certitude que la forêt réduit l'écoulement annuel, au moins à l'échelle où peuvent intervenir des aménagements humains. Toutefois, les valeurs proposées pour cette réduction varient dans une fourchette très large. La raison en est probablement que l'évapotranspiration d'un couvert forestier dépend d'un très grand nombre de paramètres, et que c'est essentiellement de la façon dont se combinent ces paramètres que résulte l'écoulement annuel, ce qui rend très difficile, voire impossible sans études complémentaires, la transposition des résultats. Il est pourtant possible de dégager des tendances générales. Il apparaît ainsi que plus le déficit hydrique est grand, les réserves en eau du sol abondantes, mais aussi les précipitations fines et fréquentes, et plus la végétation forestière aura tendance à réduire l'écoulement annuel. La forêt n'a pas tous les effets bénéfiques que lui prête l'opinion publique. Ses conséquences sur les ressources en eau peuvent apparaître comme négatives dans les régions où les ressources en eau sont limitées, et où il y a alors concurrence entre différents usages.

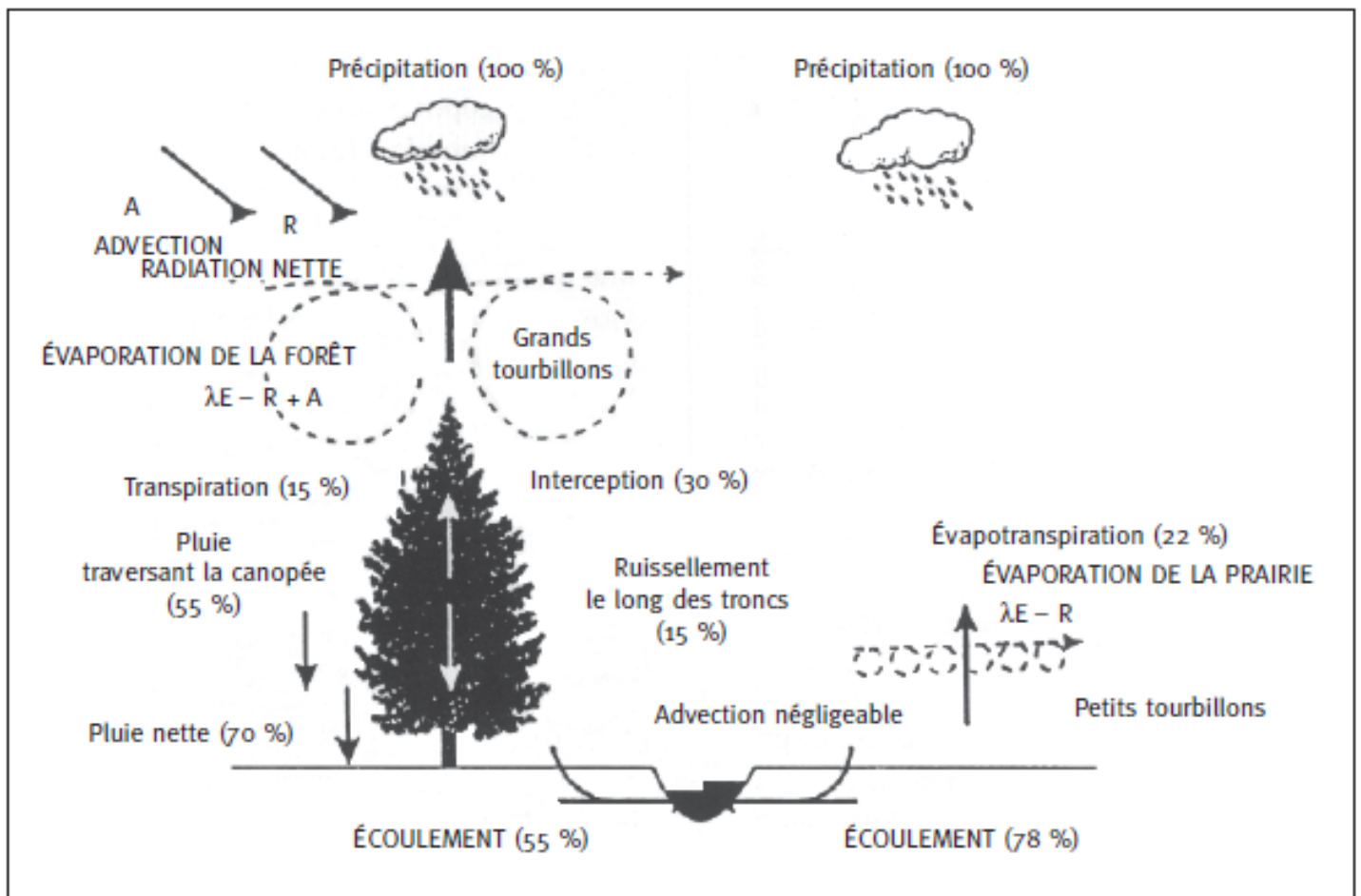


Figure 23. Bilan d'énergie et de l'eau pour une prairie et une forêt à Plynlimon (Royaume uni) (Cosandey, 2006)

8.4. Problèmes spécifiques aux Steppes

En Algérie, les écosystèmes steppiques arides, sont marqués par une grande diversité paysagère en relation avec une grande variabilité des facteurs écologiques. Régions à tradition pastorale, la population est composée essentiellement de pasteurs-éleveurs, anciennement nomades pour la plupart, avec une forte tendance à la sédentarisation aujourd'hui.

La gestion irrationnelle des parcours, l'introduction de moyens et de techniques de développement inadaptés au milieu, le manque de concertations entre les différents acteurs du développement sont autant de facteurs qui ont contribué à la dégradation du milieu et des ressources naturelles et à la rupture des équilibres écologiques, et socioéconomiques.

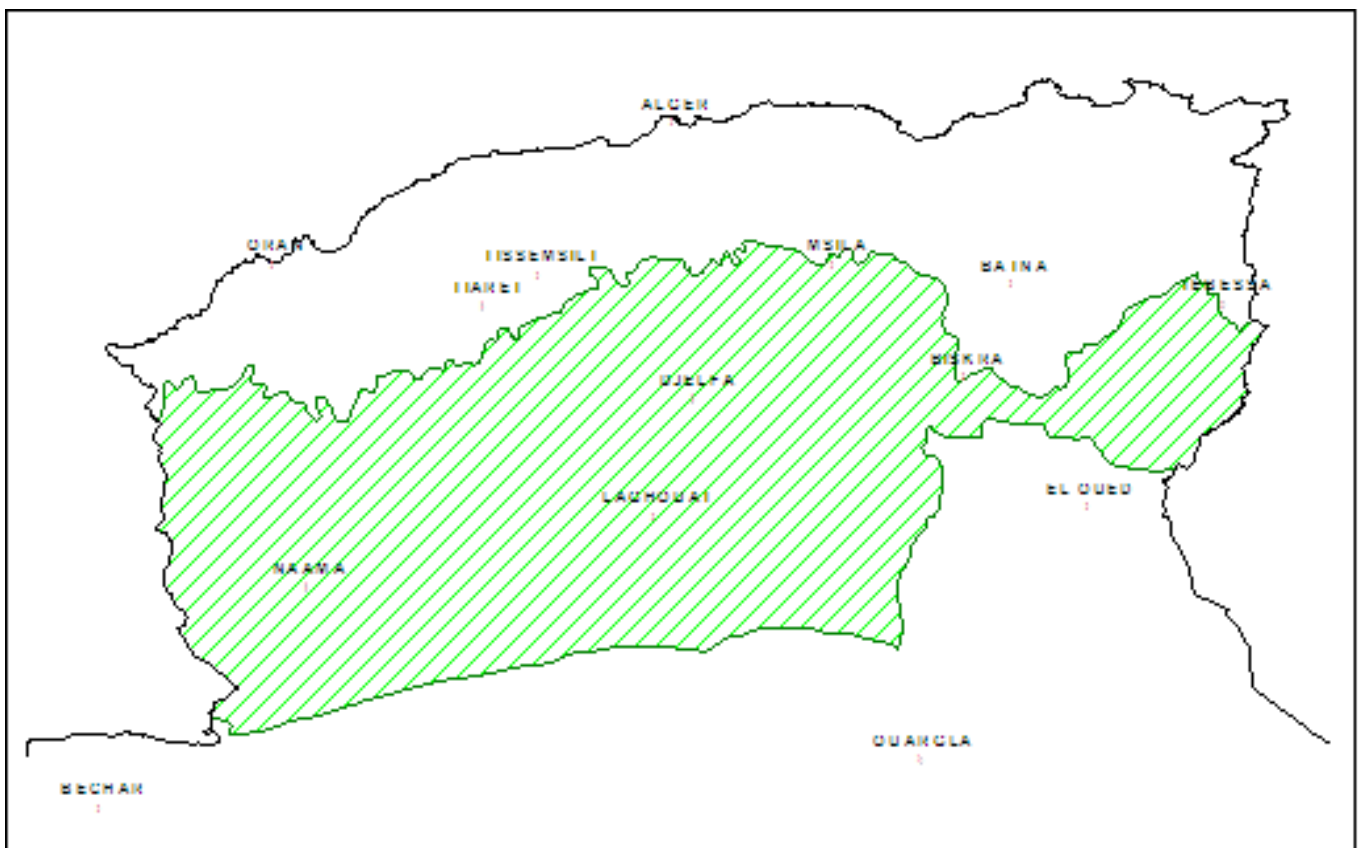


Figure 24. *Délimitation des steppes Algériennes*
<https://doi.org/10.4000/vertigo.5375>

8.5. Problèmes spécifiques au Sahara

L'hydrologie des déserts est encore mal connue en raison du faible nombre des données recueillies et de la difficulté de la documentation. Elle souffre de l'aridité, qui est la cause principale, et de la discontinuité des phénomènes, qui en est le corollaire. Dans le désert, les effets de l'arrivée de l'eau sur le sol, qui inaugure le cycle hydrologique et géodynamique aride, dépendent moins de la quantité d'eau tombée que de la manière dont elle tombe et de la qualité lithologique du sol. Une partie importante de cette eau ruisselle : ruissellement diffus inorganisé, en filets ou en nappe, et ruissellement concentré dans un chenal. Dans la zone aride, c'est l'irrégularité qui est la règle : le cours d'eau aride est intermittent, l'oued se confond avec la crue, locale ou lointaine.

Une autre partie s'évapore, et une autre s'infiltré et vient grossir les réserves d'eau souterraines : sous-écoulements et nappes profondes, présentes dans tous les grands déserts mais d'accès plus ou moins difficile.

La présence d'eaux stagnantes est favorisée par les structures tectoniques et par certains effets spécifiques de la géodynamique aride. Il s'agit de plans d'eau élémentaires (flaques, mares), d'épandages inondables (*playas, sebkhas*) et de véritables lacs, salés ou non, à l'hydrologie complexe. Les réseaux hydrographiques anciens, hérités de périodes plus humides, et actuels, intermittents, ont laissé des traces diverses sur le terrain.

Aréisme et endoréisme sont les marques directes du climat sur l'hydrographie désertique, et une dégradation générale des réseaux caractérise la plupart des déserts mondiaux : diminution de surface des « bassins ruisselants », réduction du nombre des drains actifs et dégradation des conditions hydrologiques.

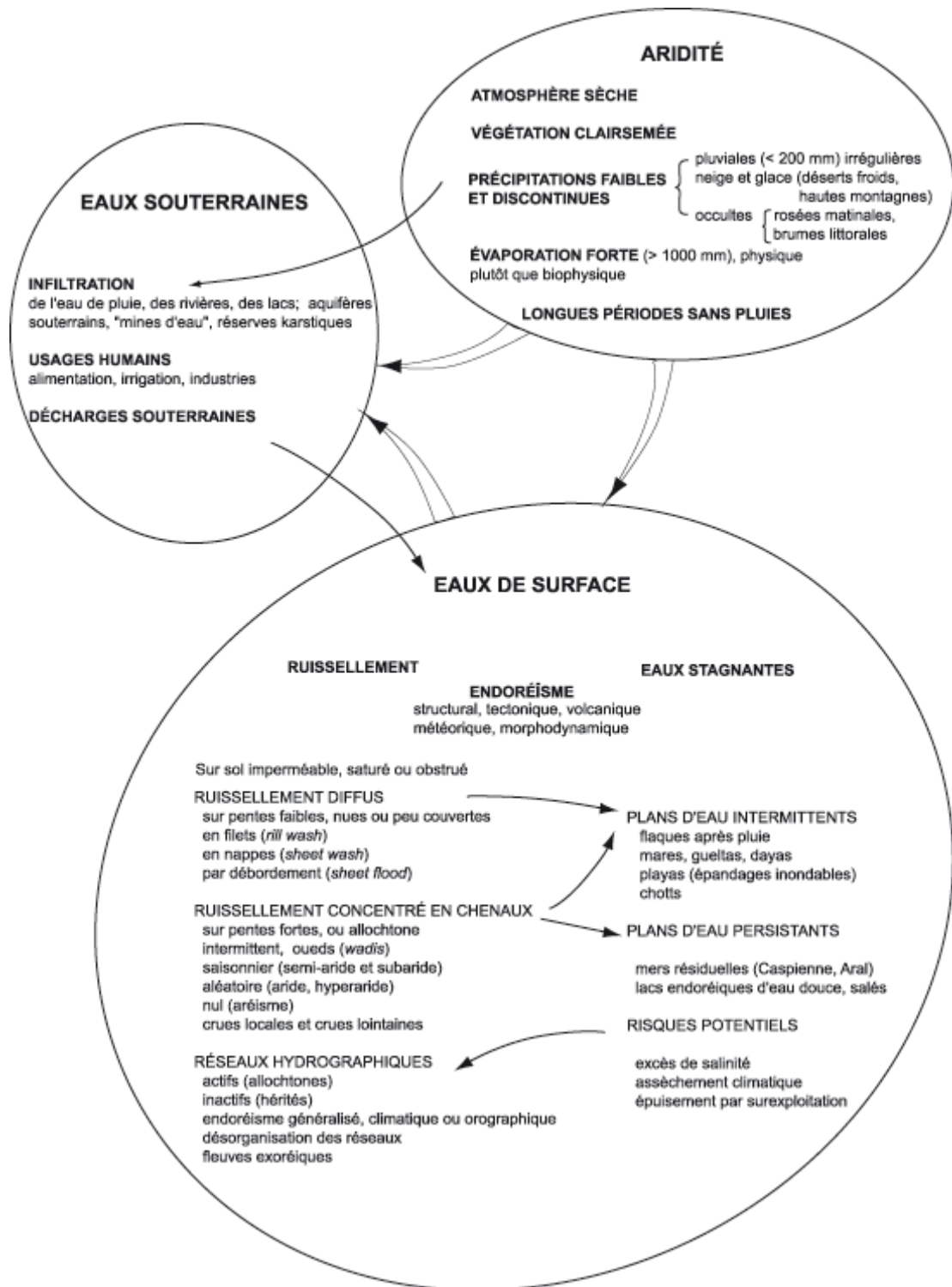


Figure 25. Les eaux sauvages des régions arides

<https://doi.org/10.4000/geomorphologie.93>

9. Les bilans hydriques

9.1. Définition

L'évapotranspiration (ET) concerne l'ensemble des processus renvoyant dans l'atmosphère sous forme gazeuse une partie des précipitations (forme liquide). Ce phénomène combine les pertes en eau par **évaporation directe** d'eau liquide (eau libre ou eau du sol dans les 15 premiers cm environ) et par **transpiration** de la biomasse. L'évapotranspiration s'exprime en mm d'eau pour une période donnée et peut intervenir à tout moment du cycle de l'eau à condition qu'il y ait assez d'eau à évapotranspirer et une énergie suffisante. En effet, ce phénomène nécessite une quantité importante d'énergie que l'on appelle chaleur latente de vaporisation de l'eau. Il faut $2,45 \cdot 10^6$ J pour évaporer 1 kg d'eau à 20°C (=1 mm d'eau = 1 litre d'eau par m^2 = 1 kg).

