

الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي

People's Democratic Republic of Algeria
Ministry of Higher Education and Scientific Research
University Benyoucef Benkhedda Algiers 1
Faculty of Sciences



Département : Sciences de la Nature et de la Vie
Domaine : Science de la nature et de la vie
Filière : Ecologie et Environnement
Spécialité : Licence Ecologie et Environnement L3
Cours : Bioclimatologie
Dr HABANI – IFTICENE Naïma

Année universitaire : 2019/2020

AVANT-PROPOS

Les changements climatiques sont actuellement une réalité perceptible à travers la nature et l'ampleur de certains phénomènes extrêmes tels que les vagues de chaleur, les vagues de froid, les sécheresses, etc. Si au niveau mondial la hausse de température au 20^{ième} siècle a été de 0,74°C, celle sur le Maghreb s'est située entre 1,5 et 2°C selon les régions. Quant à la baisse des précipitations, elle varie entre 10 et 20%. D'autre part, de nombreuses études montrent que les projections climatiques, élaborées par les modèles de circulation générale actuels, sous-estiment la hausse des températures et la baisse des précipitations sur le Maghreb. En effet, l'étude du climat s'avère actuellement une réalité incontournable afin de comprendre et de maîtriser ces phénomènes. Il faut des disciplines transversales avec la climatologie et la bioclimatologie. Actuellement, les activités liées au climat ont pris beaucoup d'ampleur dans presque tous les domaines et tout particulièrement dans le domaine scientifique et dans celui de l'action publique (OMM, 2014).

Ce cours est destiné aux étudiants de 3^{ème} année Licence, spécialité Ecologie et Environnement désirant acquérir les connaissances de base en bioclimatologie. Il a pour objectif :

- ✓ D'initier l'étudiant à la bioclimatologie (y compris les aspects météorologiques) ;
- ✓ Connaître la dynamique des systèmes écologiques ;
- ✓ Identifier les mécanismes de formation des grands climats de la planète à différentes échelles (du globe à la station microclimatique) et permet à l'étudiant de saisir l'importance des facteurs climatiques pour la distribution et la diversité des espèces ;
- ✓ Comprendre les processus climatiques et leur dynamique propre ;
- ✓ Décrire les grands types de climats mondiaux en particulier le climat méditerranéen;
- ✓ Appréhender les interactions entre les composants de l'écosystème et les facteurs abiotiques contrôlant ces interactions ;
- ✓ Analyser l'influence des activités humaines sur le climat et impacts du changement climatique global sur l'environnement ;
- ✓ Réaliser une synthèse bioclimatique.

Sommaire

Avant-propos

Listes des figures et des tableaux

Résumé

Introduction.....	1
Chapitre 1 : Climatologie générale.....	2
Chapitre 2 : Les données climatologiques.....	7
Chapitre 3 : Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents.....	17
Chapitre 4 : L'air et la structure verticale de l'atmosphère.....	23
Chapitre 5 : Bilan thermique à la surface de la terre.....	27
Chapitre 6 : Classification climatique physique.....	39
Chapitre 7 : L'aridité.....	45
Chapitre 8 : Hydrologie.....	55
Chapitre 9 : Les bilans hydriques.....	65
Chapitre 10 : Méthodes de caractérisation du climat méditerranéen.....	75
Chapitre 11 : Utilisation des synthèses bioclimatiques à des problèmes d'écologie appliquée (Notion d'échelles).....	85
Chapitre 12 : Relations végétation climat.....	94
Chapitre 13 : Classification biologique des climats.....	101
Chapitre 14 : Cartographie climatique et bioclimatique.....	105
Références bibliographiques.....	113
Table des matières.....	118

Liste des figures

Figure 1 : Les échelles météorologiques.....	6
Figure 2 : Station principale.....	8
Figure 3 : Abri météorologique.....	8
Figure 4 : Appareils de mesure des paramètres climatiques.....	12
Figure 5 : Les types de nuages.....	15
Figure 6 : Exploitation graphique des données.....	16
Figure 7 : Les mouvements verticaux.....	17
Figure 8 : Vue idéalisée des trois cellules ou zones de circulation atmosphérique.....	18
Figure 9 : Les moussons.....	20
Figure 10 : Les vents locaux (Brise de mer, brise de terre et le foehn).....	22
Figure 11 : Effet foehn (Bertrand et <i>al.</i> , 2010).....	22
Figure 12 : Stratification thermique de l'atmosphère.....	24
Figure 13 : Composantes du système climatique, processus, et interactions.....	27
Figure 14 : Le bilan d'énergie de la terre.....	28
Figure 15 : Les transformations de l'énergie solaire incidente (Source : Daniel, 2003).....	29
Figure 16 : Flux énergétique net émis sous forme de rayonnement énergétique (infrarouge)	30
Figure 17 : Influence de l'angle d'incidence des rayons solaires sur le bilan du rayonnement.....	32
Figure18 : Variation du bilan radiatif d'une région géographique selon les saisons.....	33
Figure19 : Redistribution de la chaleur des régions de basses latitudes vers les régions des latitudes élevées.....	33
Figure 20 : Courants de surface.....	34
Figure 21 : Bilan radiatif au sommet de la terre.....	35
Figure 22 : Energie radiative reçue du Soleil en W/m2 au cours du mois de Mars 2001.....	35
Figure 23 : Contribution à l'effet de serre des différents gaz de l'atmosphère d'après Kiehl et <i>al.</i> (1997)	36
Figure 24 : Accroissement des concentrations des GES.....	37
Figure 25 : Les grandes régions climatiques du globe.....	40
Figure 26 : Carte des climats Köppen-Geiger.....	41
Figure 27 : Succession de situations de sécheresse et de leurs incidences. (Source : Centre national de lutte contre la sécheresse, Université du Nebraska–Lincoln, États-Unis d'Amérique in OMM, 2006).....	46
Figure 28 : Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gaussen de la station de Djelfa. (Période 1972-2011)	50
Figure 29 : Carte mondiale des zones arides.....	53
Figure 30 : Photo du Sahara prise par la Nasa.....	53

Figure 31 : Ensablements des parcours.....	54
Figure 32 : Dégradation des steppes à alfa (région de Mechria).....	54
Figure 33 : Volume d'eau disponible/pays/personne et/année en m ³	55
Figure 34 : Le cycle de l'eau.....	57
Figure 35 : Contraintes climatiques et géographique de l'Algérie.....	58
Figure 36 : Zone aquifère du Sahara septentrional.....	59
Figure 37 : Grands aquifères mondiaux et leur surexploitation.....	59
Figure 38 : Effet du type de couvert sur le cycle de l'eau.....	60
Figure 39 : Coupe rase dans une forêt de conifère.....	61
Figure 40 : Erosion des bassins versants = Envasement des barrages.....	61
Figure 41 : Catastrophe de Bab el oued le 10 novembre 2001.....	62
Figure 42 : Salinisation des sols.....	63
Figure 43 : Remontée des eaux.....	64
Figure 44 : Effondrement des sols au Sahara algérien.....	64
Figure 45 : Facteurs intervenant dans l'évapotranspiration.....	66
Figure 46 : Evapotranspiration réelle (ETR).....	67
Figure 47 : Appareils de mesure de l'évapotranspiration.....	68
Figure 48 : Case lysimétrique.....	69
Figure 49 : Abaque de calcul de F (correctif fonction).....	71
Figure 50 : Evapotranspiration à la station de Blida.....	74
Figure 51 : Carte de la zone holarctique.....	75
Figure 52 : Aire de la culture de l'olivier.....	76
Figure 53 : Climagramme d'Emberger.....	79
Figure 54 : Diagramme de la Continentalité globale (thermique et pluviale, d'après Daget, 1977).....	81
Figure 55 : Délimitation des étages bioclimatiques et des variantes thermiques selon la méthode dérivée.....	84
Figure 56 : Archive climatologique de l'Algérie (source ONM).....	86
Figure 57 : Les climats de monde.....	87
Figure 58 : Les principaux biomes du monde.....	88
Figure 59 : Biomes méditerranéens.....	88
Figure 60 : Carte bioclimatique de l'Algérie (source ANAT, 2004).....	89
Figure 61 : Répartition de la végétation selon la topographie.....	90
Figure 62 : Etagement de la végétation sur les deux versants.....	90
Figure 63 : Structure verticale d'une forêt.....	91
Figure 64 : Climats et formations végétales dominantes.....	94
Figure 65 : Aire de répartition de quelques essences de la forêt sclérophylle selon le coefficient pluviothermique d'Emberger.....	95
Figure 66 : Aire de répartition de quelques conifères méditerranéens en fonction du coefficient pluviothermique d'Emberger.....	95

Figure 67 : Tableau schématique de la végétation dans le Haut-Atlas marocain.....	97
Figure 68 : Répartition verticale de quelques grandes formations en fonction de la latitude dans les différentes montagnes marocaines (d'après Emberger et divers auteurs).....	98
Figure 69 : Equivalence proposée entre les noms d'étages dans les Alpes (à gauche) et dans les montagnes méditerranéennes (à droite).....	99
Figure 70 : Etages de végétation selon Rivaz Martinez.....	99
Figure 71 : Correspondance entre les étages de végétation et les critères thermiques admise par de nombreux auteurs.....	100
Figure 72 : Carte des précipitations moyennes annuelles.....	105
Figure 73 : La carte pluviométrique de Chaumont et Paquin (1971) au 1/500 000.....	106
Figure 74 : Cartes des températures moyennes annuelles.....	106
Figure 75 : Cartes des températures moyennes annuelles.....	107
Figure 76 : Carton pluviothermique e : 1 / 5.000.000 dans la carte du couvert végétal algérien d'après Barry et <i>al.</i> , (1974)	108
Figure 77 : Etages bioclimatiques de l'Algérie d'après Stewart.....	108
Figure 78 : Subdivision en domaines et secteurs biogéographiques de l'Algérie.....	110
Figure 79 : Carte internationale du tapis végétal et des conditions écologiques au 1/1.000.000 établie par Barry et <i>al.</i> , (1974).....	112