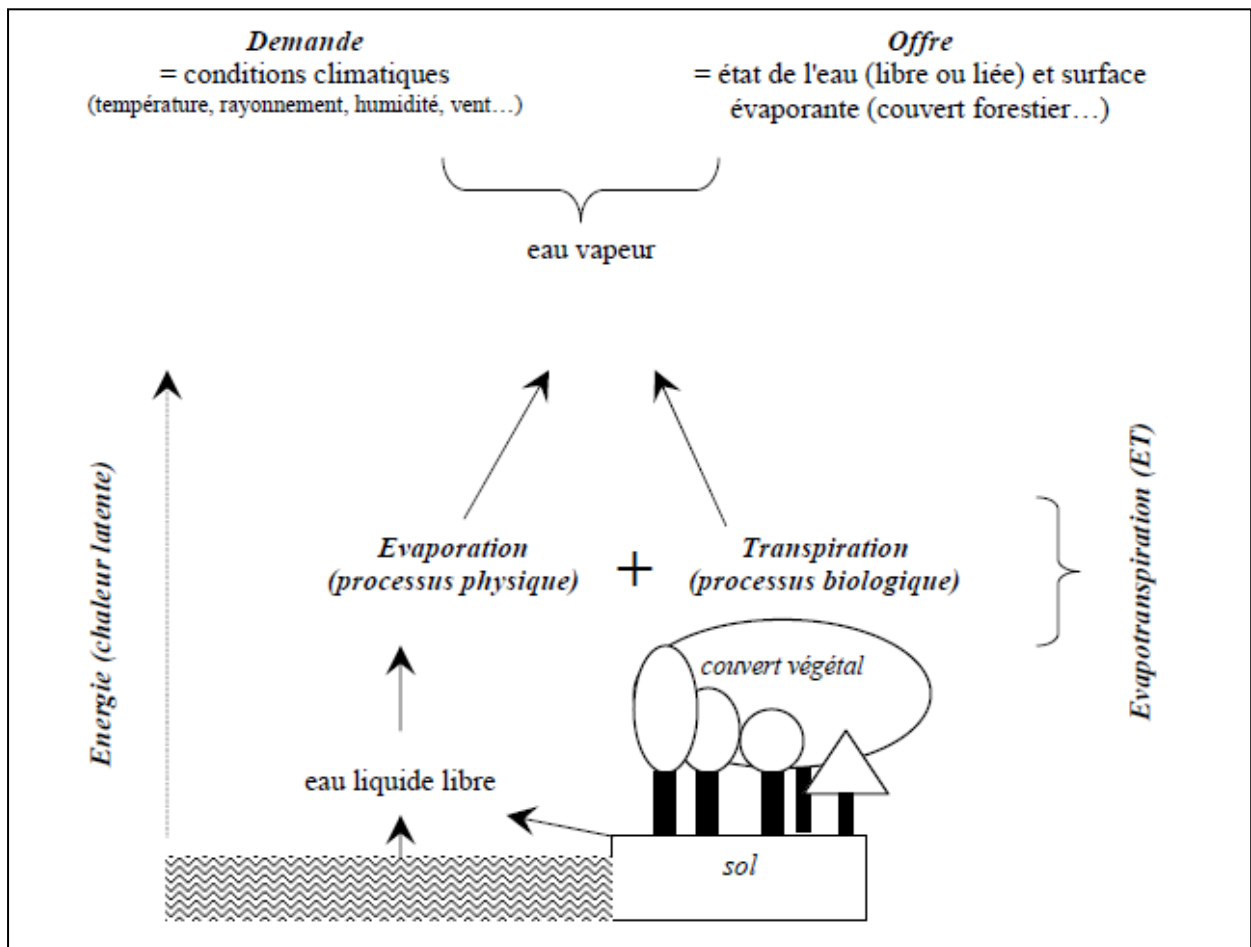


Figure 26. Schéma simplifié de l'ETP (François, 2010)

L'intensité de l'évapotranspiration dépend

●De la demande

C'est-à-dire des apports énergétiques (rayonnement, température) nécessaires à l'évaporation – et qui conditionnent l'humidité atmosphérique – ainsi que du vent – qui remplace éventuellement l'air humide, au contact de la surface liquide ou humide par de l'air plus sec.

●De l'offre

C'est-à-dire de la disponibilité de l'eau évaporable qui est une fonction de l'état de la surface, de la nature de la couverture végétale, etc. Cette disponibilité est en fait la résultante de l'ensemble des résistances qui s'opposent au transfert de la vapeur d'eau depuis les "sites" de vaporisation jusqu'à l'air libre :

a) *résistance de l'air (ra)* qui dépend de la vitesse du vent, de la hauteur de la végétation et de la rugosité de la surface supérieure du couvert ;

b) *résistance de l'espace poreux végétal (rp)* qui dépend de la densité et de la structure du couvert végétal et de la vitesse du vent ;

c) *résistance de la couche superficielle du sol (ro)* qui, quand il est desséché, freine l'évaporation du sol (croûte = mulch) ;

d) *résistance des stomates (rs)* au transfert de vapeur d'eau depuis la chambre sous stomatique jusqu'à l'extérieur de la feuille.

Selon la disponibilité en eau et le type de la couverture herbacée considérée, on distingue **9.2. différentes valeurs de l'évapotranspiration**

ETP = évapotranspiration potentielle pour laquelle le seul facteur limitant correspond à une donnée climatique

ETM = évapotranspiration potentielle maximale pour laquelle le seul facteur limitant correspond à une donnée climatique. Cependant, même en l'absence de stress en eau, un couvert végétal offre une certaine résistance au transfert de la vapeur d'eau.

Par définition, $ETM \leq ETP$

ETR = évapotranspiration réelle pour laquelle le seul facteur limitant est le système surface évaporante – liaison de l'eau. Par définition $ETR < ETM \leq ETP$

9.3.Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration(ETR)

●L'évaporomètre Piche

L'évaporomètre Piche, employé en Algérie et adopté dans divers pays, est constitué par une simple éprouvette en verre, de 1 centimètre carré environ de section et de 35 centimètres de longueur, remplie d'eau et fermée par une rondelle de papier buvard, maintenue au moyen d'une bague métallique faisant ressort. L'éprouvette étant retournée et placée verticalement, l'eau s'évapore progressivement par l'intermédiaire de la rondelle de buvard : c'est un évaporomètre à surface évaporante d'eau « artificielle ». Une division de la graduation correspond à 1 mm d'eau évaporée pour un disque de buvard de 30 mm de diamètre (surface évaporante : 13 cm²). Il est normalement installé sous l'abri météorologique ouvert sur les côtés. Bien entendu, la forme et aussi les dimensions de la surface qui évapore jouent un rôle important dans les mesures. Il en est de même de la température de la masse d'eau qui évapore, elle même fonction des caractéristiques propres de l'appareil utilisé. Suivant le type d'instrument, les indications recueillies dans des conditions de milieu identiques peuvent être ainsi très différentes.

De même, il reste évident qu'il n'y a pas, a priori, de commune mesure entre l'évaporation déterminée dans ces conditions et les pertes en eau subies par un sol, une plante ou encore un lac, une rivière ou une simple mare à la surface du sol. Cependant, toutes ces pertes par évaporation ou transpiration dépendent d'un certain nombre de facteurs physiques tels que la température de l'air, le rayonnement solaire, la vitesse du vent, etc. Elles dépendent aussi du degré de sécheresse de l'air, de sa plus ou moins grande teneur en vapeur d'eau, c'est-à-dire de son humidité.

La détermination de la quantité d'eau évaporée journallement par une masse d'eau donnée peut fournir une mesure relative et globale de ces influences diverses et simultanées et nous renseigner, sinon sur les pertes d'eau exactes d'un sol ou d'une plante, du moins sur le pouvoir évaporant de l'air dans un lieu et à un instant donnés. C'est bien en effet la signification que l'on attache aux mesures d'évaporation telles qu'elles sont effectuées dans les stations météorologiques.

● **Les cases lysimétriques**

Pour la deuxième méthode, l'ETR peut être considérée comme le terme résiduel de l'équation du bilan hydrique du sol après que tous les autres termes aient été mesurés

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

Avec :

DS = variation du stock d'eau dans le sol

P = pluie

I = irrigation

D = drainage

R = ruissellement (échanges latéraux d'eau)

Si l'on se place dans le cas où le ruissellement est nul et que les mesures commencent après que le sol se soit ressuyé (drainage = 0), alors on obtient une équation simplifiée

$$\Delta S = P + I - ETR$$

Connaissant les pluies incidentes et les apports par irrigation (dans le cas de culture), la difficulté majeure consiste à estimer la variation du stock du sol entre deux dates. Une case lysimétrique est un bac exposé en plein air qui contient un sol couvert d'un certain type de végétation, ou laissé à nu, dont on évalue la quantité d'eau infiltrée et drainée par rapport à celle apportée par les précipitations. Certains lysimètres peuvent être pesés régulièrement pour connaître le volume d'eau contenu dans le sol. La profondeur d'un lysimètre varie de 0,5 à 2 mètres, sa surface de 0,3 à 4 m². Un dispositif de pesée permet d'établir DS. Le ruissellement est éliminé par l'horizontalité de la surface, les sorties par drainage sont recueillies, les précipitations sont mesurées par un pluviomètre. L'ETR est alors connue par différence. Si les bacs sont maintenus à une humidité optimale par recharge journalière, on mesure l'ETM. Si aucun apport n'est effectué alors c'est l'ETR qui est mesurée. Pour que la mesure reste représentative des conditions naturelles, par forts déficits en eau du sol, la cuve doit être aussi profonde que possible. A cet égard, même une profondeur de deux mètres, sous culture herbacée, peut s'avérer insuffisante par forte sécheresse.

De plus, la représentativité des mesures exige de limiter au maximum les échanges advectifs entre le dispositif et son environnement immédiat (anneau de garde). La surface évaporante à prendre en compte est aussi délicate quand il y a transgression de la végétation au dessus des bords des cuves. Les variations du stock d'eau dans le sol peuvent également être appréhendées à l'aide d'appareillage complexe du type humidimètre neutronique (sonde à neutron), réflectomètre dans le domaine temporel (sonde TDR)...

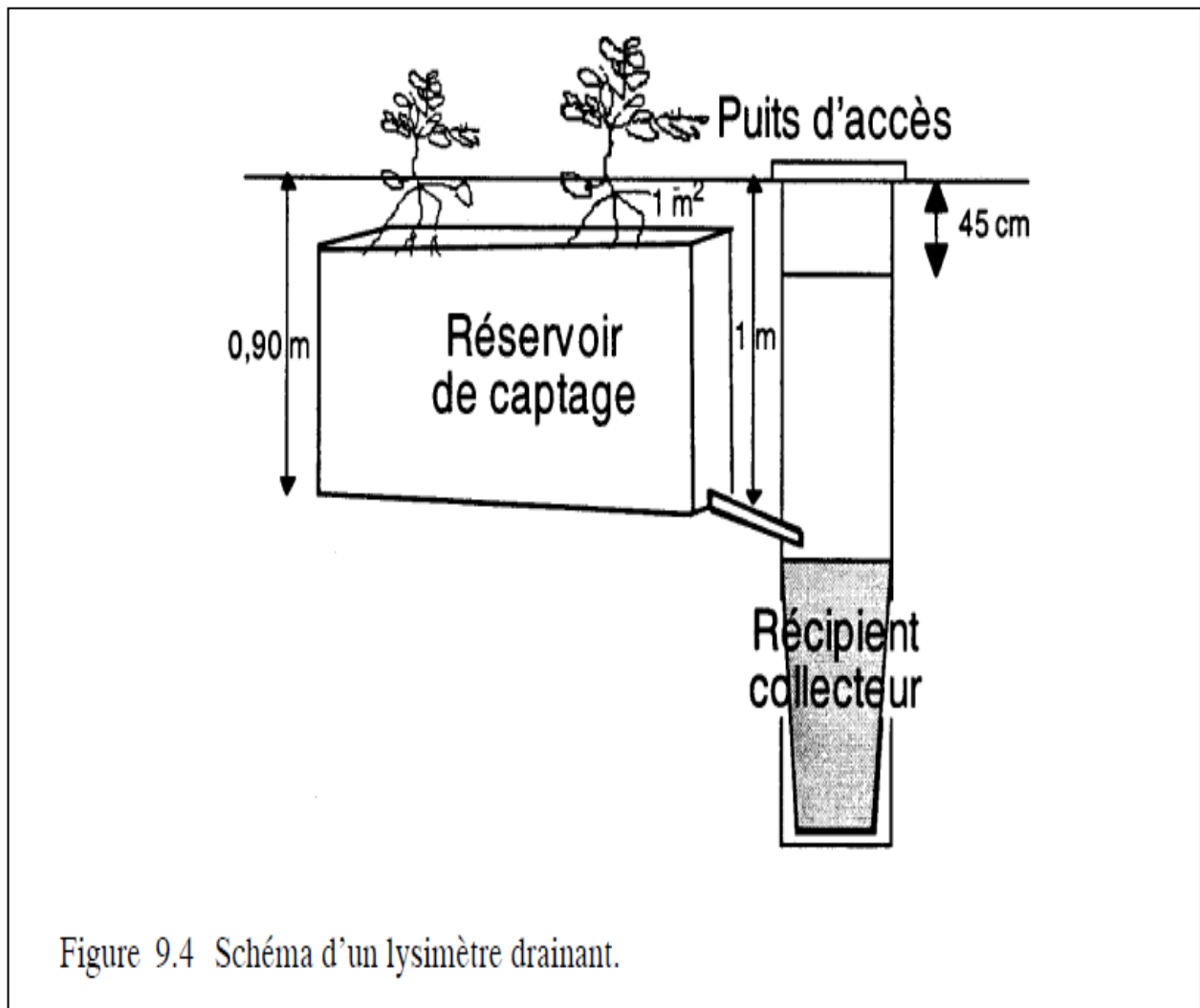


Figure 9.4 Schéma d'un lysimètre drainant.

Figure 27. Principe d'un lysimètre drainant

<http://bacteries-champignons.blogspot.com/2012/02/pilotage-de-lirrigation-tensiometres.html>

9.4. Formules d'estimation de l'évapotranspiration (ETP)

Les formules de calcul sont présentés dans le tableau ci-dessous

Tableau 5. Les méthodes d'estimation de L'ETP les plus utilisées

Nom	Formule de calcul
<i>Blaney et Criddle (1950)</i>	$ETP \text{ (mm/jour)} = p (0,46 T + 8,13)$ <p>Pourcentage journalier d'heures diurnes par rapport au nombre d'heures diurnes annuelles (donné par table)</p>
<i>Formule de Thornthwaite (1948)</i>	$ETP = 16 \times \left[\frac{10 T}{I} \right]^a \times F$ <p>fonction complexe de l'indice I</p> <p>Indice thermique annuel</p> <p>Facteur de correction dépendant de la latitude (donné par table)</p> $I = \sum_{j=\text{janvier}}^{\text{décembre}} I_j \Rightarrow I_j = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1,514}$ $a = 0,018 (I) + 0,492$
<i>Formule de Turc (1955, 1961)</i>	$ETP \text{ (mm /mois)} = 0,40 \times (Rg + 50) \times \left(\frac{T}{T + 15} \right)$ <p>(0,37 pour le mois de février)</p> <p>Rayonnement global en cal. cm⁻². jour⁻¹</p> $Rg = Rg_a \times \left(0,18 + 0,62 \left(\frac{h}{H} \right) \right)$

Radiation théorique maximale au lieu considéré (donnée par table)

Durée d'insolation effective (en heure)

Durée d'insolation théorique (en 1/10 d'heure) (donnée par table)

PS : T c'est la température moyenne mensuelle en °C

10. Methodes de caractérisation du climat méditerranéen

10.1. Méthode d'EMBERGER (1932)

L'indice d'Emberger définit le degré d'humidité du climat. Il prend en compte les précipitations annuelles P, la moyenne des maxima de température du mois le plus chaud (M) et la moyenne des minima de température du mois le plus froid (m). Comme pour l'indice xérothermique de Gaussen, il est plus particulièrement adapté *aux régions méditerranéennes* dans lesquelles il permet de distinguer différents étages climatiques. Dans ces régions, Emberger a remarqué que l'amplitude thermique (M-m), donc l'évaporation, est un facteur important de la répartition des végétaux. On sait en effet que, à température moyenne égale, *l'évaporation est d'autant plus grande que l'amplitude thermique est élevée.*

Le facteur de pluie pris en compte est le produit du nombre de jours de pluie par an (n) par le cumul moyen annuel (P).

$$Q_3 = 3.43 * P / (M-m)$$

M : *moyenne des maxima du mois le plus chaud*

m : *moyenne des minima du mois le plus froid*

P : *cumul pluviométrique annuel en mm*

10.2.Méthodes dérivées

Indice de sécheresse estivale de Giacobbe

C'est une formule simple qui caractérise la sécheresse estivale en faisant le rapport des pluies estivales (PE) sur la moyenne des températures maximales du mois le plus chaud. En région méditerranéenne, on considère que l'été est sec quand le rapport est < 7.

Indice de sécheresse de Birot

Comme pour les deux indices d'Emberger et de Giacobbe, Birot caractérise la sécheresse estivale en région méditerranéenne et considère le rapport : $I = (P*J)/T$ 20 Avec (J) le nombre de jours de pluie, (P et T) étant la pluviométrie (mm) et la température moyenne (°C) de la période concernée.

Birot énonce les définitions suivantes : tout mois dont l'indice est inférieur à 10 est considéré comme aride • l'indice d'aridité estivale E est la somme de toutes les différences $(10 - I_m)$ pour tous les mois où i est inférieur à 10 • la végétation méditerranéenne est possible quand une région a au moins un mois dont l'indice est inférieur à 10.

10.3. Discussions

Un climat méditerranéen est d'autant moins sec que le quotient est grand. Il est également très important de noter que, à quotient équivalent, celui-ci à une valeur écologique différente selon les valeurs des températures qui y interviennent. **La valeur m est une différentielle très importante.** Elle est un seuil biologique. D'une manière générale, elle exprime assez bien le degré et la durée de la période critique des gelées, car plus m est bas, plus celles-ci sont sévères. Pour en tenir compte, il est indispensable de combiner QE avec m (Abaque de Sauvage). Cette abaque due à Sauvage permet de placer une station dans l'une des cinq classes de climat méditerranéen qui ont été définies

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

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

et *cinq formes* selon la valeur de QE. Pour le faciès moyen, la valeur prise par QE varie de :

- $QE < 12$ saharien ou désertique $P < 100$ mm/an
- $12 < QE < 30$ aride $100 < P < 300$ mm/an
- $30 < QE < 60$ semi aride $300 < P < 600$ mm/an
- $60 < QE < 100$ sub humide $600 < P < 900$ mm/an
- $QE > 100$ humide $P > 900$ mm/an

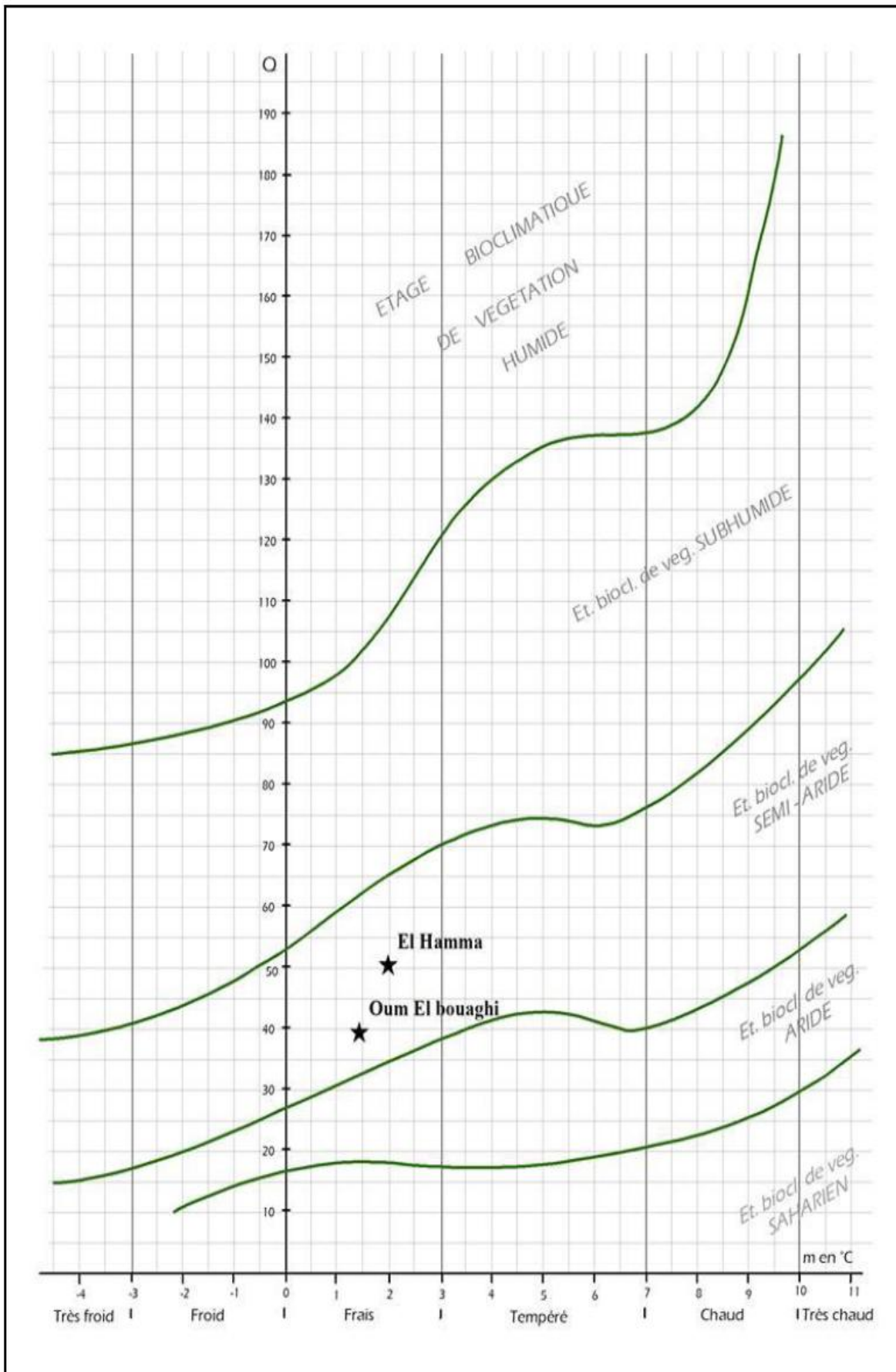


Figure 28. Climagramme d'EMBERGER (Abaque)

11.Utilisation des synthèses bioclimatiques à des problèmes d'écologie appliquée (Notion d'échelles)

La topographie est un paramètre important à prendre en compte en bioclimatologie car elle modifie sensiblement les caractéristiques climatiques locales. Le concept de topoclimat a été proposé pour la première fois par Thornthwaite (1953). *Il recouvre l'étude des relations entre les formes du paysage et les caractéristiques du climat d'un lieu.* A cette notion est associée une échelle spatiale réduite de l'ordre de 10 km en plaine et 1 km en montagne dans le cas d'un relief accidenté.

On considère généralement trois types de topoclimats qui sont principalement liés aux irrégularités du relief et à l'altitude : les topoclimats de bord de mer, les topoclimats de plaine et les topoclimats de montagne.

**Les topoclimats de bord de mer*

ont la particularité principale d'être soumis à l'alternance de la brise de mer et de la brise de terre au cours de chaque période de 24 heures ;

**Les topoclimats de plaine*

se différencient essentiellement en fonction du modelé du relief, qui n'est pas trop accidenté (vallées, collines), et de la proximité de surfaces homogènes étendues telles qu'une forêt ou un lac ;

**Les topoclimats de montagne*

résultent essentiellement des actions combinées de l'altitude et du relief (exposition des versants et inclinaison des pentes)

Les facteurs du climat déterminent, en relation avec l'altitude, l'exposition, la pente, la proximité d'une masse d'eau, la nature du substrat..., des ambiances climatiques particulières. Les phénomènes énergétiques et dynamiques qui influent sur les caractéristiques du topoclimat sont l'interception du rayonnement solaire par les pentes, les modifications du bilan énergétique de surface et certains écoulements particuliers de l'air dans les vallées de montagne. L'altitude va diminuer la pression atmosphérique, augmenter l'acuité des radiations solaires, abaisser la température....

Ainsi, *tous les paramètres climatiques élémentaires* c'est-à-dire l'ensoleillement (durée d'insolation et quantité de rayonnement reçue), le vent, les températures, les précipitations et l'humidité de l'air sont, à des degrés divers, modifiés par les paramètres topoclimatiques. Ces paramètres sont importants à prendre en compte pour étudier les potentialités "agroclimatiques" d'une région montagneuse ou, par exemple, dans le cadre de reboisement de versants.

On distingue généralement les actions thermodynamiques du relief (vent, température...) et les effets sur le bilan radiatif.

ACTIONS DYNAMIQUE ET THERMIQUE DU RELIEF

1-Le vent

La topographie modifie leur orientation et leur vitesse. Les vallées d'échelle topographique réorientent les flux et peuvent, par effet de canalisation, les accélérer. C'est également le cas des montagnes qui forment de véritables barrières ou des bassins et des vallées qui créent des sites d'abri isolant ainsi, même dans les régions relativement ventées, des zones très calmes. En outre la topographie peut engendrer la formation de vents locaux aux caractéristiques hygrothermiques spécifiques, comme le foehn ou des brises.

D'une façon générale, il se crée le long d'un versant des mouvements atmosphériques liés à des contrastes d'exposition et aux différences thermiques entre le jour et la nuit ; parfois de faible ampleur, ces mouvements tendent à redistribuer les températures et l'humidité de l'air. Le versant qui subit les vents est appelé "versant au vent" ; le versant opposé protégé du vent est appelé "versant sous le vent".

La pente, si elle n'est pas trop forte, a en général pour effet d'accélérer la vitesse du vent

(contraction de la veine d'air). Inversement, du côté sous le vent, on observe généralement une réduction de la vitesse des vents. Pour des pentes plus fortes, la circulation de l'air n'est pas homogène. Il y a "décollement" de l'écoulement et formation d'un tourbillon. La séparation entre ces deux phénomènes se produit pour des pentes voisines de 40°.

Les montagnes forment des barrières qui induisent des forts mouvements verticaux. Des travaux ont montré que l'augmentation de l'altitude correspond à une augmentation de la vitesse moyenne du vent et de la fréquence des vitesses maximales quotidiennes.

2-La pression atmosphérique

La pression atmosphérique décroît donc avec l'altitude d'une façon exponentielle. Cette diminution de la pression atmosphérique en fonction inverse de l'altitude (plus on s'élève, plus l'air est léger) explique la diminution rapide de l'humidité absolue. Moins dense, l'air peut contenir moins de vapeur d'eau et, s'il est plus vite saturé il est aussi plus sec.

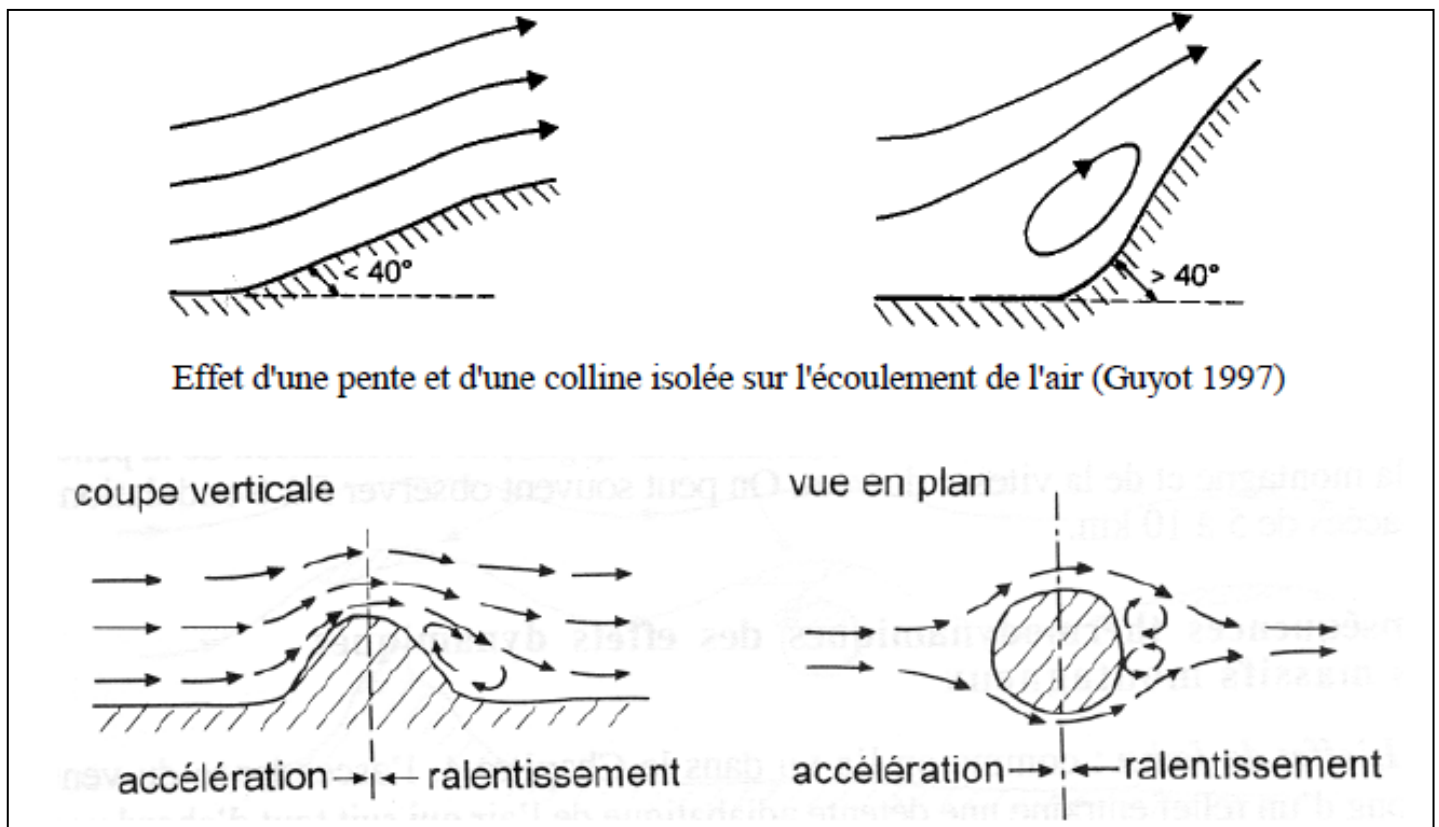


Figure 29. Effet du relief sur la circulation des masses d'air

(Guyot, 1999)

3-Les températures

Les variations spatiales et temporelles des températures sont liées à celles de l'ensoleillement et des caractéristiques de l'atmosphère. Globalement, la température décroît en altitude d'environ 0,5 à 0,6°C par 100 m. ***D'un point de vue biologique, c'est le fait le plus net et le plus important.***

L'ascendance entraîne la détente de l'atmosphère (c'est-à-dire que la même quantité d'air occupe un volume plus grand), la diminution de l'agitation moléculaire et donc un refroidissement. Ce refroidissement s'accompagne d'une augmentation de l'humidité relative de l'air.