Liste des tableaux

Tableau 1 : Les types de temps étudiés en Algérie d’après Halimi (1980).....	5
Tableau 2 : Variation de la pression en fonction de l'altitude.....	10
Tableau 3 : Classification altitudinale des nuages.....	13
Tableau 4 : Classification des nuages selon l'apparence.....	13
Tableau 5 : Caractéristiques des couches atmosphériques.....	26
Tableau 6 : Durée de séjour approximative des gaz dans l'atmosphère.....	38
Tableau 7 : Présentation de la classification des climats de Köppen. Classification descendante.....	42
Tableau 8 : Correspondance valeur de I, climat et végétation potentielle.....	48
Tableau 9 : Exemple d’eaux superficielles dans le monde.....	57
Tableau 10 : Renouvellement de l’eau dans les grands réservoirs (D’après Margat, 1990)...	58
Tableau 11 : Potentialité des nappes aquifères du Nord de l'Algérie (d’après ONS, 2013)...	59
Tableau 12 : Exemple du taux d’envasement des barrages.....	62
Tableau 13 : Correspondance entre la méthode originelle et la méthode dérivée.....	83
Tableau 14 : Variantes thermiques dans les deux méthodes.....	84
Tableau 15 : Types d'archives utilisés en paléoclimatologie (d'après Beltrando et Chémery 1995 in Lebourgeois, 2010)	85
Tableau 16 : Ordre de grandeur des échelles spatio-temporelles du climat (modifié d'après Beltrando et Chémery 1995 ; Tabeaud 1998 in Lebourgeois, 2010).....	87
Tableau 17 : Gradients altitudinaux pluviométrique et thermiques.....	90

Résumé

Le cours comporte 14 chapitres, l'unité introduction met l'accent sur la dépendance des êtres vivants au temps et par conséquent au climat. L'étudiant pourra différencier entre la météorologie et la climatologie et comprendre les méthodes de travail du climatologue. Elle lui permettra de saisir la notion de temps et les types de temps ainsi que les échelles météorologiques. L'identification des réseaux de mesures des facteurs climatiques et des principaux instruments lui permettra d'exploiter les données climatiques acquises par les réseaux météorologiques (TD).

L'étude des mécanismes de la circulation générale (cellule thermique et dynamique) ainsi que les caractères généraux et les subdivisions de l'atmosphère, le bilan thermique à la surface de la terre permettront à l'étudiant de saisir l'importance des interactions terre-atmosphère-océan et de saisir les problèmes particuliers relatifs au CO₂, effet de serre, ozone atmosphérique (et terrestre).

Le chapitre 6 donne la classification physique basée sur la température, la température et la pluviosité. L'évolution des différents indices d'aridité est traitée et donne un aperçu sur les régions arides dans le Monde, en Afrique, au Maghreb en expliquant l'influence de la dégradation anthropique sur l'aridité. L'unité 8 permet à l'étudiant de connaître l'hydrologie de surface, souterraine, le bilan de l'eau et tous les problèmes spécifiques aux différents écosystèmes (forêts, steppes et Sahara). En plus différentes méthodes de mesure et de calcul sont étudiées pour évaluer les bilans hydriques (l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP)).

Les méthodes de caractérisation du climat méditerranéen seront abordées sachant que l'Algérie est un pays de la zone subtropicale du Nord-africain caractérisé par un climat de type méditerranéen. Cette unité permettra à l'étudiant de réaliser une étude bioclimatique (TD).

La connaissance des notions d'échelle sont fondamentales pour le choix de l'information à analyser et pour l'interprétation des résultats. Ainsi, selon l'échelle d'étude, un bioclimat peut contribuer à expliquer la présence locale, régionale ou mondiale d'une espèce et sa répartition (utilisation des synthèses bioclimatiques à des problèmes d'écologie appliquée). La relation végétation climat abordée dans l'unité 12 met l'accent sur le rôle des facteurs abiotiques notamment climatiques sur la répartition de la végétation. Elle permet à l'étudiant de saisir l'importance du régime des précipitations et les variations de température sur la végétation.

En effet, l'ensemble des informations acquises dans les chapitres précédents nous permettront d'aborder la classification biologique des climats et de comprendre le rôle du photopériodisme et du thermopériodisme dans la classification de Bagnouls et Gaussen (1953) et dans la classification biogéographique d'Emberger (1955). Et finalement aboutir à l'un des modes de représentation du climat : l'expression cartographique. Elle permet d'un seul coup d'œil de pouvoir exprimer un paramètre étudié. Dans ce cas l'étudiant sera capable de lire et d'utiliser les cartes climatiques et bioclimatiques qui forment une base de données pour les projets (reboisements, agro climatologiques, constructions, vents : éoliennes, etc.).

1 - Introduction

Malgré l'immense progrès des sciences et des techniques ; nous sommes restés sous la dépendance du temps et du climat dans certains domaines comme le transport aérien et maritime ; l'agriculture ; ...etc.

Les Mésopotamiens, les Égyptiens, les Indiens observaient et cherchaient à expliquer, souvent en liaison avec leurs croyances religieuses, les phénomènes atmosphériques. Les philosophes grecs, par exemple Aristote dans ses Météorologiques (334 av. J.-C), ont cherché à rationaliser l'explication des climats et ont esquissé un découpage de l'espace : la répartition des régions sèches et humides, chaudes et froides était alors expliquée par des différences de durée du jour, de l'inclinaison des rayons solaires (Staszak, 1995).

Selon Beltrando (2000), les savants arabes du Moyen âge ont apporté des précisions sur ce découpage donnant ainsi aux détenteurs du pouvoir des informations permettant de renforcer leur autorité : en Chine, les précipitations étaient mesurées afin d'évaluer l'importance des récoltes pour fixer les impôts....

L'observation scientifique de l'atmosphère a pu se développer après l'invention des premiers instruments de mesures au XVI^{ème} et XVII^{ème} siècle (Galilée invente le thermomètre en 1592; Torricelli, le baromètre en 1644 ; Hooke, l'hygromètre en 1664...). Parallèlement, les premières théories de la physique apparaissent : le physicien Boyle énonce, en 1662, la loi de compressibilité des gaz (loi de Boyle-Mariotte selon laquelle, à température constante, le volume d'une masse gazeuse varie dans le sens inverse de sa pression).

Au début du XX^{ème} siècle, la climatologie et la météorologie s'individualisent de plus en plus, mais leur réflexion s'alimente mutuellement.

Le **climat** décrit l'allure général du **temps** au cours de **plusieurs années** ; il dépend de plusieurs causes ou facteurs notamment de **la distance du lieu par rapport à l'équateur**.

Le **temps** est causé plutôt par un changement de l'atmosphère ; c'est à dire dans la couche d'air qui entoure notre terre. C'est **l'état momentané** de l'atmosphère en un lieu déterminé.

Douguedroit (2005), signale le développement de la "climatologie appliquée" et l'implication du climat dans la santé et les activités humaines, implication qui a amené le développement de sciences spécifiques (bioclimatologie humaine, agroclimatologie, etc...).

Même si la climatologie appliquée eut des pionniers comme M. Sorre (1934), la prise de conscience des impacts climatiques se développa surtout dans cette seconde moitié du XX^{ème} siècle sous l'impulsion des Anglo-saxons.

On est passé ensuite à la notion de coût des impacts du climat, en particulier de ses écarts violents, notion très vite intégrée dans la vie économique de certains pays comme la Nouvelle-Zélande.

En 1979, la climatologie est officiellement reconnue comme science autonome par rapport à la Météorologie par l'Organisation Météorologique Mondiale (O.M.M.) qui lance le Programme mondial de recherche sur le climat et organise la Conférence sur le Climat et l'homme.

Chapitre 1 : Climatologie générale

1. La météorologie et la climatologie :

La météorologie : vient du terme grec **météoros** = élevé dans les aires (les particules en suspension dans l'atmosphère), **logos** = discours (science).

Elle étudie la prévision du temps en se basant sur les **phénomènes atmosphériques**. C'est une science très large et complexe et fondée sur les lois de la mécanique des fluides et de la thermodynamique. Elle étudie les processus physiques qui en déterminent l'évolution et rend compte des phénomènes essentiellement observés dans sa partie la plus basse pour comprendre et expliquer la réalité changeante qui est le temps (Beltrando, 2000).

Les météorologues installent et gèrent les réseaux de mesures (données qu'utilisent par la suite les géographes-climatologues). Ils développent des réseaux de transmission très performants permettant la circulation rapide des données mesurées dans les stations vers les centres de prévision. Une fois les données analysées, les résultats des prévisionnistes sont diffusés vers les utilisateurs. Les moyens matériels et humains sont importants, car la mission de la météorologie est d'assurer la sécurité des biens et des personnes en particulier dans le domaine aérien, civil ou militaire.

Les météorologues ont des préoccupations plus proches que celles des physiciens. Ils observent les états du temps (T, humidité, vents...), les mouvements de l'atmosphère, les rapports entre ces mouvements et les divers aspects du temps. Toutes ces observations sont analysées et permettent l'établissement des cartes représentant schématiquement l'atmosphère.

La climatologie : est la branche de la géographie physique qui étudie les climats de la terre et de l'ensemble des états moyens de l'atmosphère sur une période de temps et traduit une réalité statique. C'est-à-dire la succession des conditions météorologiques sur de longues périodes dans le temps (Estienne *et al.*, 1970).

La météorologie observe les météores et tente de les expliquer par une **science analytique** et explicative qui sert de base à la climatologie, dont celle-ci ne peut se passer.

La climatologie peut se combiner à d'autres sciences, donc c'est une **science de synthèse**.

Les climatologues ont des points de vues plus large ; ils considèrent des suites d'observations en relation à des états atmosphériques en un espace donné pendant un temps donné 10 ans au moins. On tient compte des **régimes saisonnier très variés** ; des **variations interannuelles** qui ont souvent de graves répercussions morphopédologiques et biologiques :

Exemple : le bassin Parisien et la région d'Alger reçoivent sensiblement la même quantité de pluie. Dans le bassin Parisien, les 700 mm de pluie/an sont réparties sur toute l'année tandis que les 760 mm de pluie/an à Alger tombent durant la saison fraîche ; l'été étant **sec** (la répartition de la végétation n'est pas la même).

La climatologie a une vision diachronique ; elle travaille pendant de longue durée (30 ans).

La météorologie a une vision synchronique ; elle retient les échéances brèves de la journée voire de l'heure.

La météorologie = science analytique et prospective. Sert surtout à la prévision du temps liée au développement de la navigation aérienne et marine.

La climatologie = science synthétique et rétrospective. L'histoire, l'évolution d'un fait, du passé jusqu'à son aboutissement.

Selon Estienne et *al.* (1970), d'une manière générale le climatologue travaille suivant 2 méthodes

1 – Méthode externe = analytique = séparative :

Cette méthode a été longtemps la démarche la plus empruntée ; elle consiste pour un lieu déterminé à enregistrer et analyser les caractéristiques du temps (que ce soit dans le but de calculer des moyennes partant sur de longues années d'observation ou pour suivre au jour le jour ces variations).

C'est une méthode statistique où l'on dépouille à posteriori (issu de l'expérience) des observations de toutes natures. Elle étudie statistiquement et séparément la répartition des différents météores, on utilise des méthodes statistiques (**calcul de moyenne sur plusieurs années**) qui mettent en œuvre des moyens simples et qui permettent d'aboutir à la définition des éléments d'un climat.

Exemple : la sécheresse et la forte chaleur de l'été méditerranéen entraîne une évaporation forte et un déficit du bilan hydrique. Avec l'aide complémentaire des données extrêmes (gels, rosé) fortes et tardifs, on peut déterminer la **valeur écologique du climat** ; ce qui est utile pour :

- ✓ Le choix de culture à pratiquer ;
- ✓ Les espèces à planter dans les reboisements ;
- ✓ Calcul des risques des incendies de forêts ;
- ✓ Pour recommander un climat à un malade.

2 – Méthode interne = dynamique = synoptique = synthétique :

Depuis plusieurs années, les climatologues ont tendance à travailler en adoptant cette méthode synthétique tandis que se développent les investigations et explorations de l'atmosphère (progrès de l'aviation, satellite sondages...).

Définie par l'école scandinave qui est fondée sur l'analyse des masses d'air (circulation atmosphérique) et vise à expliquer le temps.

2. Le climat :

Le climat : est l'ensemble des conditions **atmosphériques** moyennes dans une région donnée.

A l'origine le terme climat répondait à des préoccupations astronomiques et cosmographiques (description du système solaire). Le mot grec **Klima** désignait en effet soit la pente de la terre vers les pôles ; soit l'inclinaison de l'axe de la terre sur le plan de l'écliptique (équateur).

Cela fait référence au premier facteur explicatif de la géographie des climats : le rayonnement solaire et notamment son inclinaison (incidence) sur la surface terrestre.

Le terme de climat dégagé de son sens étymologique primitif représente ; avant le 20^{ème} siècle toute étendu de la surface terrestre caractérisé par des conditions atmosphériques habituellement comparables.

Utilisant la définition du temps ; on peut dire que le climat est **l'ensemble de tous les temps** observés ; abstraction faite des instants auxquels ils se sont réalisés.

Vers le début du 20^{ème} siècle (1908), le climatologue Autrichien Hann (1908 in Estienne et *al.*, 1970) propose cette définition : Le climat est l'ensemble des phénomènes météorologiques qui caractérisent les **états moyens** de l'atmosphère en un point quelconque de la terre.

L'expression « état moyen » explique une notion assez abstraite mais c'est une valeur théorique présentant un caractère cyclique, d'où la définition proposée par Sorre (1943) dans son ouvrage les « Fondements biologiques de la Géographie humaine »: On appelle climat la série des états de l'atmosphère au-dessus d'un lieu dans leur succession habituelle. Ces ambiances atmosphériques sont caractérisées par un certain nombre de facteurs physiques : précipitations (P), humidité atmosphérique (H), durée d'insolation, valeur de la radiation solaire, température de l'air, vitesse des vents... Ceci indique une analyse quotidienne ou biquotidienne ou plusieurs fois par jour de ces nombreux phénomènes appelés : **Météores**.

Thornthwaite (1948) a défini le climat comme « l'intégration des facteurs météorologiques et climatiques qui concourent à donner à une région son caractère et son individualité ».

D'autres auteurs ont tenu à mettre l'accent sur l'aspect biologique du climat. C'est ainsi que Köppen (1931) définit ce dernier comme « l'ensemble des conditions atmosphériques qui rendent un lieu de la surface terrestre plus ou moins habitable pour les hommes, les animaux et les plantes »

Remarque : le climat a une influence sur la santé.

Le climat se manifeste à plusieurs niveaux, à chacun niveau apparaît un problème particulier.

Exemple :

L'exemple associé à la biologie, on parle de **Bioclimatologie** 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 (Lebourgeois, 2010).

L'exemple associé à l'agronomie, on parle d'**Agrométéorologie** qui se charge des besoins adaptés à l'agriculture.

On peut conclure que le climat est **l'ensemble des éléments** qui dans leur succession habituelle au cours d'une période déterminée **caractérise l'atmosphère** et concoure à donner à chaque point de la terre son individualité.

3. Temps, les types de temps et le climat :

Le climat et le temps sont la combinaison de plusieurs facteurs (P, T,...).

Le temps est **une combinaison temporaire**.

Le climat est **un ensemble de combinaisons stables** fondé sur une longue période (30 ans avec un minimum de 10 ans).

D'après Albert Baldit (in Piéry *et al.*, 1934), le temps est un ensemble de paramètres qui à un moment donné, dans une région donnée, caractérise l'état atmosphérique. Chaque combinaison est instantanée donc éphémère et unique

Les types de temps est une notion plus large appelée parfois climatologie synthétique (Pédelaborde, 1957). On parle de types de temps, quand une combinaison se reproduit souvent avec des paramètres et des valeurs peu différentes et produisent des effets semblables. Elle s'applique à une région mais non en plus à un lieu unique (bassin versant, plaine, montagnes...), on parle de temps lourd, sec, arrosé....

Un type de temps est constitué par *l'état présent et momentané* de l'atmosphère (direction et force du vent, température, nébulosité, pluie, etc.). Il est déterminé par les déplacements des masses d'air à la surface du globe, par la situation relative des continents et des mers et par les conditions locales de relief, de végétation et d'hydrographie qui peuvent modifier la direction des vents ou la pluviosité. De sorte que l'analyse de tous ces éléments dans un lieu déterminé

et la classification par ordre chronologique des divers types de temps ainsi étudiés, permettent de reconstituer d'une manière exacte et vivante l'évolution du climat pendant un mois, pendant une saison ou pendant une année.

Le tableau 1 donne les types de temps étudiés en Algérie Halimi (1980).

Tableau 1 : Les types de temps étudiés en Algérie d'après Halimi (1980)

Saisons	Régimes	Origines des types de temps	Caractéristiques des types de temps
Hiver	Anticyclones	1- Nord-est 2- Sud 3- Ouest	1- Calme et froid 2- Sec et chaud 3- Humide
	Cyclones	1- Dépression tyrrhénienne 2- Courant d'ouest 3- Courant de sud-ouest	1- Mauvais et froid 2- Pluvieux et humide 3- Mauvais et humide
Eté	Anticyclones	Méditerranéen	Doux, beau temps
	Cyclones	Courant du sud + sirocco	Très chaud et ouvert

4. Notions d'échelle, d'espace et de temps

Les phénomènes atmosphériques décrivent une très grande gamme d'échelles (en temps et en espace). Selon le problème traité, les processus qui dominent diffèrent et des modélisations appropriées doivent être utilisées. Ainsi, on définit plusieurs échelles caractérisées par leurs dimensions horizontales et les échelles temporelles associées (Choisnel, 1996).

Quatre échelles spatio-temporelles principales, associées à quatre termes désignant le climat (Fig. 2) :

4.1. Échelle planétaire

Les phénomènes météorologiques à l'échelle planétaire s'étendent sur plusieurs milliers de kilomètres et leur durée de vie est de l'ordre de plusieurs mois ou de l'année.

Par exemple le Jet Stream correspond à un phénomène planétaire car on le retrouve sur des surfaces très étendues dans l'atmosphère à haute altitude (7 à 12 km au-dessus du niveau de la Terre).

4.2. Échelle synoptique

Les phénomènes atmosphériques de l'échelle synoptique ont des dimensions dont l'ordre de grandeur est de quelques milliers de kilomètres pour les dimensions horizontales, quelques kilomètres pour la dimension verticale et quelques jours pour la durée. On y retrouve les dépressions, les anticyclones et les aérosols présents dans l'air (pollution atmosphérique, sable transporté par le vent ...).

Cette échelle constitue le cadre de la prévision météorologique sur une échéance de un à trois jours dans les zones tempérées en modélisant les mouvements des centres d'action sur une zone géographique prédéfinie.

4.3. Mésos-échelle ou échelle régionale

La mésos-échelle décrit les phénomènes qui se déroulent sur une échelle plus petite que l'échelle synoptique.

Elle se définit par les dimensions horizontales des phénomènes qui varient de 2 000 km à 2 km. Leur durée varie entre quelques heures et quelques jours. Cette échelle prend en compte des phénomènes tels que les vents régionaux, les fronts ou encore les orages organisés.

4.4. Micro-échelle ou échelle turbulente

Cette échelle est utilisée en météorologie et en océanographie pour désigner ce qui se passe à moins de deux kilomètres avec une durée de quelques secondes à une dizaine de minutes seulement.

La micro-échelle intervient pour l'étude de phénomènes dont l'échelle est assez petite comme les remous observés dans l'écoulement atmosphérique à cause de la rugosité du sol et du frottement occasionné (rafales de vent) ou encore la formation de grêle dans un orage et la formation d'une tornade.

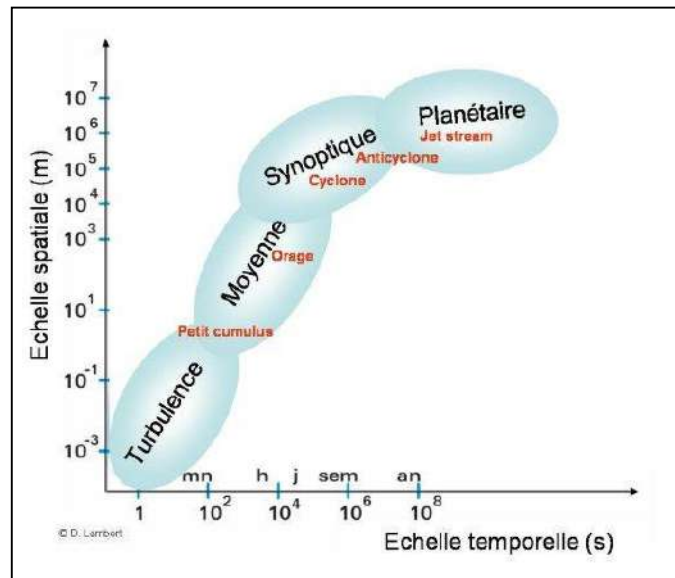


Figure 1 : Les échelles météorologiques

(Source : http://sup.ups-tlse.fr/uved/Ozone/BasesScientifiques/projet/site/html/VentGeo_1.html)

Chapitre 2 : Les données climatologiques

1. Les stations météorologiques :

C'est à Ferdinand de Florence que l'on attribue la création du premier réseau de mesure en 1653 dans le nord de l'Italie (ce réseau a fonctionné une dizaine d'années). Les savants élaborent les premières cartes climatiques planétaires : en 1686, Halley propose une carte climatique des vents dominants sur les océans; en 1817, Humbolt publie une carte des températures moyennes de l'hémisphère nord (complétée en 1840).