Les variations de température avec l'altitude dépendent des caractéristiques hygrométriques de l'air :

****Quand l'air n'est pas saturé*** en vapeur d'eau (temps clair), la variation thermique du volume qui s'élève est d'environ $-1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. En descendant, le volume d'air se réchauffe par compression de $1^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$

****Quand l'air devient saturé*** en vapeur d'eau (temps nuageux), la variation est de l'ordre de $-0.5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ car, au fur et à mesure de son élévation, il y a condensation et libération de chaleur latente (2.5kJ/g), ce qui réduit son refroidissement.

Cette décroissance linéaire de la température avec l'altitude dépend également des conditions topographiques.

Les adrets (versants d'exposition est, sud et ouest) sont plus chauds, à altitude égale, que les ubacs et que les fonds de vallées, ces deux dernières situations étant assez voisines. La différence entre un adret et un ubac est due principalement aux températures, plus faibles en ubac, ceci étant vrai surtout en hiver, et secondairement en été.

L'effet de foehn

Les effets dynamiques des massifs montagneux ont des conséquences thermodynamiques dont le plus connu est ***l'effet de foehn***. Le foehn est défini comme ***un vent chaud et sec à composante descendante qui souffle sous le vent d'un obstacle montagneux.***

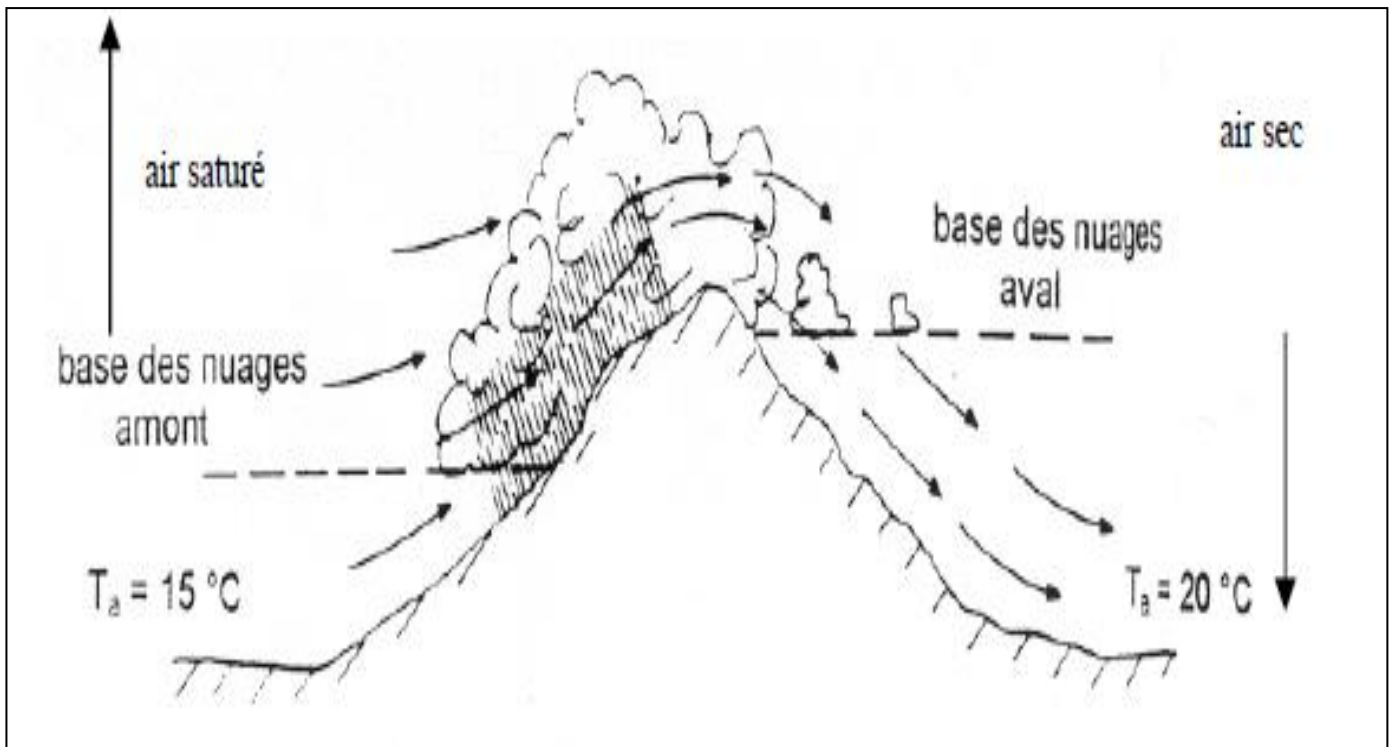


Figure 30. Effet du relief sur la circulation des masses d'air

https://pdfprof.com/PDF_Doc_Telecharger_Gratuits.php?q=-8PDF4756-

L'effet de foehn est la résultante de l'ascendance du vent le long d'un relief (ascendance orographique) qui entraîne une détente de l'air :

- L'air humide arrive contre la montagne. En s'élevant le long du versant, il se détend et se refroidit ($-1\text{ °C}/100\text{ m}$) ;
- Quand la température de rosée est atteinte, la vapeur d'eau devient saturante et la condensation apparaît ;
- En continuant de s'élever, ($2, -0,5\text{ °C}/100\text{ m}$) tout en perdant une partie de son eau par des précipitations. La condensation se fait par dégagement de chaleur ce qui compense le refroidissement ;
- Après le franchissement du sommet, l'air redescend le long de l'autre versant ;
- Cette descente se traduit par une compression de l'air : la pression augmente, la température s'accroît et suit tout d'abord en sens inverse ;

□□ Comme la masse d'air a perdu une partie de son eau sur le versant au vent, la température de rosée est plus basse à l'aval qu'à l'amont du sommet. La condensation disparaît donc à une altitude plus élevée. La température de l'air sec qui permet d'atteindre une température de l'air au pied de la montagne, à l'aval du sommet, nettement plus élevée que celle que l'on avait à l'amont.

L'effet de foehn se traduit donc par un réchauffement de l'air et une diminution partielle de la couverture nuageuse en aval immédiat de la ligne de crête. Il favorise donc un meilleur ensoleillement et, en hiver, l'arrivée d'une situation de foehn peut entraîner une fonte rapide de la neige.

ACTION HYDRIQUE DU RELIEF

L'altitude, la pente... vont également modifier les apports totaux et le bilan de l'écoulement de l'eau à travers les apports latéraux d'eau. Pour un peuplement donné, caractérisé par une réserve hydrique en eau du sol équivalente, le bilan hydrique local sera très différent selon que le peuplement est placé en haut de pente ou en bas de pente. *Les précipitations augmentent également fortement avec l'altitude.*

ACTION DU RELIEF SUR LE BILAN RADIATIF

L'action thermique du relief s'exprime à travers les modifications du bilan radiatif des pentes (exprimé en énergie reçue par unité de surface) et sur l'induction de vents locaux par les gradients thermiques.

Modification du bilan radiatif

La durée d'insolation et l'intensité calorifique des radiations reçues au sol par unité de surface

(=quantité de rayonnement reçue par une pente) dépendent de quatre grands facteurs :

- *L'angle d'incidence(i) des rayons solaires arrivant au sol.* Cet angle dépend la latitude du lieu, de la saison (déclinaison du soleil) et de l'heure du jour
- *l'exposition* (=orientation) *de la pente* (Nord = adret ou ombrée et sud = ubac)
- *l'angle de la pente* (=inclinaison)
- *la couverture nuageuse du ciel*

Ces quatre facteurs modulent le bilan radiatif à des échelles différentes. Latitude et saison sont importants à prendre en compte pour une analyse à grande échelle c'est-à-dire mésoclimatique voire macroclimatique. A l'échelle topoclimatique, ce sont essentiellement l'exposition et l'inclinaison des pentes qui modulent le bilan radiatif local et modifient le paysage en zone montagneuse.

Ainsi, plus les rayons sont inclinés, plus l'énergie dispensée est répartie sur une grande surface et plus les apports par unité de surface sont faibles.

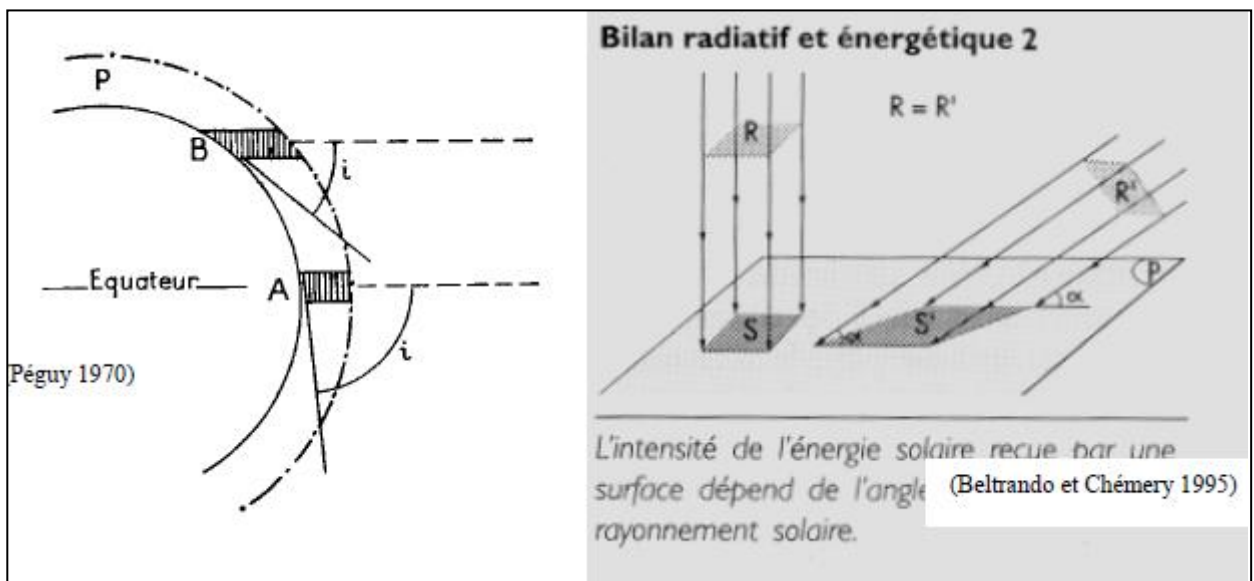


Figure 31. Effet de l'angle d'incidence

Orientation et inclinaison de la pente

Latitude et saison modulent l'angle d'incidence des rayons solaires à grande échelle c'est-à-dire à celle du mésoclimat voire du macroclimat. *A l'échelle topoclimatique, c'est l'orientation des versants et l'inclinaison des pentes qui ont des effets très importants sur le bilan radiatif et donc sur le paysage en zones montagneuses.*

la topographie qui règle l'incidence des rayons solaires selon la "loi des sinus" exactement comme quand l'incidence se trouvait modifiée du fait de la latitude.

En zone de montagne, la quantité d'énergie d'un point donné résulte 1) du rayonnement solaire reçu directement et du rayonnement diffus, 2) de l'orientation du versant et 3) de l'inclinaison de la pente.