Les premiers réseaux permanents ont été mis en place vers le milieu du XIX^{ème} siècle dans les pays les plus riches et dans leurs empires coloniaux : États- Unis (1847), Angleterre (1850), Autriche (1851), France (1852) (Beltrando, 2000).

1.1. Classification des stations météorologiques :

Les stations météorologiques sont classées selon les critères de l'ONM (2016), basées sur :

- ✓ Les fréquences d'observation ;
- ✓ Le genre de mesure ;
- ✓ L'objectif et la destination.

1 – Stations professionnelles : au niveau des ports et aéroports, mesure à la fois les paramètres au sol et en altitude, leurs mesures sont continues (enregistrement sans interruption) et observation du premier ordre.

2 – Stations principales : réparties partout sur le territoire national, mesure uniquement les paramètres au sol et enregistre à intervalles réguliers : 0 h, 6 h, 12 h, 18h GMT (**Greenwich Mean Time**), aussi des observations subsidiaires : 3 h, 9 h, 15 h et 21 h. ces stations sont appelées aussi : stations synoptiques complètes (Fig. 2).

3 – Stations secondaires : réparties partout sur le territoire national, mesure uniquement les paramètres au sol et enregistre 2 fois par jour (8 h et 18 h) à des fins climatologiques = stations climatologiques normales ou ordinaires.

4 – Stations pluviométriques : note la quantité de pluie tombée à 6 h parfois à 18 h.

1.2. Installation des instruments de mesure :

Pour que les observations soient valables il faut :

- Installer l'abri météo (en bois car isolant) sur un endroit plat, à découvert, à 1,5 à 2 m du sol, recouvert de gazon, loin de tout obstacle (arbre, mur, maison...) qui risquerait de fausser les mesures en créant des tourbillons au sein de l'air (au moins 3 à 4 fois la hauteur de l'obstacle) ;
- L'abri doit être bien ventilé (perméabilité du vent au max avec des persiennes) ;
- L'ouverture doit être orientée vers le Nord (ce qui empêche le soleil de taper sur les appareils) ;
- L'abri doit être blanc pour réfléchir la lumière (Fig. 3).

A l'intérieur il y a thermographe, thermomètre à max/ml, hygrographe, évaporomètre de piche

A l'extérieur, le pluviomètre doit être placé à 1 mètre au moins de cet abri, il y a aussi héliographe et 1 anémomètre.

La girouette et l'anémomètre doivent être placés à grande hauteur (au moins 3 mètres) et installés dans un endroit aussi dégagé que possible afin de ne pas être perturbés par des remous d'air dus aux obstacles proches. L'idéal serait de placer ces instruments sur un mât (ou pylône) à 20 mètres de hauteur car à cette altitude, le vent n'est quasiment plus perturbé par "l'effet de sol".

2. Paramètres mesurés en surface :

Ces paramètres sont généralement mesurés dans les stations météorologiques :

2.1. Les précipitations

Désigne des cristaux de glace ou des gouttelettes d'eau qui, ayant été soumis à des processus de condensation et d'agrégation à l'intérieur des nuages, sont devenus trop lourds pour demeurer en suspension dans l'atmosphère et tombent au sol ou s'évaporent.

Selon l'état physique de l'eau et la dimension des particules, on distingue plusieurs types de précipitations :

- Précipitation liquide: pluie et bruine ;
- Précipitation solide: neige, neige roulée, neige en grains, cristaux de glace, grêle.



Figure 2 : Station principale

(Source : <https://fr.wikipedia.org/>)

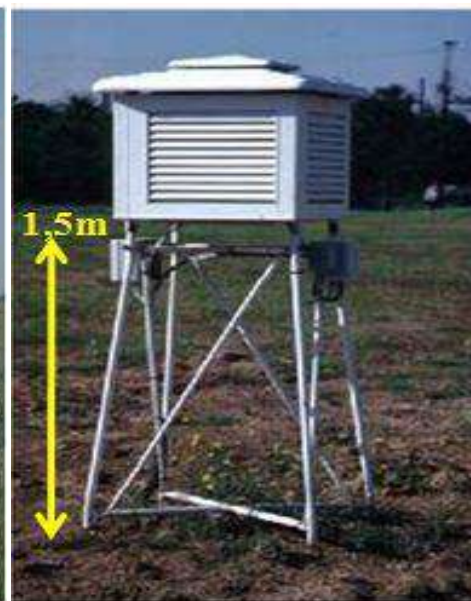


Figure 3 : Abri météorologique

Méthode de mesure :

1 - Les précipitations liquides :

Elles se mesurent au **pluviomètre** ou au **pluviographe**. La hauteur est mesurée en **mm**.

La pluviosité est exprimée par la **hauteur** qu'atteindrait l'eau de pluie sur une surface horizontale imperméable s'il n'y avait pas d'écoulement ni d'évaporation.

La pluie est caractérisée par la hauteur d'eau recueillie ($1\text{mm} = 1\text{ l/m}^2$) et aussi par le nombre d'heures de précipitations, rapporté à une période donnée.

• Mesure au pluviomètre :

Récipient installé dans un espace découvert, loin de tout obstacle (arbres, constructions...) à 1,5 m au-dessus du sol. La hauteur d'eau mesurée se fait en transvasant son contenu dans une éprouvette graduée.

• Mesure au pluviographe enregistreur :

Il permet d'enregistrer la force et l'intensité, important pour le point d'érosion du sol.

2 - Les précipitations solides (neige et grêle) :

Elles se mesurent avec un **nivomètre**. La neige ralentit l'écoulement et laisse le sol s'imbiber d'une façon continue et s'humecter profondément.

On peut utiliser des nivopluviomètres totalisateurs. En montagne, on pèse le contenu 2 fois/an. Les mesures sont en général correctes mais très difficiles à effectuer. Ceci est surtout important pour les stations de ski. Deux aspects sont à noter :

- La hauteur de la chute de neige en mm d'eau de fusion ;
- La hauteur du tapis neigeux cumulé et conservé, évaluée à l'aide de table à neige horizontale.

Remarque : Il faut tenir compte de la façon dont les précipitations tombent (nombre de jours) ainsi que de leur répartition dans le temps (précipitations saisonnières, mensuelles,...).

2.2. Les températures

La température dépend de plusieurs facteurs en relation plus ou moins direct avec le rayonnement solaire :

1 - Altitude : plus on monte plus la température est basse, car il y a raréfaction des gaz en altitude, les infrarouges émis par la terre ne sont pas complètement emprisonnés par rapport aux basses altitudes (CO₂+vapeur), la vapeur d'eau et les gaz jouent le rôle d'effet de serre. Sans effet de serre la température de la terre devient -18°C avec cet effet, elle varie entre 11-14°C donc l'effet de serre est indispensable à la vie.

2 - Nature et couverture du sol : les sols n'absorbent pas et ne réfléchissent pas de la même manière (plus la réflexion augmente plus l'absorption diminue).

$$\text{Le rapport d'énergie} = \text{Albédo} = (\text{Énergie réfléchi} / \text{Énergie incidente}) \times 100.$$

Exemple : La neige, le sable et les cultures sont classés par ordre de réflexion décroissant.

3 - Couverture nuageuse : les nuages ralentissent les rayonnements solaires.

4 - Vent dominant : la température diminue ou augmente au fil de déplacement d'air entre les basses et hautes pressions car il apporte de l'air froid ou chaud.

La température est une grandeur physique qui traduit la sensation du froid ou du chaud, elle conditionne l'existence et la répartition des êtres vivants.

L'unité de mesure est le Degrés Celsius, Kelvin et Fahrenheit. 0° C = 273 K = 32 F.

Méthodes de mesure :

Il s'agit de températures de l'air sous abri. L'appareil qui sert à les mesurer est le thermomètre. Nous avons généralement :

- **Un thermomètre à minima (à alcool)** qui sert à mesurer les températures minimales (valeur la plus basse de la journée).
- **Un thermomètre à maxima (à mercure)** qui sert à mesurer les températures maximales (valeur la plus élevée de la journée).
- **Un thermomètre double à maxi-mini** qui permet de connaître à la fois les valeurs minimales et maximales.
- Il existe également dans l'abri un **thermographe enregistreur** (thermographe) muni de diagrammes et des thermomètres dans le sol à 10 cm, 25 cm, 50 cm, 1 m.

2.3. La pression atmosphérique

Pression qu'exerce l'air sur une surface, elle est mesurée en millimètre d'Hg (mercure) ou en millibar ou Hectopascal. 1Hectopascal=1Millibar (mb).La pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer est de 1013,25 hPa (ou 760 millimètres de mercure).

Méthode de mesure :

Il existe des **baromètres avec colonne de mercure, baromètres anéroïdes, barographes et baromètres électroniques**. On mesure la pression atmosphérique par la hauteur d'Hg. On marque la distribution de la pression par des **isobares**. La pression diminue avec l'altitude, le tableau 2 donne la variation de la pression en fonction de l'altitude :

Tableau 2 : Variation de la pression en fonction de l'altitude

Altitude (m)	0	1 000	2 000	3 000	40 000
Pression (mb)	1 000	900	800	700	10

2.4. Humidité relative

L'humidité est un élément important pour caractériser l'état de l'atmosphère. L'**hygromètre** permet d'en effectuer la mesure. Il convient toutefois de distinguer **l'humidité absolue** et **l'humidité relative**:

- ✓ **Humidité absolue(Ha):** la quantité d'eau qui renferme l'atmosphère ; c'est le nombre de gramme de vapeur d'eau contenant dans 1m³ d'air.
- ✓ **Humidité relative (Hr)** ou degré d'hygrométrie : exprimée par le rapport du poids de vapeur d'eau contenant dans l'air (H absolue) au poids de la vapeur d'eau saturée à la température du moment.

Exemple :

Lorsque l'humidité atteint :

- 100 %, l'air est saturé, il pleut ;
- 50 %, air sec ;
- 80 %, air humide.

Méthode de mesure :

Il existe plusieurs types d'hygromètres. Le plus simple étant **l'hygromètre à cheveux** et **l'hygromètre électronique**, tous les deux permettant une lecture directe de l'humidité relative. Le **psychromètre** est utilisé par les météorologistes mais un calcul (utilisation d'une table psychrométrique) est nécessaire pour en déterminer l'hygrométrie.

2.5. Les vents

C'est un mouvement horizontal de l'air défini par rapport à la surface terrestre ; il est mesuré en fonction de trois caractéristiques :

1 - Direction : mesuré à l'aide de la **girouette** (instrument qui permet de déterminer la direction du vent : simple ou enregistreur.). Elle doit être placée dans un endroit bien dégagé aussi élevée que possible.

2 - Force : mesurée à l'aide d'**anémomètre** ou d'**anémographe**. Ces appareils existent dans les stations principales telles que les aéroports. La mesure doit s'effectuer loin ou au-dessus des obstacles pouvant dévier le vent.

3 - Fréquence : une rose des vents est souvent associée à la girouette pour déterminer la direction d'où souffle le vent.

L'unité de mesure est le *mètre / seconde* ou bien le *nœud* = 0.51m/s. Il existe toutefois une méthode simple pour évaluer la vitesse du vent sans disposer d'un anémomètre.

On utilise dans ce cas **l'échelle de Beaufort** qui varie entre **0 (calme) et 12 (ouragan)**.

Cette vitesse est estimée d'après les effets visibles du vent, sur terre et en mer (comme l'agitation des branches). La direction est exprimée en degré (entre 0° et 360°).

Remarque :

- ✓ Le vent est un élément climatique très important, il joue un rôle important dans le transport du pollen (pollinisation) et la dissémination des graines.
- ✓ Il a des effets nocifs car il stimule l'ETP, augmente les phénomènes d'érosion des sols dans certaines régions. Il a une action mécanique sur les végétaux (arrachage des plantes), chute des fruits et favorise le transport des parasites vers les cultures.

2.6. Insolation (l'ensoleillement)

C'est la durée pendant laquelle le soleil a brillé pendant une journée = *héliophanie*, mesurée par **l'héliographe**, le plus couramment utilisé est celui de **Campbell-Stocks**. Il enregistre la durée pendant laquelle le rayonnement solaire est d'une intensité suffisante pour produire des ombres distinctes.

La sphère de verre massif (10 cm de diamètre) concentre les rayons de soleil sur une bande de carton (formant loupe, brûle une bande de papier graduée en heures), et l'on peut lire la durée d'insolation qui correspond à la partie brûlée. On change la bande chaque jour (6 h à 18 h).

2.7. Nébulosité

Appréciation qualitative. C'est la part du ciel couvert par les nuages par rapport à la totalité (1/10). Elle s'apprécie à l'estime, trois fois par jour, dans les stations météorologiques.

- ✓ 0 = ciel totalement clair ;
- ✓ 5 = ciel moitié couvert ;
- ✓ 10 = ciel totalement couvert.

La figure 4 illustre les principaux instruments de mesures de des paramètres climatiques.

2.8. Nuages

Un nuage est un ensemble visible de *minuscules particules d'eau liquide ou solide (glace)*, ou *des deux à la fois, en suspension dans l'atmosphère*. Cet ensemble peut également comporter des particules d'eau liquide ou de glace de plus grandes dimensions, des particules liquide non aqueuses ou des particules solides, provenant de vapeurs industrielles, de fumées ou de poussières (traînées blanches accompagnant le passage des avions à réaction en altitude, pollen, particules hygroscopiques de l'air marin...).

Le **céломètre**, aussi appelé *télémètre de nuages*, *ceilomètre* et parfois *plafonneur*, désigne l'appareil servant à mesurer la hauteur du plafond nuageux grâce au retour d'un faisceau lumineux

Au XIXe siècle, une classification assez complexe des nuages a été développée. Elle était basée sur leur apparence et faisait usage de termes en latin. Cette nomenclature a été simplifiée en divisant les nuages en quatre groupes selon la hauteur de leur base. Il existe 10 catégories principales de nuages qui se regroupent en 4 classes selon l'altitude à laquelle le nuage se forme. Pour désigner l'altitude, on utilise les préfixes du tableau 3 :

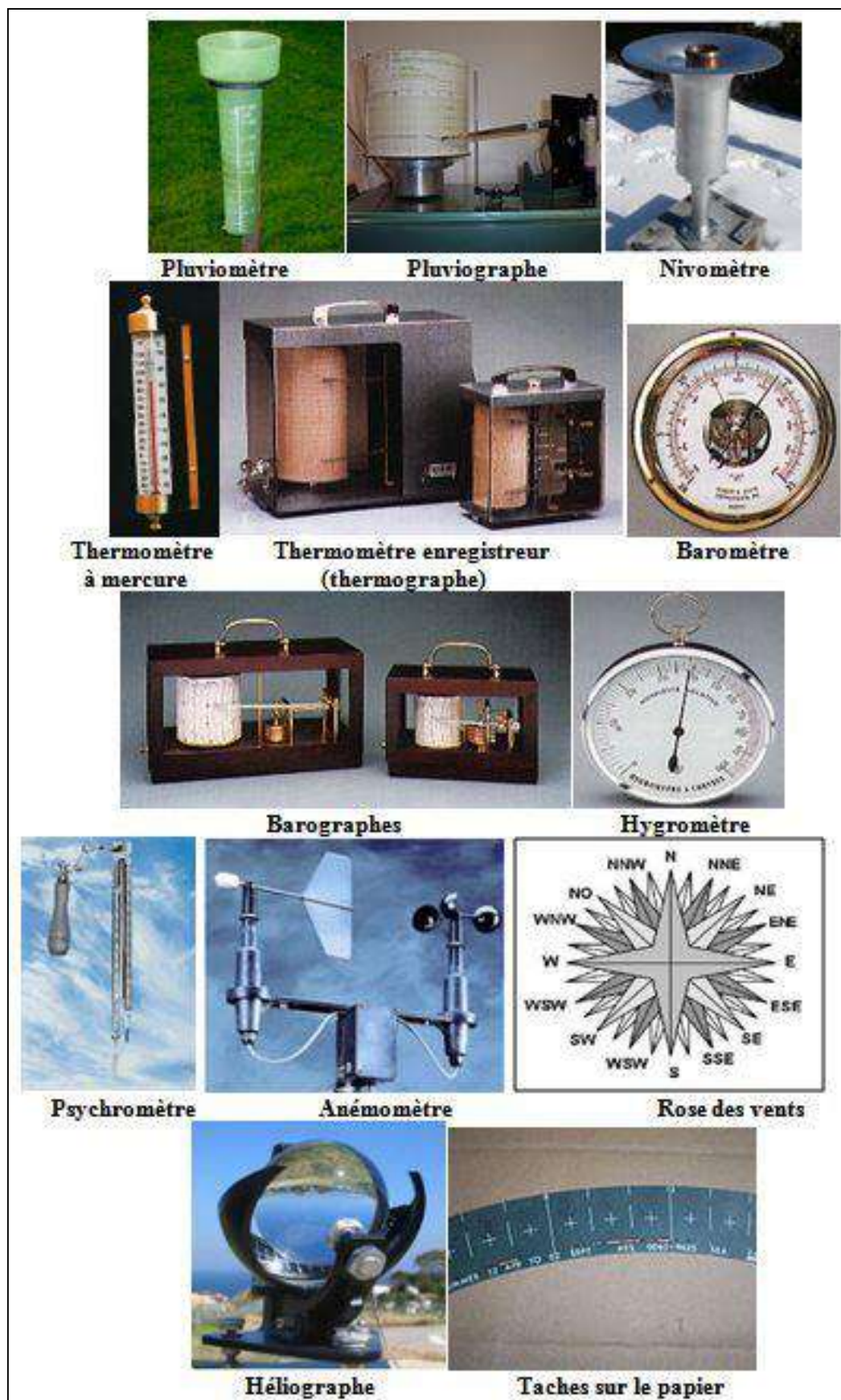


Figure 4 : Appareils de mesure des paramètres climatiques
(Source : <https://fr.wikipedia.org/>)

Tableau 3 : Classification altitudinale des nuages

Cirro-	Indique des nuages de l'étage supérieur (plus de 6000m)
Alto-	Indique des nuages de l'étage moyen (entre 2000 et 6000m)
Strato-	Indique des nuages de l'étage inférieur (moins de 2000m)
Cumulo-	Indique des nuages à grande extension verticale

De plus, certaines apparences des nuages sont décrites par des noms latins (tab.4):

Tableau 4 : Classification des nuages selon l'apparence

Stratus	Nuage qui constitue une couche grisâtre couvrant entièrement le ciel et formée de fines gouttelettes d'eau.
Cirrus	Nuage séparé en forme de filaments blancs d'aspect fibreux ou chevelu; composé de cristaux de glace.
Cumulus	Nuage à contours bien délimités dont la partie supérieure prend la forme d'un chou-fleur; ils sont d'un blanc éclatant.
Nimbus	Nuage précurseur de pluie.

La classification établie par l'Organisation Mondiale de la Météorologie est basée essentiellement sur la **forme** et l'**aspect** des nuages. La partie de l'atmosphère dans laquelle on les observe habituellement : **la troposphère** a été divisée verticalement en trois étages : étage supérieur, étage moyen et étage inférieur.

Chaque étage est défini comme l'ensemble des niveaux auxquels certains genres de nuages apparaissent presque exclusivement. Les étages se chevauchent quelque peu et leurs limites varient avec la latitude.

- Les nuages de l'étage supérieur sont constitués de cristaux de glace ;
- Les nuages de l'étage moyen sont en général constitués de gouttelettes d'eau. Toutefois on peut y trouver des cristaux de glace si la température est très basse ;
- Les nuages de l'étage inférieur sont constitués de gouttelettes d'eau.