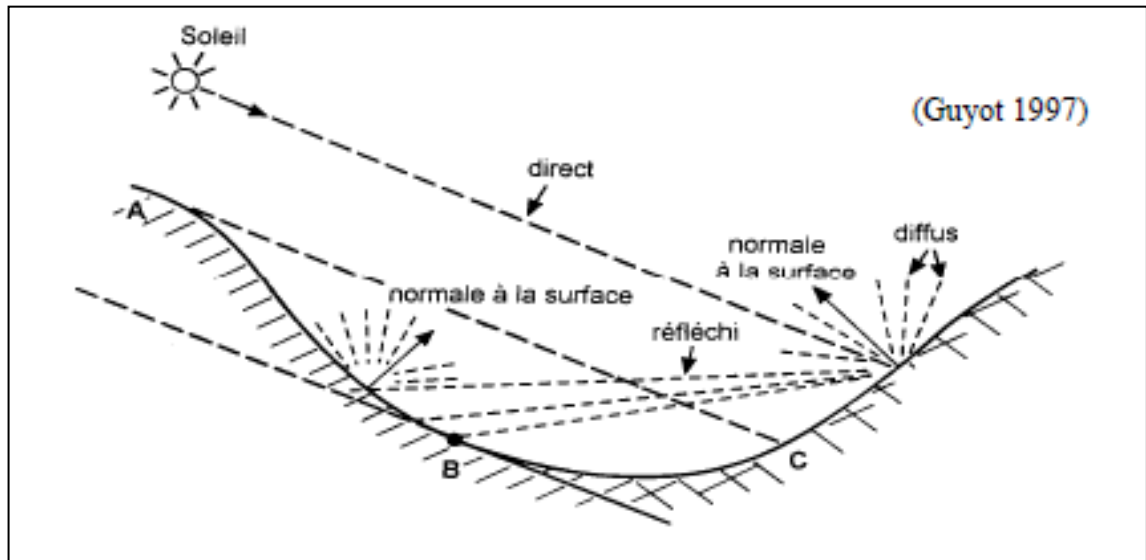
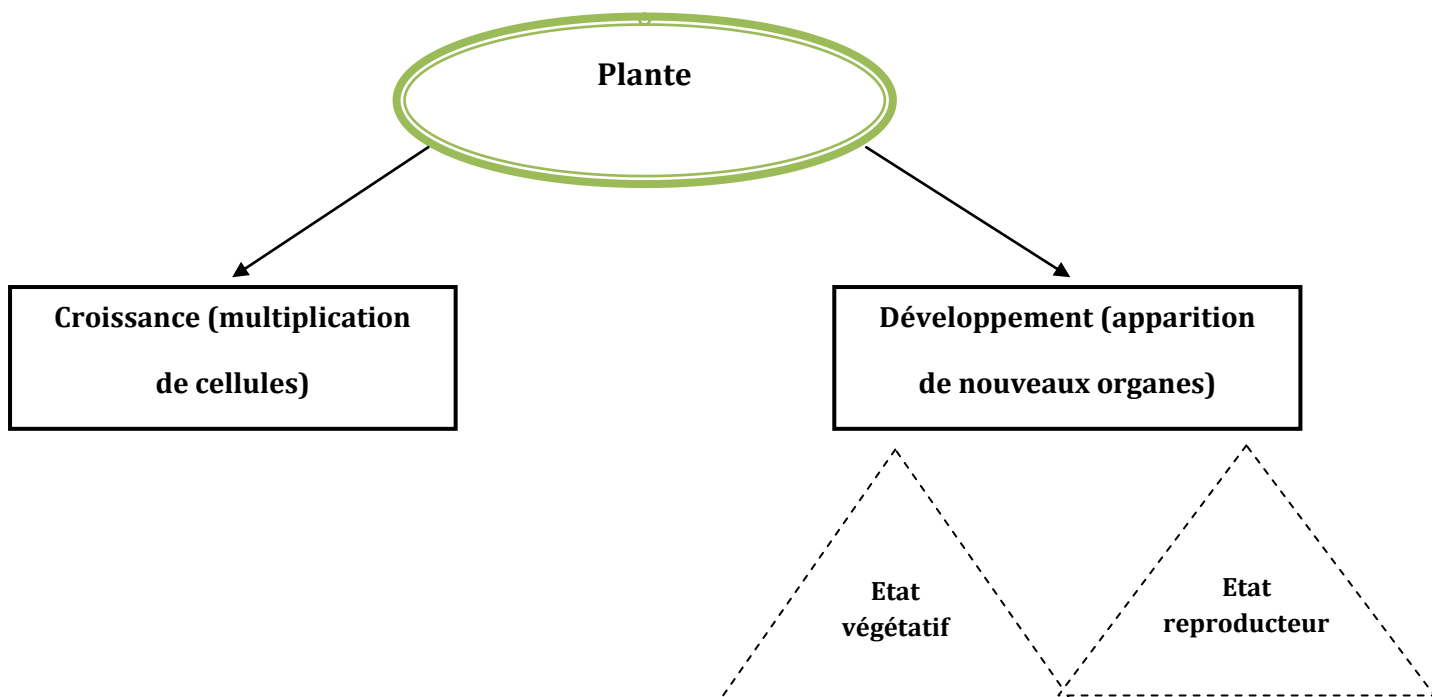


Figure 32. *Effet du relief sur le bilan de rayonnements*

12. Relations végétation-climat

Toute culture est un système complexe résultant du développement de plantes réparties spatialement, de façon aléatoire ou en lignes de semis; cette répartition se caractérise simplement par la densité moyenne du peuplement (Nombre de pieds par m²). C'est ce système que l'on veut définir dans ses relations avec le milieu sol et climat.



***La phénologie** : étude des stades de développement.

12.1. Action des facteurs extérieurs sur la croissance et le développement

- Facteurs de l'environnement physique : température, lumière, eau , ...
- Facteurs de l'environnement chimique : teneur en oxygène, dioxyde de carbone, pH..
- Facteurs propres aux plantes : régulateurs hormonaux ...

12.1.1. La température et son action sur les plantes

●Action de la température sur le développement : thermoperiodisme et vernalisation

a-Thermoperiodisme annuel

les exigences en froid de la mise à fleur. On distingue :

*Espèces alternatives ; peu sensibles aux besoins en froid ex : blé et orge du printemps

*Espèces dont les besoins en froid sont absolus ex : bettraves

*Espèces dont le froid ne produit qu'une accélération de la mise à fleur ex : céréales d'hiver

b-La vernalisation : traitement des semences ou des plantes par le froid.

On distingue

*La jarovisation : du nom Jar, dieu du printemps dans la mythologie slave, cette technique consiste à humidifier les semences afin de déclencher un léger démarrage de la germination puis les graines ainsi germées sont soumis au froid pour une période qui varie selon les normes.

*Forçage des tulipes : pour obtenir une floraison très précoce ou précoce (décembre, janvier) cette technique s'applique sous serre.

*Les plantes «Frigo» notamment de fraisiers, leur plantation précoce permet d'accélérer la mise sur le marché du fruit.

●Action de la température sur la croissance

a-Thermopériodisme journalier : plus l'écart entre la température diurne et nocturne est important et plus la croissance est améliorée.

La liaison est si étroite entre tes données du climat, la croissance et le développement des plantes, que nombreuses furent les tentatives d'explication un peu trop simplistes des observations phénologiques (notation des apparitions des différents stades de la végétation).

En fait, ces phénomènes du déroulement de la vie du peuplement végétal demeurent encore peu connus dans leurs mécanismes de base, quoique globalement, les études dites « Thermophysiologiques » répondent bien, d'une part, au suivi de l'état de croissance et de développement que peut atteindre une plante compte tenu des données climatiques réelles passées, et d'autre part à la prévision de la période de plein développement en fonction des données climatiques futures probables.

On ne peut cependant parler d'action de la température sans également rappeler les effets dits de thermopériodisme, liés aux variations cycliques des températures et à leur action sur le bon déroulement des stades phénologiques d'une plante. Ce cycle intervient sur certains stades, et nombreux sont les exemples où floraison et fructification dépendent des alternances de températures froides puis chaudes (cas de la levée de dormance chez beaucoup de nos arbres fruitiers due à une période froide nécessaire, de même que la floraison chez les graminées sensibles ou non alternatives).

Ainsi l'accélération de l'épiaison chez des céréales d'hiver semées au printemps se fait encore dans certaines régions par vernalisation ou traitement par le froid ; le forçage des bulbes de tulipes pour une floraison précoce se fait aussi par une alternance de températures chaudes puis froides.

b-La température agit sur la vitesse de croissance à l'exception de plantes géantes et naines sous climats chauds et froids respectivement.

c-La croissance s'arrête en dessous d'un seuil, le zéro de végétation et au dessus d'un plafond. Ex : 0°C pour le blé, 6°C pour le maïs et 14°C pour le coton.

d-Les sommes de températures : mesure de croissance et de développement :

***Loi des sommes de températures**

En admettant une relation linéaire entre vitesse de croissance et température, on établit, en fait, une proportionnalité directe entre cette vitesse et la température mesurée à partir d'un seuil de croissance dit souvent zéro de végétation.

Ces vitesses sont applicables pour une gamme de températures comprises entre ce seuil minimal de démarrage de la phase et le seuil maximal lié à l'optimum de température au-delà duquel il y a réduction rapide de la vitesse.

$$V(T) = a \cdot (T - T_0)$$

(T température, T_0 seuil de croissance et a coefficient de proportionnalité)

Evolution de la phase Somme $(V(T) \cdot \text{durée}) = a \cdot \text{Somme}(T - T_0)$

Sommer des températures moyennes journalières par rapport au seuil de croissance d'une plante revient à suivre le niveau de croissance atteint par cette plante : cet indice s'appelle la somme des températures et s'exprime en DEGRÉ-JOUR.

Pour une plante déterminée, cette somme de températures (en °C avec une base de temps journalière, dit degré jour) nécessaire pour atteindre le plein développement de la phase, est une donnée propre à la variété considérée, c'est ce qu'on appelle le nombre de degré-jour de la phase abusivement appelé quantité de chaleur).

Tableau 6. Valeurs de degré-jour des quelques variétés

Tableau des valeurs en °C-jour (seuil de 6 °C)	Phase Levée – floraison (en degré – jour)	Phase levée – maturité (en degré – jour)
Maïs Cargill primeur	750 (60)	1500 (160)
Maïs LG11	800 (76)	1600(160)
Maïs INRA26O	826 (180)	1675 (170)
Tournesol Cerflor	660 (60)	1500 (180)
Tournesol Mirasol	760 (70)	1600 (150)
Tournesol Topflor	775 (70)	1700(160)
Soja Sito	400 (85)	1500 (110)
Soja Swift	525 (70)	1650 (170)
Soja Kingsoy	630 (100)	1900 (180)

(N) Ce nombre représente dans le tableau ci-dessus l'écart-type en degré . jour.

Pour le calcul de sommes de températures de variétés de plantes cultivées qui sont mises sur le marché, il est nécessaire tout d'abord de déterminer le seuil de température qui leur correspond. La meilleure méthode utilise une analyse statistique des données acquises à partir d'observations effectuées sur des cultures, durant plusieurs années (6 ans au minimum).

Lorsqu'on dispose d'une série d'observations donnant les dates de réalisation de différents stades phénologiques au cours de différentes années, et les données de températures moyennes quotidiennes correspondantes, il est possible de calculer des sommes de températures. Pour cela on se donne différentes valeurs arbitraires du seuil de température (0, 1, 2, 3, ...°C) et seules les températures moyennes qui dépassent le seuil sont comptabilisées.

Ces calculs permettent d'obtenir autant de séries de valeurs de sommes de températures que de seuils choisis. Pour chaque série il est alors possible de déterminer la valeur moyenne et l'écart type.

Ce dernier est généralement exprimé en nombre de jours moyen à la fin du stade considéré. Pour cela l'écart type des sommes de températures est divisé par la température moyenne quotidienne à la fin du stade, diminuée du seuil de température choisi.

On considère, par exemple, une plante qui est semée à la fin du mois de mars et est récoltée entre le 5 et le 27 juillet, selon les années. Les seuils de température choisis sont : 0, 2, 4, 6 et 8°C. Après plusieurs années d'essais, la somme de températures pour un seuil de 2°C a une valeur moyenne de 1309°C et un écart type de 36°C pour l'ensemble du cycle végétatif. La température moyenne de l'air à la fin du cycle végétatif (15 juillet) est de 16°C. l'écart type des sommes de températures équivaut donc à un déplacement de la date de maturité de : $36/(16-2) = 2.6$ jours. On opérant de la même façon pour les autres valeurs choisis pour le seuil de température, il est possible de constater que l'écart type est minimum avec l'un des seuils choisis.

Ce seuil et la somme de températures correspondantes, sont alors les valeurs qui sont retenues. Le tableau ci-dessous montre ainsi que pour la plante prise en exemple, le seuil de température est de 4°C et la somme de températures pour l'ensemble du cycle est de 1139°C.

$$\text{Ecart type (en nombre de jours)} = \text{ecart} / (\text{Tmoy} - \text{To})$$

Tableau 07. Exemple de calcul

Seuil de température To (°C)	0	2	4	6	8
Somme de températures moyenne	1502	1309	1139	984	848
Ecart type (°C)	51	36	27	25	23
Ecart type (jours)	3.2	2.6	2.3	2.5	2.9

12.1.2. LES RAYONNEMENTS ET LA PRODUCTION

Il s'agit ici d'analyser le rôle du rayonnement solaire dans sa partie photosynthétiquement et biologiquement active et non pas sous l'angle énergétique ni sur ses composantes les plus directes que sont les consommations en eau (évapotranspiration) et la température, résultantes du bilan d'énergie.

Cette partie utile du rayonnement solaire qu'on appelle PAR (Rayonnement Photosynthétiquement Actif) joue sur un certain nombre de photorécepteurs dont on peut traduire schématiquement les effets par une « *action photopériodique* » et par une « *action photosynthétique* », soit une « *production de matière sèche* ».

a) Le photopériodisme

Le photopériodisme est l'effet de la durée du jour sur les phénomènes de croissance et de développement, effet qui concerne non seulement les plantes mais aussi les insectes. Il est même classique de classer les principales cultures en plantes de jours longs ou de jours courts.

Si l'on prend par exemple le blé, on constate que plus la durée du jour croît, plus l'induction de la floraison est rapide (effet de la photopériode sur la mise on place des ébauches florales). La réduction du cycle de la plante qui en résulte explique pourquoi cette culture demeure possible dans des zones nordiques puisque le rallongement du cycle végétatif, dû aux températures plus basses du printemps qui freinent la croissance, se trouve partiellement compensé par la précocité de fructification ; quant à la photosynthèse, elle n'est généralement pas trop touchée car la durée du jour tend à compenser la perte d'énergie radiative photosynthétiquement active (PAR) due à l'obliquité des rayonnements au cours du printemps et même en été. Si l'on prend une plante ornementale comme le chrysanthème, plante typique des jours courts, sa floraison n'a lieu qu'à l'automne quand les jours sont suffisamment courts, et seule la maîtrise de la durée du jour par des écrans parfaits (obscurité totale) permet de décorrélérer la date de floraison de la saison (rompre le lien de cause à effet entre la saison et la floraison).

Si l'on considère le développement du maïs, plante des régions tropicales de jours courts dont la sélection a permis une extension de l'aire de culture vers des latitudes plus nordiques, on constate que, pour sa phase de croissance végétative, l'accroissement de la photopériode est bénéfique.

Ces divers aspects de la photopériode sont d'autant plus difficiles à bien cerner qu'ils peuvent avoir des effets opposés selon que l'on considère la croissance végétative ou l'induction florale (cas du chrysanthème ou du maïs); d'autre part la forte corrélation entre rayonnement et température a souvent perturbé les conclusions des approches expérimentales de plein champ.

La photopériode est liée à des récepteurs très sensibles qui réagissent même avec des énergies lumineuses extrêmement petites (qq. $W.m^2$).

Dans un certain nombre de cas, cette photopériode est un facteur de mauvaise adaptation, voire parfois un facteur rédhibitoire de la production souhaitée.

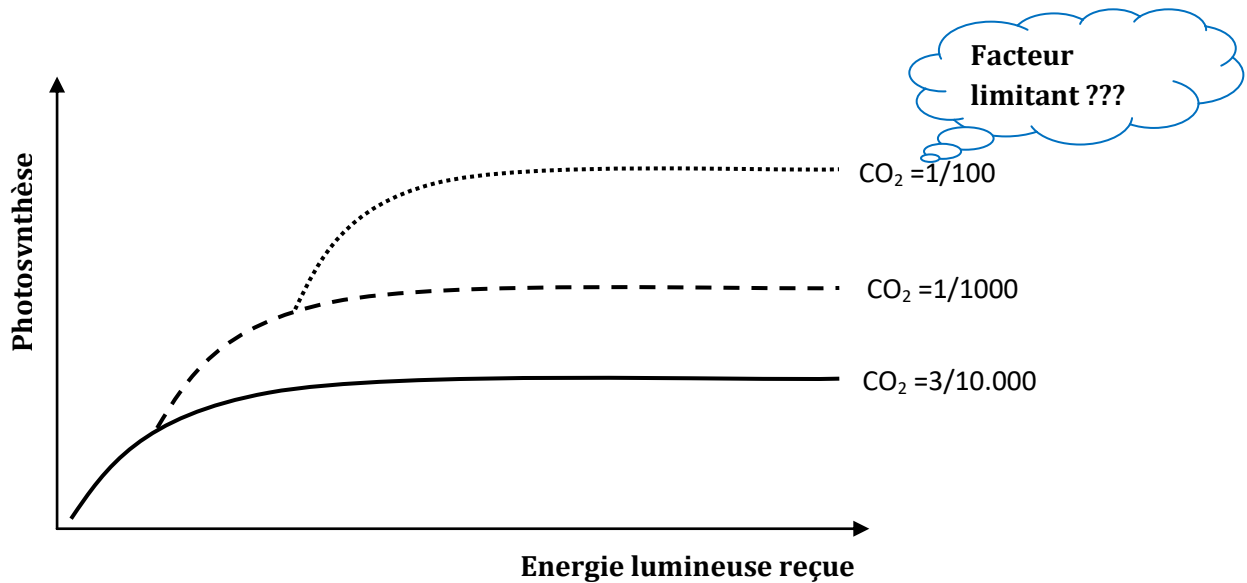


Figure 33. Relation photosynthèse – Energie lumineuse

B) Production de matière sèche

Le rayonnement photosynthétiquement actif (PAR) est le facteur dominant de la photosynthèse qui élabore la matière sèche à partir du gaz carbonique, de l'eau et des éléments minéraux. Une partie de cette production sera régulièrement consommée par respiration pour fournir l'énergie nécessaire à la fois au maintien des structures des plantes et à la production de nouvelles structures de croissance.

Chez certaines plantes, la respiration se trouve accélérée par la lumière réduisant d'autant leurs possibilités de production (cas du blé, de l'orge, de la betterave, du soja...); ces plantes ont généralement des photosynthèses

nettes de 0,3 à 1.10^6 (kg.m².s-1) ou 100 à 350 kg par hectare et par jour ce qui représente des valeurs observées plus faibles que celles des plantes sans photo-respiration (maïs, canne à sucre..), soit 0,5 à $1,5 10^6$ (kg.m².s-1).

En fait, c'est le PAR absorbé par le couvert végétal qui est le facteur moteur de la photosynthèse et par conséquent de la production instantanée. Il est donc important de pouvoir estimer, à partir de l'énergie solaire réelle et des caractéristiques du peuplement végétal, le rayonnement photosynthétique actif absorbé (PARa).

Ce rayonnement absorbé dépend directement de l'indice de surface foliaire ; la surface foliaire est donc la caractéristique principale de l'absorption du «PARa», surface qui dépend d'une part de la densité de semis, donnée technique de la culture, mais aussi, d'autre part, du stade de développement végétatif de la culture largement dépendant de la somme des températures passées. Ainsi la production instantanée étant proportionnelle à ce facteur «PARa», il est probable que la production potentielle finale d'une culture, en l'absence de contrainte supplémentaire particulière (de type hydrique ou phytosanitaire), sera aussi proportionnelle à la somme de ces rayonnements absorbés.

Matière Sèche Totale = a. Somme (PARa) où (a, coefficient de proportionnalité)

En l'absence de contrainte particulière, la valeur cumulée des rayonnements utiles interceptés est un indice de la production totale de matière sèche.

D'un point de vue agrométéorologique, on peut dire que :

- la somme des températures permet de traduire l'évolution de la croissance et du développement des divers stades et en particulier le développement de l'indice foliaire, terme essentiel de la variation du coefficient d'absorption de l'énergie solaire

- simultanément la somme du rayonnement solaire (rayonnement global) corrigée à chaque instant par ce coefficient d'absorption conduit à une bonne estimation de la production potentielle actuellement atteinte par la culture compte tenu des conditions climatiques écoulées.

Cette approche globale est satisfaisante pour l'étude et le suivi de la production totale de matière sèche et s'applique bien aux fourrages ; elle peut aussi fournir pour chaque espèce une bonne estimation de la production d'énergie verte possible (biomasse). Cependant pour toute production particulière (grains, fruits, etc.) d'autres facteurs peuvent intervenir sur la formation puis le grossissement et le mûrissement de l'organe de réserve, et une telle approche doit être utilisée avec plus d'attention, car les facteurs de contraintes peuvent être beaucoup plus nombreux pour modifier cette production potentielle particulière.

12.2. QU'EST-CE QU'UNE CONTRAINTE HYDRIQUE ET UNE SÉCHERESSE

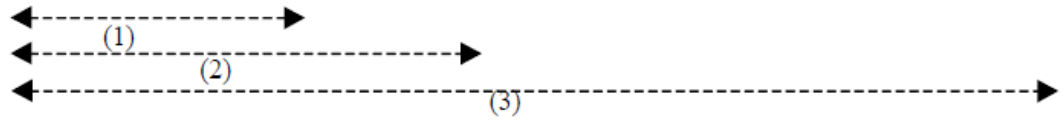
Un bilan hydrique qui se caractérise par des apports (pluie ou irrigation) inférieurs aux pertes (évapotranspiration), conduit inévitablement à une réduction de la réserve en eau du sol et au développement d'une contrainte hydrique. Une forte demande climatique (évaporation potentielle) peut aussi induire un débit de fuite supérieur à ce que la plante peut prélever par absorption ; dans ces conditions une contrainte hydrique pourra apparaître même dans un sol qui serait au voisinage de la capacité de rétention. Dans ces conditions de contraintes, l'eau de la plante se trouve globalement sous tension et l'on quantifiera cet effet par une grandeur appelée « **Potentiel Hydrique** », grandeur très générale qui caractérise les états de l'eau dans tous les milieux sol, plante et atmosphère. (**CSPA**)

Le potentiel hydrique représente l'énergie par unité de masse (**J.kg⁻¹**) qu'il faut fournir pour extraire l'eau, retenue sous quelque forme que ce soit, et la porter à son état normal d'eau libre ou potentiel hydrique nul. L'état de référence ou potentiel hydrique nul est l'eau libre, état qui correspond pour l'air à la saturation ou pression de vapeur saturante. Le potentiel hydrique de l'eau, ψ , dans un corps est donc négatif puisque l'eau se trouve en défaut d'énergie ; il s'exprimera en énergie par unité de masse d'eau :

$$\psi \leq \text{J.kg}^{-1} \text{ ou } 10^3 \text{ J.m}^{-3} = 10^3 \text{ Pascal} = 10^{-2} \text{ bars}$$

L'eau circule toujours des forts potentiels (eau libre) vers les faibles (fortes valeurs négatives) et l'atmosphère est presque systématiquement caractérisée par les plus faibles valeurs ; il est souvent difficile d'imaginer combien l'air est le plus souvent un milieu très sec comparé au sol ou aux végétaux. Lorsqu'on analyse les correspondances entre humidité relative de l'air (Hr %) et les potentiels des corps en équilibre hydrique avec cet air, on obtient en effet les correspondances suivantes :

Hr %	100%	99.5%	99%	98%	95%	90% j	80%	70%	60%	50%	40%
Potentiel (bars)	0	7	15	30	70	140	300	500	700	950	1250



(1) Gamme de potentiels où l'eau est extractible du sol par les plantes

(2) Gamme de potentiels possibles pour le sol et la plante

(3) Gamme de potentiels de l'air et de la surface du sol.

A) LA CONTRAINTE HYDRIQUE DE LA PLANTE

Plus la demande climatique tend à imposer à la plante un débit de transpiration fort, plus le potentiel de l'eau dans le végétal sera bas afin de permettre le transfert de l'eau du sol dans la plante grâce au fort gradient de potentiel existant entre sol et racines. Le potentiel de l'eau dans la plante est donc toujours plus bas ou au mieux égal à celui du sol si le flux d'eau devient nul à travers la plante et si l'équilibre a le temps de s'établir entre la plante et le sol.

Le potentiel hydrique est donc plutôt voisin de celui du sol en période nocturne (pas ou peu d'évapotranspiration), mais descend d'autant plus bas par rapport à celui du sol que, dans la journée, la demande climatique est plus forte et impose donc des débits d'eau (ET) plus élevés à travers la plante.

C'est l'effet de ce potentiel hydrique au sein des tissus du végétal, qui joue de façon plus ou moins inhibitrice sur les divers fonctionnements biologiques, qu'on appelle contrainte hydrique.

Ses répercussions sont complexes et principalement de nature biochimique ; ils se traduisent de façon macroscopique au niveau de la photosynthèse, de la régulation stomatique, de la réduction de la croissance des feuilles et du grossissement des cellules, de la floraison (d'où la sensibilité de ce stade pour la production de grains ou de fruits), et de la maturation avec tous les phénomènes qui, à ce stade, sont liés à la migration des assimilats.

On comprend pourquoi il est important de veiller à ce que les conditions climatiques n'induisent pas de contraintes hydriques trop systématiques, et, dans le cas contraire, de pouvoir intervenir par irrigation et éventuellement par aspersion momentanée afin de réduire, si possible, même une contrainte temporaire toujours préjudiciable. En zone climatique défavorable, avec des contraintes hydriques trop fréquentes, même dans le cas d'une bonne alimentation hydrique, on cherchera à réduire la demande climatique par des aménagements locaux ou régionaux de type brise-vent ou ombrage (milieu contrôlé) afin de pouvoir valoriser alors au mieux les apports d'eau effectués.

Le bilan hydrique et la demande climatique peuvent être déduits des données agrométéorologiques, mais il n'existe pas encore de mesures fiables ou de modèles de fonctionnement pouvant prévoir le potentiel hydrique des plantes qui est cependant le critère de choix de la mesure de la contrainte hydrique.

De nombreux efforts sont faits dans ce domaine, car cette grandeur est la plus appropriée pour définir le moment exact où il est souhaitable de déclencher une irrigation. La mesure du potentiel des tissus des plantes se fait au champ ou au laboratoire par **chambre de pression** ou **micro psychromètre**.

B) LA SÉCHERESSE

C'est une contrainte hydrique prolongée (nombreux jours et même plusieurs mois) et qui concerne systématiquement, non seulement un moment de la journée mais pratiquement et de façon plus ou moins intense tous les moments de la journée, induisant des réactions biologiques qui deviennent de plus en plus néfastes pour la production.

La sécheresse traduit d'abord l'épuisement de la réserve du sol (bilan hydrique décroissant) d'où le souci de maîtriser le suivi agrométéorologique du bilan hydrique afin de détecter le plus précocement possible le début de l'apparition du risque de contraintes hydriques.

Mais tant que cette sécheresse ne se traduit pas par des phénomènes biologiques préjudiciables au développement et à la production, l'épuisement partiel et progressif de la réserve n'est pas sécheresse ; on pourra même dire par la suite que si l'apparition de contraintes ne se traduit pas par des effets biologiques irréversibles sur la production, il n'y a pas eu non plus véritable sécheresse ; il faut savoir de plus que la plante possède de nombreux mécanismes d'adaptation et de récupération lui permettant même, en période favorable postérieure, de compenser en partie des périodes défavorables de sécheresse temporaire.

Ainsi, le suivi du bilan hydrique (réserve disponible) est le premier précurseur de détection d'une éventuelle sécheresse, et le moyen de quantifier le «combien » de l'irrigation (quantité des apports).

Le véritable diagnostic du déclenchement de l'irrigation, soit le « quand faut-il irriguer ? », sera donné par l'analyse d'une composante de la contrainte hydrique (potentiel hydrique de la plante par exemple ou peut-être simplement mesure de la variation de diamètre d'un organe). Il sera possible d'affiner la réponse à la question QUAND dans la mesure où l'on saura traduire, à partir de cette mesure de la contrainte hydrique, l'intensité de la sécheresse subie réellement par la culture et, par la suite, mieux détecter au niveau du végétal le moment de la contrainte naissante.

A partir d'un choix raisonné de matériels d'irrigation qui peuvent être par ailleurs très divers, la maîtrise technique de l'irrigation d'une exploitation permet, en fonction des réponses possibles aux deux questions précédentes, COMBIEN et QUAND, d'ajuster au mieux le «COMMENT » de l'irrigation et d'éviter tout effet de sécheresse même prolongée. Comme nous l'avons vu, certains aménagements, réalisés pour réduire la demande climatique, peuvent alors valoriser l'efficacité de ces apports d'eau par irrigation, valorisation surtout utile dans le cas d'un coût important de cette eau, voire d'une réelle limitation dans la disponibilité de cette eau.

S'il n'y a pas maîtrise des apports d'eau et si la situation de la sécheresse perdure et devient d'une intensité exceptionnelle, rien ne pourra éviter l'accident.

Aussi en l'absence d'irrigation, si l'analyse agroclimatique montre une tendance systématique au développement d'une certaine sécheresse, pour pallier ces conséquences on ne pourra qu'améliorer les conditions du milieu par des techniques agricoles prenant en compte les conditions pédoclimatiques locales.

Les moyens classiques d'amélioration visent à augmenter la réserve disponible maximale (techniques de travail du sol, réduction du ruissellement et augmentation de l'infiltration), à préserver cette réserve (réduction de l'évaporation de la surface du sol par binage de surface pour supprimer les mauvaises herbes et créer un mulch artificiel de surface) et à améliorer les variétés pour les rendre moins sensibles aux contraintes hydriques.

A ces mesures liées aux relations sol-plante s'adjoignent celles qui cherchent à réduire la demande climatique pour améliorer les relations sol-plante-climat. On retrouve les techniques de réduction des apports énergétiques radiatifs (culture sous strate arborée plus ou moins dense, ou certains systèmes de cultures associées), mais surtout les techniques de réduction des échanges et des effets advectifs dus à un air trop sec (aménagement de brise-vent voire, dans le cas de cultures maraîchères, de doubles brise-vent).

C) SUIVI DES BESOINS EN EAU

Par manque de connaissances, l'Evaporation potentielle (EP) que l'on sait seulement, à présent, déterminer avec précision pour chaque surface, n'a pu être le terme retenu ; on a plutôt cherché alors à ajuster directement cette demande climatique vraie (EP) à la consommation moyenne de cultures bien alimentées en eau et de plus parfaitement couvrantes : valeurs maximales d'ETM de cultures. Cette valeur ajustée à des mesures d'ETM s'appelle l'Evapotranspiration potentielle (ETP) dont les formules de PENMAN permettent aisément le calcul, uniquement à partir des données classiques d'un poste météorologique.

On sait ainsi estimer jour après jour les besoins maxima des cultures en plein développement (entre 0 et 6 à 8 mm.J⁻¹). Cette méthode simple et approximative de calcul explique aussi pourquoi, avec des cultures hautes et bien développées (maïs, tournesol, canne à sucre), la valeur vraie d'ETM peut être supérieure à la valeur moyenne d'ETP (plus fort coefficient d'échange) et pourquoi avec un sol nu (qui sèche vite en surface) ou avec une culture peu couvrante (plus faible surface d'échange), l'ETM vraie peut être au contraire plus faible que l'évapotranspiration potentielle (ETP).