Il existe des nuages à grand développement vertical qui débordent sur les trois étages. Leur constitution peut varier selon la partie du nuage.

2.8.1. Les type de nuages

1 - Nuages stables : Les nuages stratiformes ou nuages de la famille des stratus, sont des nuages filandreux de caractère stables et à développement horizontal.

2 - Nuages instables : Les nuages cumuliformes ou nuages de la famille des cumulus, sont des nuages de caractère instable et à développement vertical.

2.8.2. Description des nuages

En utilisant les différents termes et en les combinant, on peut décrire et identifier les 10 principales catégories de nuages (Fig. 5).

1 - Nuages à grande extension verticale

Cumulus (Cu) : nuages séparés, à contours bien définis, se développant verticalement. La partie supérieure prend souvent la forme d'un chou-fleur. Quand le Soleil les éclaire, ils sont d'un blanc éclatant. **Associés au beau temps.**

Cumulo-nimbus (Cb) : gros nuages donc les sommets sont aplatis et s'étalent souvent en forme d'enclume. S'accompagnent habituellement d'éclairs et de tonnerres. **Associés aux orages, fortes averses de pluie ou de neige, grêle.**

2 - Nuages de basse altitude (entre le sol et 2000m)

Stratus (St) : couche grisâtre continue à base assez uniforme. Nuages qui masquent souvent le sommet des collines et accompagnés de brouillard à la base. **Associés au Ciel couvert, possibilité de neige ou de bruine.**

Nimbostratus (Ns) : nuages gris, souvent sombres, occupant tout le ciel et masquant complètement le Soleil. Nuages gonflés de pluie ou de neige. Peuvent aussi se trouver à l'étage moyen. **Précurseurs de mauvais temps; pluie ou neige.**

Stratocumulus (Sc) : nuages gris ou blanchâtres d'aspect non fibreux et en forme de rouleaux. Cachent mal le Soleil. **Suivent généralement un refroidissement de la température. Faibles précipitations.**

3 - Nuages de l'altitude moyenne (entre 2000 et 6000m)

Altostratus (As) : nappe ou couche nuageuse, grisâtre ou bleuâtre, d'aspect fibreux couvrant le ciel presque entièrement. Forment des zones assez minces pour laisser voir le Soleil, mais sans halo, comme à travers un verre dépoli. **Précurseurs de mauvais temps.**

Alto cumulus (Ac) : nappe de nuages blancs ou gris disposés régulièrement, souvent sous forme de rouleaux. Composés en grande partie de gouttelettes d'eau. **Peu ou pas de précipitations.**

4 - Nuages de l'altitude élevée (plus de 6000m)

Cirrus (Ci) : nuages séparés en forme de filaments blancs d'aspect fibreux ou chevelu. Composés de cristaux de glace. **Précurseurs de beau temps.**

Cirrostratus (Cs) : mince voile nuageux, transparent et blanchâtre qui produit généralement dans le ciel des halos autour de la Lune ou du Soleil. Couvre souvent tout le ciel. **Précurseurs de mauvais temps.**

Cirrocumulus (Cc) : très fines rides, nappe ou couche mince de nuages blancs sans ombre. Composés de cristaux de glace. Aspect du sable ondulé sur une plage. **Apparaît avant ou après le mauvais temps.**

3. Paramètres mesurés en altitude :

Plusieurs méthodes sont utilisées pour observer et mesurer les paramètres météorologiques d'altitude :

1. Du sol, avec des appareils optiques simples, on apprécie l'altitude des nuages et leur développement vertical ;
2. En lâchant de petits ballons gonflés à l'hydrogène, on peut, en suivant leur ascension au théodolite, apprécier les mouvements verticaux de l'atmosphère de même que la direction et la vitesse du vent au-dessus de la station. L'observation est faite pendant les vols. Le sondage est quotidien grâce aux ballons sonde (utilisation de radiosondes accrochées à des ballons) ;
3. Des ballons plus volumineux, emportant avec eux des mini appareils de mesure et un petit émetteur transmettant au fur et à mesure les données enregistrées (température, pression, humidité et vent) qui sont interceptés au laboratoire par des techniciens; ils seront interprétés puis transmis aux bases aéronautiques.

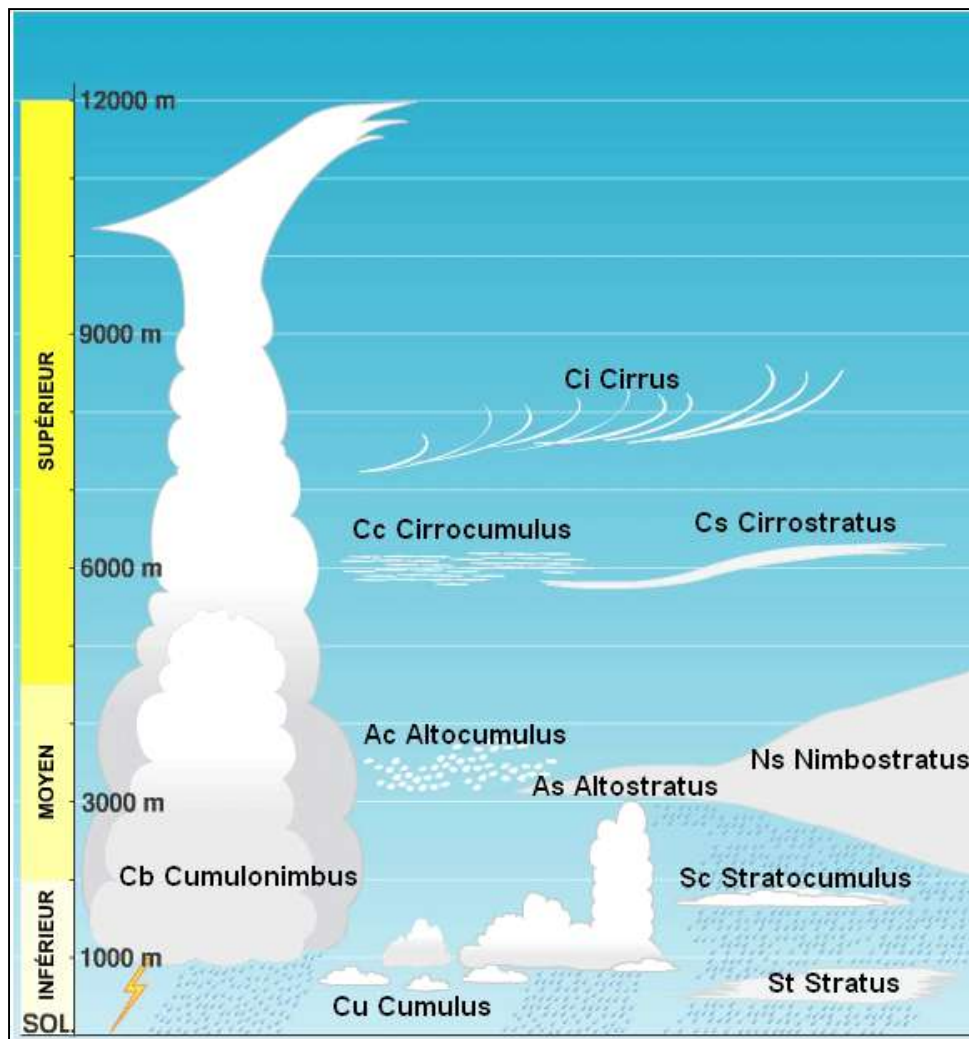


Figure 5 : Altitude et caractéristiques des différents nuages

(Source : https://www.notre-planete.info/terre/climatologie_meteo/nuages.php)

4. Utilisation des satellites géostationnaires ou des satellites défilent Les images des satellites géostationnaires fournissent à intervalles de quinze minutes des informations précieuses sur le déplacement des masses nuageuses, la température du sommet des nuages, celle de la surface de la mer, et bien d'autres paramètres indispensables aux modèles de prévision du temps et à la climatologie.

Exemple : Météosat tourne autour de la terre à la même vitesse que celle-ci. Il fait partie des satellites géostationnaires qui observent en permanence une zone particulière de la planète.

1. Les radars permettent de faire des mesures estimatives des précipitations (quantité et intensité) d'une manière quasi instantanée.
2. Les observations en mer comportent les mesures bathythermiques et l'état de la mer (hauteur, direction, période de la mer du vent et de la houle) en utilisant les navires météorologiques stationnaires, les bateaux feux, les navires sélectionnés et les bouées fixes ou dérivantes.

4. Exploitation des données :

Pour avoir une idée plus globale et visuelle du climat, **cinq types d'approches** sont utilisées pour le caractériser.

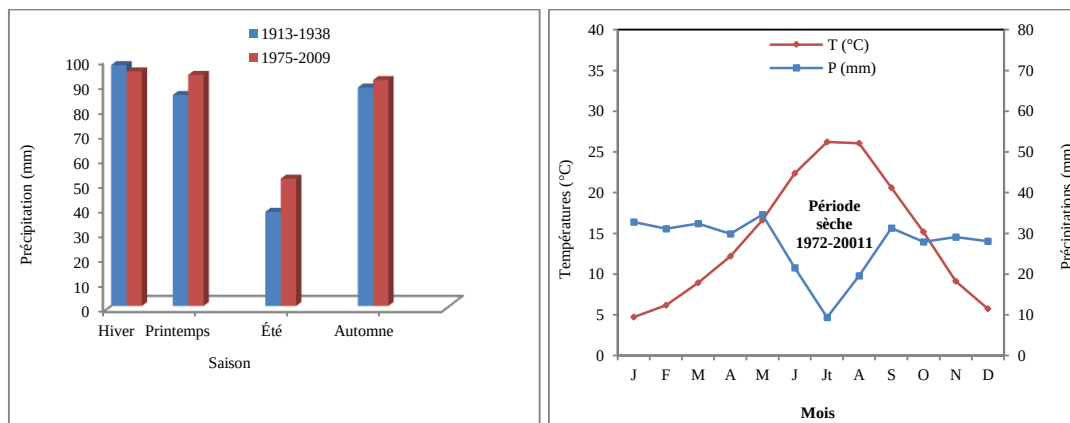
1 - Exploitation numérique : on effectue la moyenne des valeurs absolues maximales et minimales ; l'étude de la variabilité du paramètre ; l'étude de la fréquence des valeurs pendant une période déterminée ;...etc.