Ainsi pour bien estimer les besoins en eau réels, il sera nécessaire de corriger, à travers un coefficient cultural variable selon la culture et son développement foliaire (LAI), ces valeurs d'ETP ; cette correction permet ainsi de mieux approcher les diverses valeurs d'ETM en fonction des stades de développement de la culture considérée

$$ETM = kc(\text{plante, stade}). ETP$$

Le tableau suivant donne quelques valeurs de ce coefficient (kc), valeurs classiquement utilisées pour quelques cultures habituelles. Il faut d'autre part rappeler que la satisfaction des besoins en eau est plus importante à certaines périodes qu'à d'autres : c'est en particulier le cas du stade reproducteur. Ainsi le suivi du bilan hydrique doit être fait avec précision pendant ces périodes sensibles pour éviter toute contrainte hydrique un tant soit peu prononcée, ce qui peut être réalisé par des apports d'eau prioritaires, très réguliers et suffisants pendant ces mêmes périodes.

k	Blé	Maïs	Betterave	Tournesol	Soja
Culture : valeur moy.	1,1	1,15	1,1	1,2	1,15
Montaison	1,1	1,1	1,05	1,15	1,1
Floraison	1,2	1,25	-	1,3	1,25
maturation	0,4	0,6	1,1	1,15	1,1

Toute meilleure connaissance de la valeur d'ETP, actuellement calculée en temps réel sur certaines stations automatiques à partir de mesures directes de tous les termes nécessaires dont en particulier le rayonnement net, conduit à un suivi plus précis des pertes potentielles calculées à partir des valeurs d'ETM. Notons que, grâce aux progrès de la mesure directe de l'évapotranspiration des cultures (systèmes automatiques de mesure du bilan d'énergie intégrés aux stations agrométéorologique), on peut actuellement établir sur des zones de références, et éventuellement pour les principales cultures régionales, un suivi des pertes réelles par évapotranspiration.

Ainsi se profile pour un avenir proche la possibilité d'étalonner régionalement des méthodes de calcul de l'évapotranspiration réelle qui seront mises en œuvre sous forme de logiciel à partir des mesures agrométéorologiques locales et qui serviront à faire des bilans plus précis de besoins en eau des cultures.

Il sera ainsi possible d'ajuster les apports lors des courtes périodes sensibles, de maintenir éventuellement de légères contraintes bien maîtrisées lors des autres périodes, et enfin, d'éviter des apports trop abondants entraînant des pollutions nitriques et des sols trop humides en fin de cycle avec les difficultés qui en résultent pour la récolte, sans oublier les destructions des propriétés physiques du sol qu'on constate dans ces conditions, surtout lorsqu'il va passage de gros engins.

13. Classification biologique des climats

EMBERGER, subdivise les climats en deux grands groupes, les climats désertiques et les climats non désertiques. 1. Climats désertiques : Selon DUBIEF, un climat désertique est caractérisé par une pluviométrie irrégulière et aléatoire, qui ne survient pas tous les ans. EMBERGER subdivise se groupe en 3 climats : Climats désertiques équatoriaux : chaud sans saison thermique à succession régulière quotidienne des jours et des nuits. Ex : le littoral péruvien. Climats désertiques tropicaux : chauds, mais à saison thermique esquissée à rythme photopériodique moins régulier que pour le précédent ; ex : entre 25°S et la frontière septentrionale du Chili, le SW de l'Afrique entre 30° et 38°S ; le littoral de l'Erythrée ; l'Arabie méridionale ; la région d'Aden au Yemen.

Climats désertiques à saisons thermiques prononcées et photopériodisme quotidien inégal : A hivers relativement chauds (la basse californie, Sahara occidental)♣ A hivers moyennement froids (le Sahara oriental, le nord de la ♣ Californie) A hivers très froids (Turkestan oriental).♣ 2. Climats non désertiques : Climats à rythme pluviométrique annuel régulier, c'est-à-dire qu'il pleut chaque année. 2-1.Climats intertropicaux : ou climats à rythme photopériodique uniquement quotidien et plus ou moins constant. (2 types à distinguer) climats isothermes : durée des jours et des nuits égales. Pas de saison sèche, ou lorsque ces climats sont secs, ils le sont par l'abaissement général plus ou moins égal de la pluviosité. 2 types de climats sont à notés : Climats équatoriaux : il existe plusieurs formes

Climat équatorial humide♣ Climat équatorial subhumide♣ Climat équatorial semi-aride♣ Climat équatorial aride♣ Climat équatorial de haute montagne.♣ Deux saisons sèches, une qui correspond à notre été et l'autre qui coïncide avec notre hiver. Climats subéquatoriaux : cela aussi sont subdivisés comme ci-dessus (H,SH,SA,A,Ht M) Climats à tendance de saison thermiques : la durée des jours et des nuits faiblement inégales.

Pluviosité concentrée sur la période correspondant à une période chaude : Climats tropicaux : suivant l'intensité et la durée de la saison sèche, on peut distinguer au moins cinq formes : H, SH, SA, A, Saharienne et une forme de haute montagne.

Pour chacune d'elle une forme chaude et moins chaude. 2-2.Climats extratropicaux : à saison thermique, à photopériodisme quotidien et saisonnier ou uniquement saisonnier. Climats à photopériodisme quotidien et saisonnier : (3 formes) Climats sans saison sèche, ou lorsque ces climats son secs, la sécheresse est due à un abaissement général et plus au moins égal de la pluviosité climats dits Océaniques. NB : les formes de ces climats ne sont pas encore connues, mais il y a sûrement des formes homologues des climats précédents c'est-à-dire (H, SH, A, et de Hte montagne) avec des variantes chaudes ou froides selon les températures hivernales. Climats à saison sèche estivale, pluviosité concentrée sur la saison chaude : climats dit Continentaux. (mêmes formes que pour « océanique »).

Climats à saison sèche estivale, pluviosité concentrée sur la saison froide, c'est le climat Méditerranéen. avec des formes reconnues (H, SH, A, SA, Saharien et de haute montagne). NB : chacun de ces climats peut être décomposée en variante hivernal selon « m ». Climat du soleil de minuit : à photopériodisme plus ou moins bisaisonnier ; c'est les climats froids. Climats ayant une alternance quotidienne des jours et des nuits, mais photopériodisme déséquilibré, à très longs jour en été et très longues nuit en hiver : Climats subpolaires (forme non définie) climats tendant vers 6 mois de nuit et 6 mois de jour. Climats polaires : Formes non définies.

14. Cartographie climatique et bioclimatique

Les méthodes classiques de cartographie des paramètres climatiques laissent place à la cartographie assistée par ordinateur. Les moyens de calcul et les outils actuellement disponibles permettent le traitement de masses de données d'observation considérables ainsi que leur représentation de façon objective et rapide. Les cartes réalisées constituent à la base des grilles d'information prêtes à être utilisées dans des Systèmes d'Information Géographique (S.I.G.). Elles sont indispensables pour une connaissance continuellement mise à jour du climat et de la ressource en eau.

14.1. CALCUL DE LA PLUIE MOYENNE SUR UN BASSIN VERSANT

REPRESENTATIVITES LOCALE ET REGIONALE DES MESURES

Le but de la mesure des précipitations en un point est d'obtenir un "prélèvement" qui représente les précipitations de toute une région. Cette région représentée par une seule mesure aura une superficie variable selon la densité du réseau de postes d'observations le calcul de la pluie moyenne sur une surface plus ou moins étendue repose sur l'hypothèse que la pluie ponctuelle est représentative de la région qui lui correspond. La légitimité de cette hypothèse dépend de la densité du réseau de mesure, du type de temps (averse ou régime d'Ouest) et de la topographie de la région. Cette hypothèse doit être examinée dans chaque cas particulier, pour estimer la précision des résultats présentés dans une étude.

CALCUL PAR LA MOYENNE ARITHMETIQUE

Si la topographie n'est pas trop accidentée et si la répartition des postes est suffisamment homogène sur le bassin, on pourra appliquer une simple moyenne arithmétique des observations faites à tous les postes

CALCUL DE LA MOYENNE PAR LA METHODE DE THIESSEN

La méthode du polygone de Thiessen permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique.

Elle affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'aire, exprimée en %, représente le facteur de pondération de la valeur locale. Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique. Les stations disponibles étant reportées sur une carte géographique, on trace une série de segments de droites reliant les stations adjacentes. On élève des perpendiculaires au centre de chacune des droites (médiatrices) ; les intersections de ces perpendiculaires déterminent des polygones. Dans chaque polygone, la hauteur de précipitation choisie est celle relevée à la station située à l'intérieur de celui-ci. Les côtés des polygones et/ou la ligne de partage des eaux représentent les limites de l'aire (et du poids) accordée à chaque station. L'aire de chaque polygone A_i est déterminée par planimétrie ou numériquement. La précipitation moyenne pondérée P_{moy} pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (aire A_i), le tout divisé par la surface totale A du bassin. La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit :

$$P_{moy} = (\sum A_i * P_i) / A$$

Avec:

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin,

A : aire totale du bassin ($=\sum A_i$),

P_i : précipitation enregistrée à la station i ,

A_i : superficie du polygone associée à la station i .

Exemple

L'exercice porte sur un bassin versant de 34.5 km^2 . On dispose des données pluviométriques pour une averse et sur 6 stations "proches" du bassin.

Etape 1. Calcul des différentes zones d'influence déterminées par découpage géométrique du bassin (découpage manuel cf. ci-dessus). On compte le nombre de carreaux dans chaque polygone compris dans la surface du bassin.

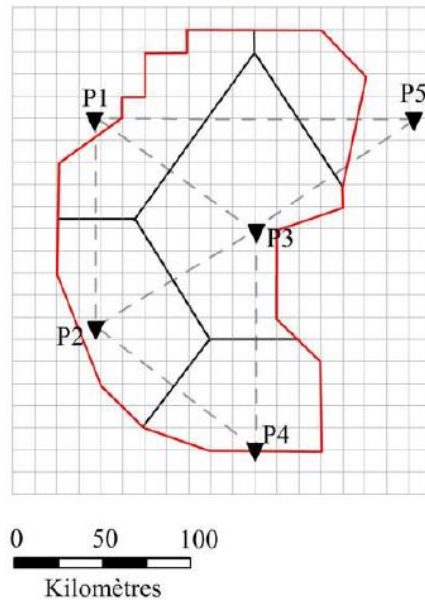


Figure 35. Découpage de l'aire du bassin

Etape 2. Calcul de la pluie moyenne, On obtient :

$$P_{\text{moy}} = 523 \text{ mm}$$

Tableau 07. Calcul des $A_i * P_i$

Station	Pluie En (mm)	Surface Nb de carreaux	$A_i * P_i$
P1	550	36.1	19855
P2	485	40.1	19448.5
P3	542	63.55	34444.1
P4	510	32	16320
P5	515	18.5	9527.5

Les résultats obtenus ne sont pas très différents. Ceci provient du fait que les stations sont bien réparties sur le bassin. Toutefois, il faut retenir que pour des bassins dont le relief n'est pas homogène et les stations mal réparties dans l'espace, la méthode de la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations étudiées n'est pas recommandée. Il faut lui préférer les autres méthodes graphiques (tracé d'isohyètes) ou statistiques (méthode de Thiessen) qui permettent de donner un poids différent à chacun des points de mesures (moyennes pondérées).

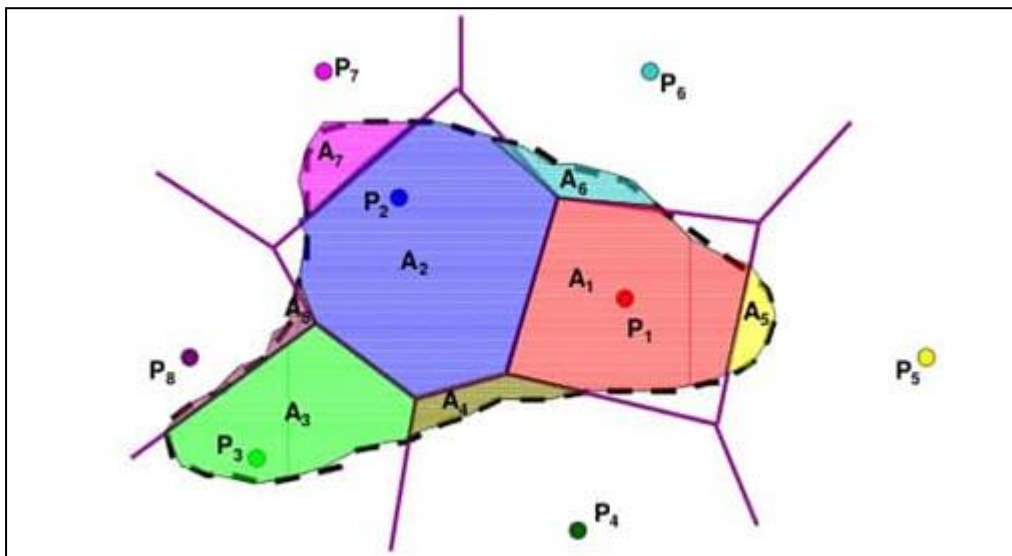


Figure 36. Exemple de résultat obtenu

CALCUL DE LA MOYENNE PAR LA METHODE DES ISOHYETES

Une courbe isohyète est le lieu géométrique des points sur lesquels il est tombé la même quantité de pluie, pendant une période donnée. La période pour lesquelles sont établies les cartes d'isohyètes sont très variables, de la journée sur un bassin d'étude, au mois, à une année donnée: isohyètes annuelles, jusqu'à des périodes plus longues, par exemple les moyennes des 30 années 1961-1990 de la dernière série des isohyètes interannuelles de référence, retenue par l'OMM. Pour dessiner les isohyètes sur un bassin (ou un état), on tient compte de la topographie (il pleut plus sur les régions élevées) et d'un certain nombre de stations situées en dehors du bassin.

Pour calculer la pluie moyenne sur le bassin, on dispose de deux méthodes de résolution, comprenant obligatoirement la mesure sur la carte (planimétrie) des surfaces pour lesquelles la pluviométrie est supérieure à une valeur donnée, et ceci pour toutes les isohyètes.

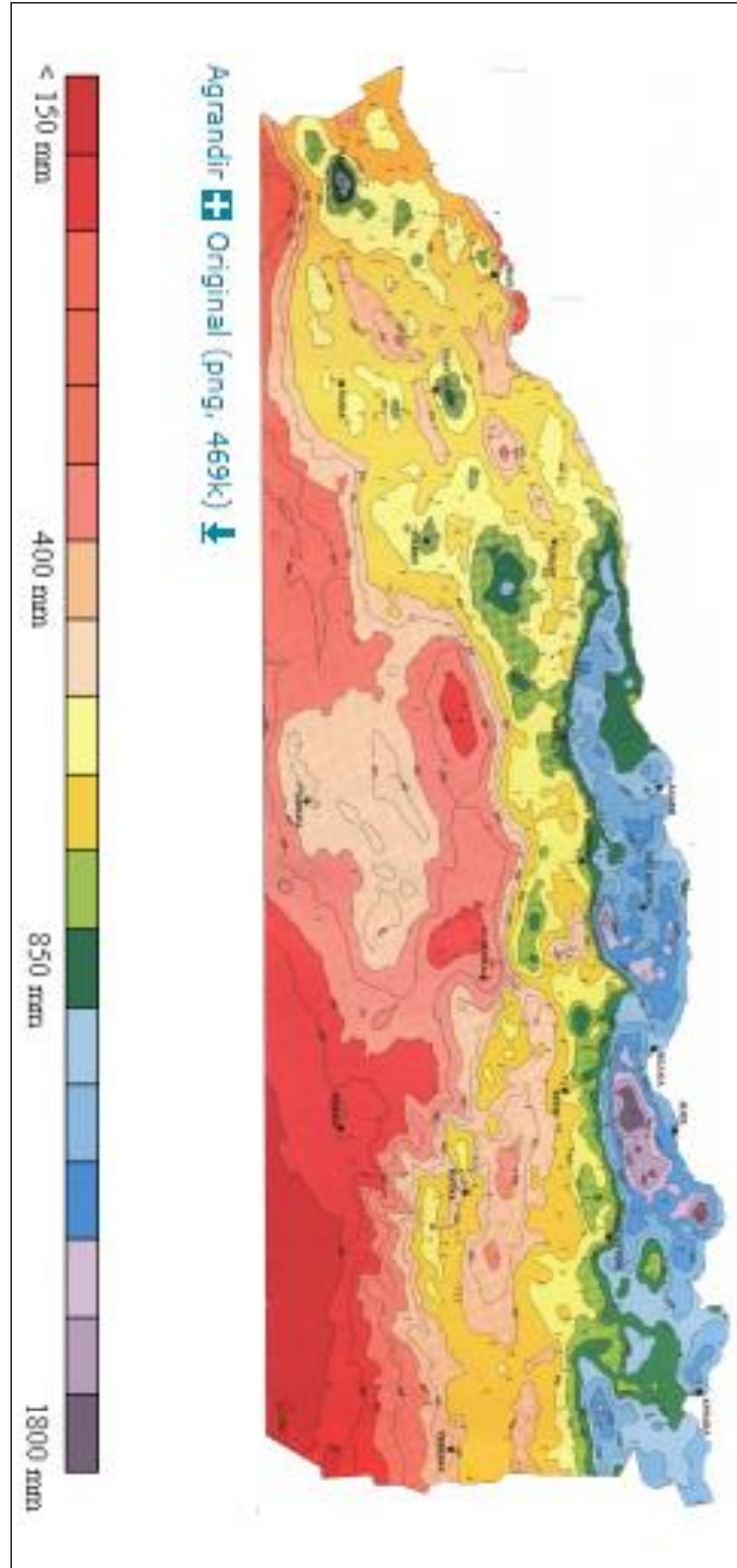


Figure 37. Carte d'isohyètes du Nord Algérien

14.2. Cartographie de températures

La cartographie thermique permet de mesurer la variation spatiale de la température nocturne minimum de la surface d'une route à l'aide d'un thermomètre infrarouge à haute résolution. La cartographie thermique va donc identifier des secteurs avec des températures disparates.

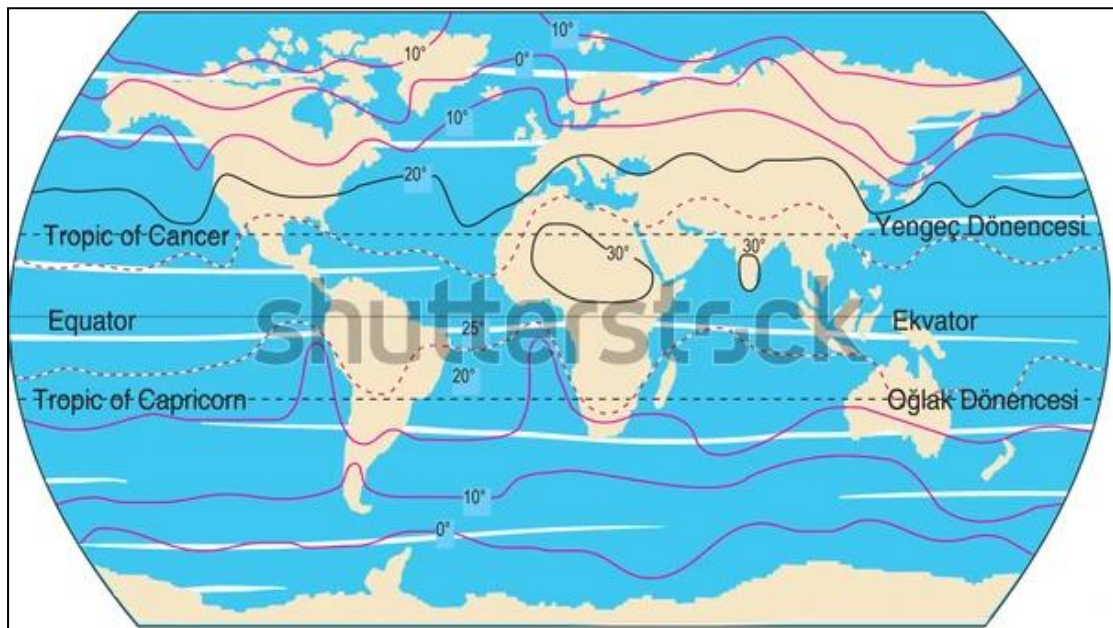


Figure 38. Carte mondiale d'isothermes

<http://geocaps.blogspot.com/2010/11/cartes-planisphere-des-isothermes->

14.3. Cartes bioclimatiques

Une carte bioclimatique a pour but de représenter pour une région donnée une synthèse des facteurs du climat ayant une importance particulière pour les êtres vivants. Elle est basée sur un aspect particulier de l'étude du climat.

En biogéographie climatique, les **étages bioclimatiques** sont chacun des territoires à végétation déterminée qui se succèdent au fur et à mesure que l'altitude augmente et que les températures s'abaissent. Chaque étage correspond souvent à une zone climatique ou zone bioclimatique. Les limites de chaque étage sont marquées par des modifications importantes des communautés biologiques (populations halieutiques par exemple).

À noter que les caractéristiques des étages bioclimatiques (zones climatiques) varie beaucoup en fonction des conditions locales, par rapport à l'exposition, aux régions environnementales, également selon la latitude, et sont souvent perturbées par les activités humaines.

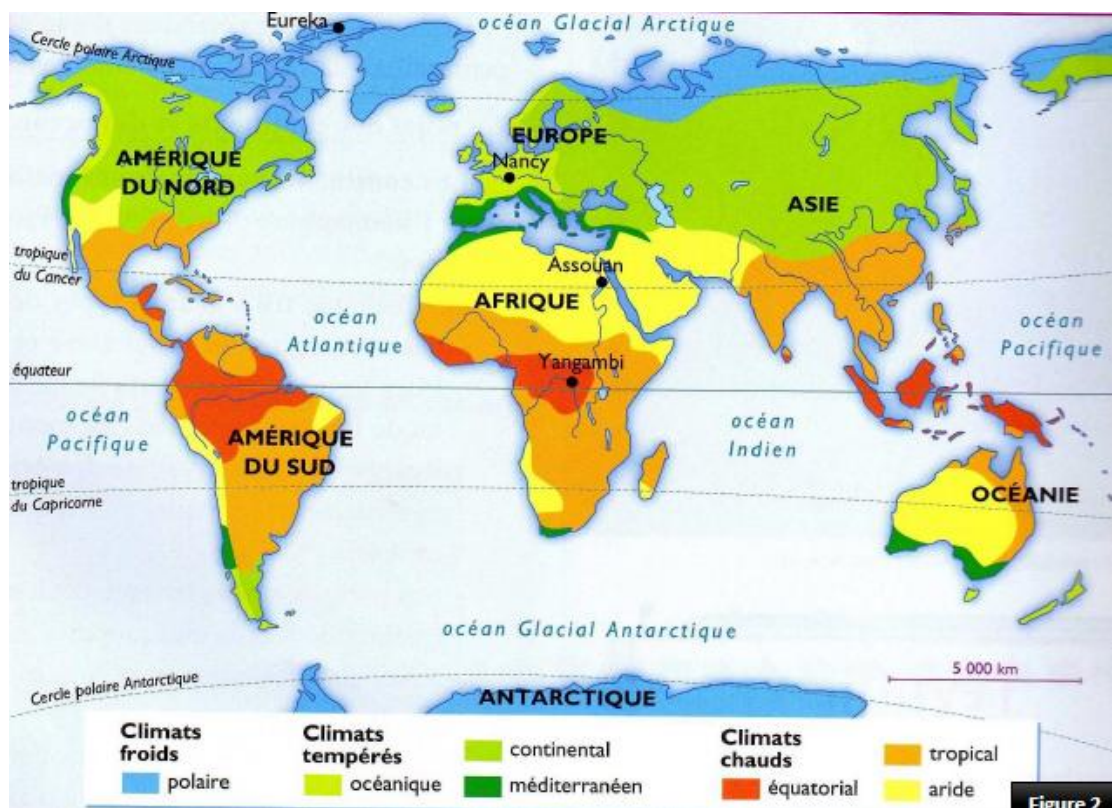
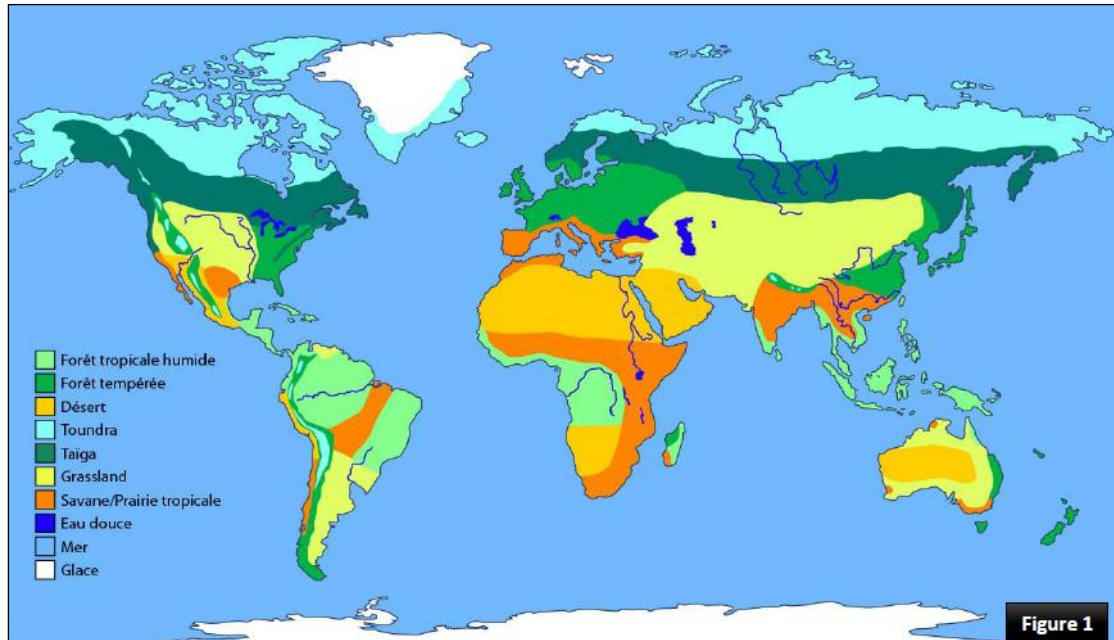


Figure 39. Comparaison entre Cartes de Biomes terrestres et Carte des climats

<https://classedemyli.over-blog.com/2013/12/les-climats-du-monde-carte-vierge.html>

Bibliographie

Agence Financière de Bassin Seine Normandie. — Influence de la forêt et du déboisement sur le débit des cours d'eau. — Paris : ADEBEM, 1979. — 56 p.

Arléry R., 1949. Comparaison des températures minimum au sol et sous abri. *La Météorologie*, juillet-septembre, 157-165

Arléry, R., H. Grisolle, B. Guilmet, 1975. Climatologie, méthodes et pratique. *Annales de Géographie*. Volume 84 Numéro 465 pp.

Aussenac G., 1968. Interception des précipitations par le couvert forestier. *Annales des Sciences Forestières*, 25(3), 135-156

Aussenac G., Granier A., 1979. Etude bioclimatique d'une futaie feuillue (*Fagus sylvatica* L. et *Quercus sessiliflora* Salisb.) de l'Est de la France. II. Etude de l'humidité du sol et de l'évapotranspiration réelle. *Annales des Sciences Forestières*, 36(4), 265-280

B. A. Monteny, J. P. (1980). Elements de Bioclimatologie. Abidjan: ORSTOM.

Berger (A.). — Le Climat de la Terre. — Bruxelles : de Boeck Université, 1992. — 499 p.

Bosch (J.M.), Hewlett (J.D.). — A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation on water yield and evapotranspiration. — *J. Hydrol.*, vol. 55, 1982, pp. 3-23.

Bréda N., 1999. L'indice foliaire des couverts forestiers : mesure, variabilité et rôle fonctionnel. *Revue Forestière Française*, 51 (2), 135-150

C.W, T. (1948). *An approach toward a rational classification of climate*. *Geographical review*. January: 55-94.

Claude Cosandey. Conséquences des forêts sur l'écoulement annuel des cours d'eau. *Revue forestière française*, 2006, 58 (4), pp.317-328. 10.4267/2042/6702. hal-03449342

De Martonne EMM., 1940. *Traité de Géographie Physique*. Sixième édition revue et corrigée. Tome premier. Notions générales, Climat, Hydrographie. Edition Armand Colin, 496pages.

Ebener S., 2000. Utilisation du SIG en mode raster pour la spatialisation du bilan hydrique à l'échelle mensuelle. Application au bassin versant de l'Allondon (France, Suisse). *Terre et Environnement, Section des Sciences de la Terre*, Université de Genève, Volume 20, 311 pages + annexes (Thèse).

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.

Fontana, A. (2017). *Bilan thermique de la terre et climat*. Bruxelles: CEB Policy Paper N° 16/004.

François, L. (2010). *Cours de bioclimatologie à l'usage des forestiers*. Nancy: ENGREF.

Greenwood (E.A.N.), Klein (L.), Beresford (J.D.), Watson (G.D.). — Differences in annual evapotranspiration between grazed pasture and eucalyptus species in plantation on the saline farm catchment. — J. Hydrol., 78, 1985, pp. 261-278.

Guyot, G. (1999). *Climatologie de l'environnement*. France: Chirat.

Khatiri, S. e. (2003). *Manuel du cours de climatologie*. Casablanca: ecole hassania des travaux publics.

Laborde J. (2009). Elements d'Hydrologie de surface. Ecole polytechnique de l'université de nice - Sophia Antipolis: Polytech.

Lambert (R.). — Géographie du cycle de l'eau. — Toulouse : Presses universitaires du Mirail, 1996. — 439 p.

L'hote Y. (1993). Mesure et etude des precipitations. Montpellier: ORSTOM.

Otto H.J., 1998. Ecologie Forestière. *Edition IDF*, 397 pages.

Millennium Ecosystem Assessment (MA). 2005a. Desertification synthesis. [www.maweb.org/ documents/document.355.aspx.pdf](http://www.maweb.org/documents/document.355.aspx.pdf)

Personne E. (1998). *Modelisation de la variabilite spatio-temporelle du continuum sol-plante-atmosphere : cas de couverts bistrates heterogenes et epars*. Paris.

Robin, P. (1990). *Bilan hydrique des sols : quantification de la variabilite spatiale et de l'incertitude. application a la modelisation hydrologique de la guadeloupe, ile de basse-terre*. Paris.

Rosnoblet, J. J.-M. (2002). *Dynamique du bilan hydrique parcellaire au sein de l'espace rural et conséquences sur les transferts hydrologiques*. Paris.

Turc L., 1955. Le bilan d'eau des sols : relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Annales Agronomiques*, 6 (1), 3-11

VERY (E.S.). — The effect of Aspen harvest and growth on water yield in Minnesota. Forest hydrology and watershed management. — IAHS, n° 167, 1987, pp. 553-562.

Vidal, A. (1989). Estimation de l'évapotranspiration par télédétection : application au contrôle de l'irrigation. Montpellier 2.

Sites internet :

<http://www.esrl.noaa.gov/csd/assessments/ozone/2014/>
<http://ozone.unep.org/french/index.asp>