2 - Exploitation graphique : par des courbes (courbes d'isothermes, isohyètes, variation de la température.....) ; des histogrammes ; diagramme ombrothermique ou pluviothermique ; la rose des vents ; etc...(fig. 6).

3 - Représentation par les indices : Il s'agit d'un rapport chiffré, exemple : le rapport de Lang (P/T où P = précipitation en mm/ T température en C, Q_2 ,....

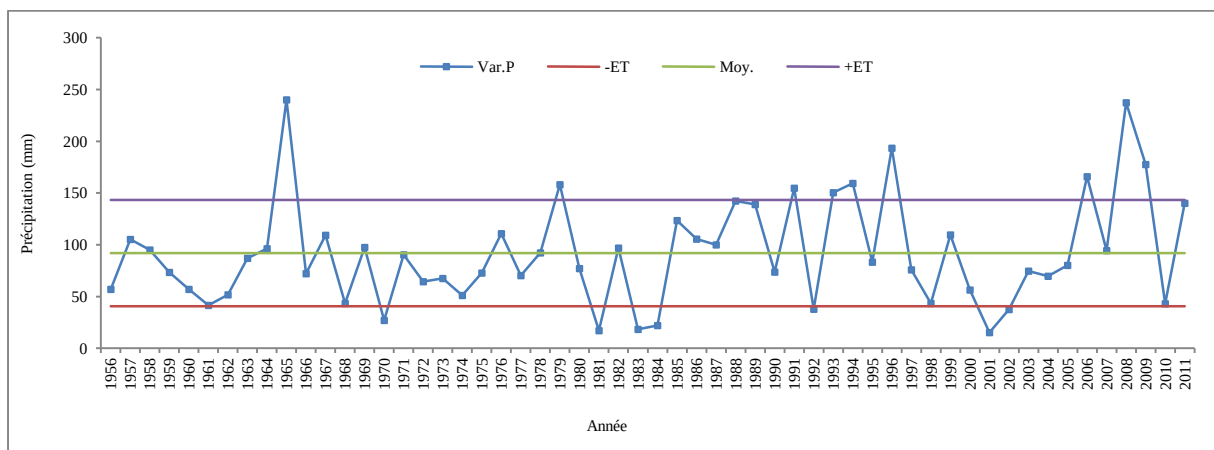
4 - Représentation par des cartes : carte de Chaumont M. et Paquin C. de 1971 représentant la pluviosité en Algérie.

5 - Exploitation par les diagnoses générales : exemple de diagnose de Koppen, caractérise les climats régionaux du monde, certain utilisent plusieurs paramètres climatiques combiné de manière simple (Méthode de Peguy, Koppen, De Martonne..).



Histogrammes :
Variabilité saisonnière des précipitations

Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gausson



Ombrographe : Variations des précipitations annuelles

Figure 6 : Exploitation graphique des données (Source : Habani, 2016)

Chapitre 3 : Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents

1. Introduction :

L'astronome Halley propose une première **théorie de la circulation atmosphérique** dès 1686 et qui a été sensiblement améliorée par Hadley (1735) notamment en prenant en compte les vents de la moyenne troposphère sous les latitudes tropicales et la rotation de la Terre (Beltrando, 2000).

Selon le même auteur, l'exploration de l'atmosphère s'est poursuivie au XVIII et XIX siècle avec les premières mesures réalisées dans des montgolfières (Charles, 1781) puis par ballons-sondes équipés d'appareils enregistreurs (Hermitte et Besançon, 1892). Grâce à ces instruments, la stratosphère est identifiée par Teisserenc de Bort en 1899.

2. Caractères généraux :

La circulation générale atmosphérique a pour effets :

- ✓ La modification de la répartition des masses nuageuses et des constituants de l'atmosphère (essentiellement la vapeur d'eau) ;
- ✓ Le rétablissement de l'équilibre thermique entre les différents points de la terre grâce au mouvement de l'air et au transport de l'énergie par la vapeur d'eau.

L'air se déplace toujours d'une zone de **haute pression** vers une zone de **basse pression**. Il en résulte un déplacement de l'air : du vent. Ce mouvement de l'air est appelé aussi cellule de convection. On a des mouvements de **translation**, intéressants en climatologie (météorologie) puisqu'ils déterminent les climats régionaux ; et des mouvements **verticaux**.

Les mouvements verticaux (ascendances vers le haut et subsidences vers le bas) ne sont pas dus à la variation de pression verticale (fig. 7). Ils sont essentiellement dus à des effets thermiques et à des effets dynamiques. Les vitesses verticales sont généralement de l'ordre de quelques cm/s (sauf dans les orages où elles peuvent atteindre 10 m/s).

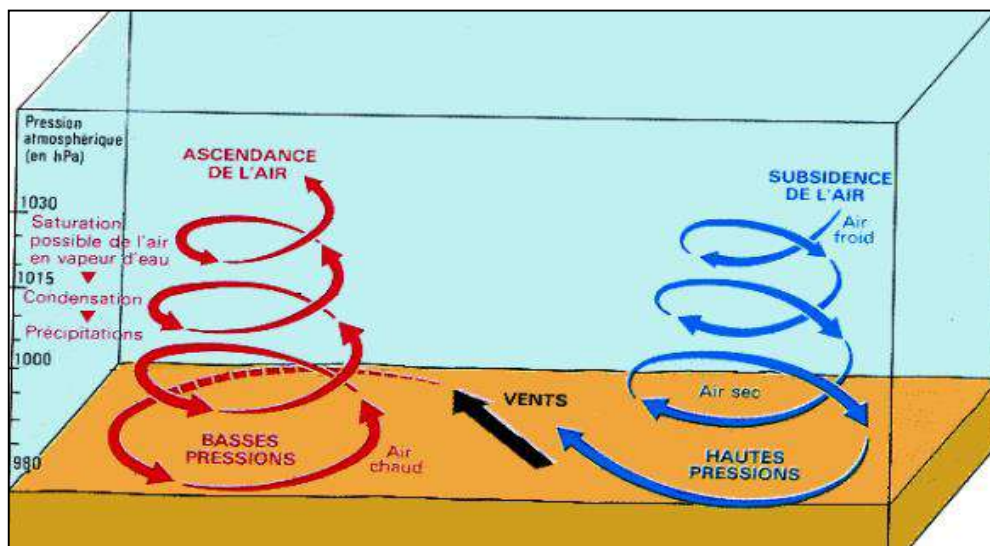


Figure 7 : Les mouvements verticaux

(Source : <http://fr.pickture.com/blogs/acoeuretacris/6583371-meteo-deplacements-verticaux-de-air>)

Si on supposait que la terre est **immobile** et si la température était **constante** à un temps t , il n'y aurait pas de vent. Le vent résulte des différents échauffements à la surface du globe.

On identifie les vents en fonction de leur provenance grâce à la rose des vents. On les classe en vents constants s'il souffle de manière assez continue dans la même direction (exemple : alizés et contre-alizés). On parle de vents périodiques s'ils se produisent en alternance et avec une certaine régularité dans des directions opposées (exemple : moussons).

Deux causes communes aux vents :

- *moteur thermique* (dû aux différences de température),
- *moteur dynamique* (dû à la rotation de la terre).

3. Mouvements à grande échelle :

L'ensemble des trois cellules convectives (équatoriale, tempérée et polaire) provoque une série de mouvements circulaires de l'air qui enveloppent toute la planète et produisent les vents planétaires. Dans la famille des vents planétaires dominants à basse altitude, on distingue trois grands groupes de vents constants :

- Les alizés (ou vents d'Est tropicaux) ;
- Les vents d'Ouest ;
- Les vents d'Est polaires.

Il existe trois zones de circulation des vents entre l'équateur et les pôles. La figure 8 idéalise les trois cellules :

La première zone est nommée **cellule de Hadley**. Elle se situe entre l'équateur et le 30^e parallèle. On y retrouve des vents réguliers appelés les alizés. Les navigateurs à voile ont depuis longtemps utilisé cette zone de vents réguliers pour traverser les océans ;

La deuxième zone est nommée **cellule de Ferrel**. Elle se situe entre le 30^e et 60^e parallèle. On y retrouve plusieurs systèmes dépressionnaires transitoires et les vents dans la cellule de Ferrel viennent surtout de l'Ouest.

La troisième zone est nommée **cellule polaire**. Elle se situe au Nord et au Sud du 60^{ème} parallèle. Les vents dans cette cellule viennent surtout de l'Est.

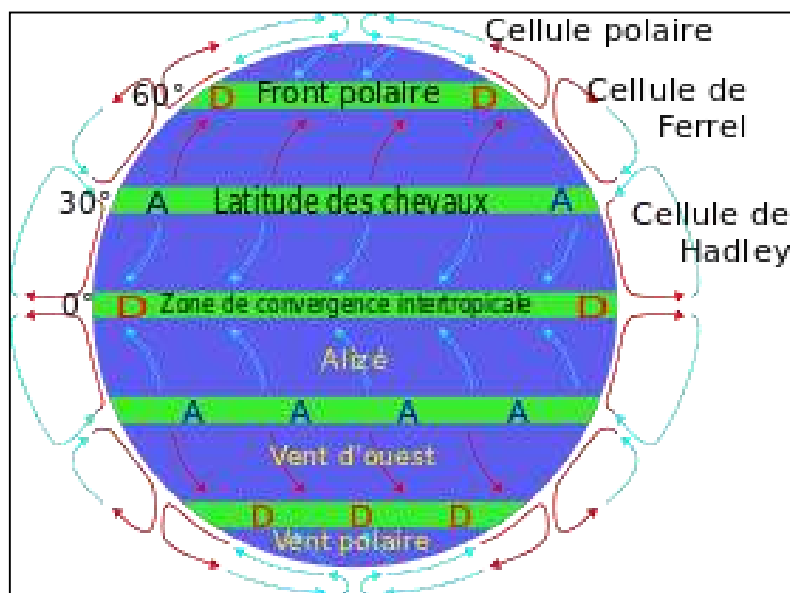


Figure 8 : Vue idéalisée des trois cellules ou zones de circulation atmosphérique
(Source : https://fr.wikipedia.org/wiki/Circulation_atmosph%C3%A9rique)

3.1. Vent Alizé

Est un vent régulier des régions intertropicales (entre 23°27 Nord et 23°27 Sud), soufflant d'Est en Ouest de façon régulière des hautes pressions subtropicales (crête subtropicale) vers les basses pressions équatoriales (zone de convergence intertropicale). Dans l'hémisphère nord, il souffle du Nord-est vers le Sud-ouest. Dans l'hémisphère Sud, il souffle du Sud-est vers le Nord-ouest.

Les alizés sont déviés vers **la droite** dans l'hémisphère nord et vers **la gauche** dans l'hémisphère Sud. Cette variation de direction est due à **la force de Coriolis** induite par la rotation terrestre. Cette force dévie l'air **vers la droite dans l'hémisphère nord** et vers **la gauche dans l'hémisphère sud**. Cette déviation est nulle à l'équateur et maximales aux pôles.

Les alizés s'étendent depuis le niveau de la mer (0 m) jusqu'à 1 500 ou 2 000 mètres d'altitude. C'est seulement à partir de 6 000 m d'altitude que la direction des vents s'inverse. Il faut également distinguer :

- **Les alizés continentaux** qui traversent les terres émergées ;
- **Les alizés océaniques** qui soufflent au-dessus des océans.

Les premiers sont des vents secs et entretiennent l'aridité des régions sur lesquelles ils soufflent, tandis que les seconds se chargent d'humidité et jouent un rôle fondamental dans le soulèvement à très haute altitude de l'air équatorial par convection humide. Les alizés océaniques se caractérisent aussi par une vitesse modérée et constante de l'ordre de 20 km/h.

3.2. Vent d'Ouest

Ces vents font partie de la cellule tempérée et soufflent de hautes pressions tropicales vers les basses pressions péri polaires (60e parallèle) dont l'Europe fait partie. Leur mouvement est **opposé** à celui des alizés dans l'hémisphère Nord, ils soufflent ainsi du Sud-ouest au Nord-est et dans l'autre hémisphère, du Nord-ouest au Sud-est.

Le long des fronts polaires, convergent les vents d'Ouest et les vents polaires. Du fait des différences des deux masses d'air, les vents sont *très violents*.

Pendant les hivers de l'hémisphère Nord, les vents varient beaucoup en vitesse et en direction et ils forment des systèmes de dépressions mobiles. Dans l'hémisphère Sud, les masses continentales sont beaucoup plus étroites, les vents sont plus réguliers (plus puissants).

3.3. Vents polaires

Sont formés par les masses d'air froid se répandant à partir des zones de hautes pressions polaires (arctiques et antarctiques). Ils appartiennent à la cellule polaire. Il souffle dans la **même direction** que les alizés (S.W dans l'hémisphère nord, et le N.W dans l'hémisphère sud) et donc à l'**opposé** des vents d'Ouest. La zone entre ces deux derniers types de fronts est dite 'front polaire' et elle est caractérisée par des courants ascensionnels.

4. Mouvements à moyenne échelle

Nommés aussi "perturbations cycloniques". Ils sont occasionnés par les différences de réchauffement entre la terre et la mer. Ils soufflent aux alentours de 500 à 1200 km/h et leurs vents principaux sont les moussons et les cyclones.

4.1. Les moussons

Ce sont des vents saisonniers caractéristiques des régions asiatiques. Pendant l'été, il souffle de la mer vers les côtes, et le contraire en hiver. Dans tous les cas, ils apportent de fortes précipitations et ils sont souvent la cause de **catastrophes naturelles** dans les zones situées au

Sud de l'Asie, plus particulièrement en Inde, au Bangladesh, en Birmanie, en Thaïlande et aux Philippines. Le phénomène de moussons s'apparente, à grande échelle, à celui des brises. Il émane des changements des systèmes de pression barométrique d'une saison à l'autre (fig. 9).

Au cours de l'hiver dans l'hémisphère Nord, un air sec et dense détermine une puissante zone anticyclonique en Sibérie. De forts vents de Nord-est soufflent vers la mer, ce sont les moussons sèches.

En été, la terre se réchauffe plus rapidement que la mer. L'anticyclone faiblit. A sa place, une dépression se développe et attire des vents marins de Sud-ouest, qui s'accompagnent de très fortes pluies, ce sont les moussons humides.

La mousson revient chaque année, mais il arrive parfois qu'elle ne se manifeste pas ou que les pluies soient peu importantes. Les conséquences sont alors catastrophiques pour les agriculteurs dont les récoltes dépendent fortement des précipitations

Remarque : Ces vents connus sous le nom de moussons = **maussim** : saison en arabe.

4.2. Les cyclones

Il s'agit de fortes perturbations atmosphériques créées par les fronts et la pression atmosphérique. On distingue deux catégories, les cyclones **extratropicaux** et les cyclones **tropicaux** (tempêtes).

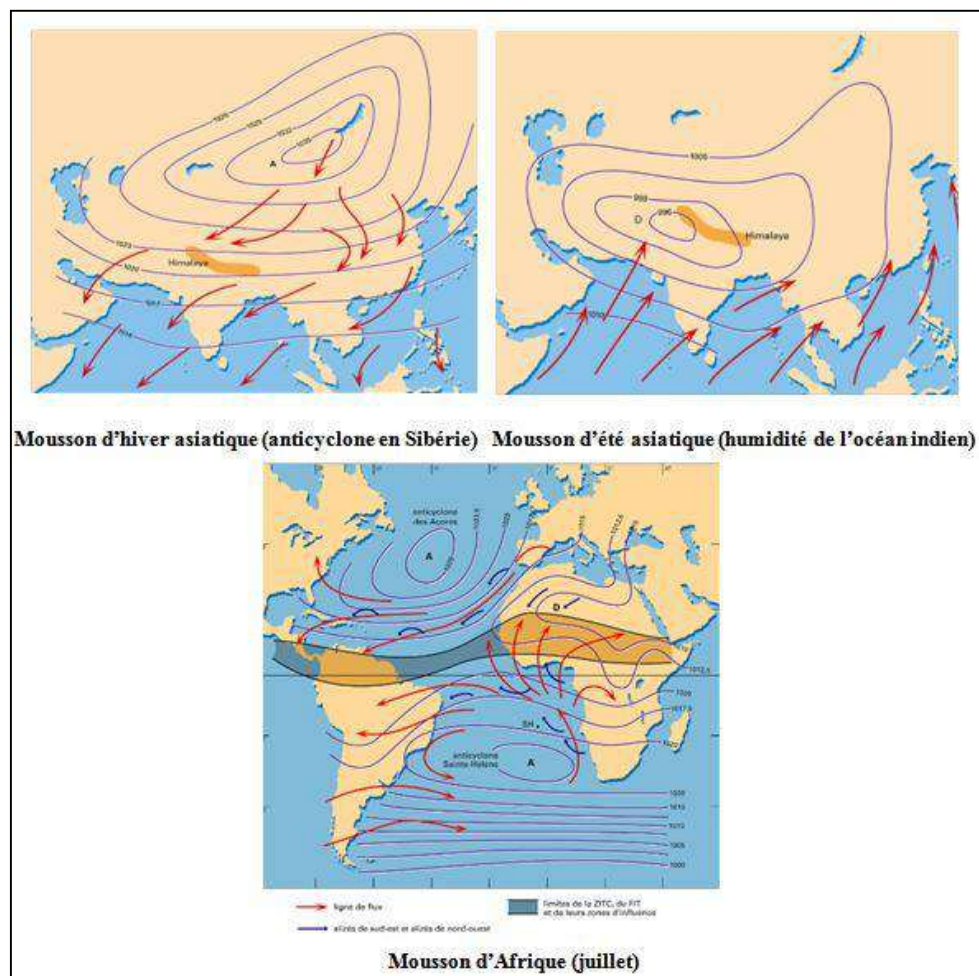


Figure 9 : Les moussons

(Source : <https://www.universalis.fr/encyclopedie/mousson/1-le-phenomene-climatique/>)

5. Mouvements à petite échelle :

On les appelle **vents locaux** car ils soufflent sur une petite étendue, les plus connus :

5.1. Le mistral

Vent frais ou froid, souvent violent, qui concerne le nord du bassin de la méditerranée occidentale.

5.2. Le sirocco

Vent saharien violent, très sec et très chaud qui souffle sur l'Afrique du Nord et le Sud de la mer méditerranée.

5.3. Brises de mer et les brises de terre

➤ Brises de mer

Une **brise de mer** est un type de vent qui se manifeste localement (à petite échelle). Il s'agit d'un vent qui souffle de la mer vers la terre (la plage) pendant la journée (fig. 10).

En fait, le jour, les rayons du soleil plombent sur le sable et réchauffent le sol. L'air qui touche le sol brûlant devient alors lui aussi plus chaud. L'air chaud est moins dense que l'air froid. Il s'élève donc et laisse au-dessus du sable une zone de basse pression.

➤ Brises de terre

Il s'agit d'un vent qui souffle de la terre (la plage) vers la mer durant la nuit (fig. 10).

En fait, la nuit, les rayons du Soleil ne réchauffent plus le sable, le rendant ainsi plus froid. L'air qui touche ce sable est alors lui aussi refroidi. L'air froid étant plus dense que l'air chaud, il en résulte une zone de **haute pression** au-dessus de la plage.

5. 4. Le foehn

L'effet foehn est un **réchauffement de l'air** dû à la compression. On appelle foehn (mot dialectal suisse) un vent qui arrive chargé d'humidité sur le versant d'une montagne, perd de la chaleur en se décompressant, puis perd son humidité au cours d'averses sur les hauteurs. Redescendant sur l'autre versant, il acquiert, par compression (étant plus sec), une température supérieure à celle qu'il avait au même niveau avant la pluie (Bertrand et *al.*, 2010) (fig. 10 et 11).

C'est un vent typique des **Alpes**, en particulier de la Suisse et du Tyrol. Mais le phénomène se manifeste également dans les Pyrénées par vent de Sud. Fort, chaud et humide quand le vent monte vers les cimes, il provoque de fortes précipitations en altitude et libère tout son contenu en vapeur d'eau en donnant un niveau de nuages ou de brouillards, souvent à partir de 800 m environ c'est «l'étage des brouillards».

Il survole ensuite les cimes des montagnes et se précipite vers la vallée où il devient un vent chaud et sec. Au printemps, le foehn souffle du versant Sud des Alpes vers leur versant Nord, quand la situation barrique s'invertit, le vent change de direction.



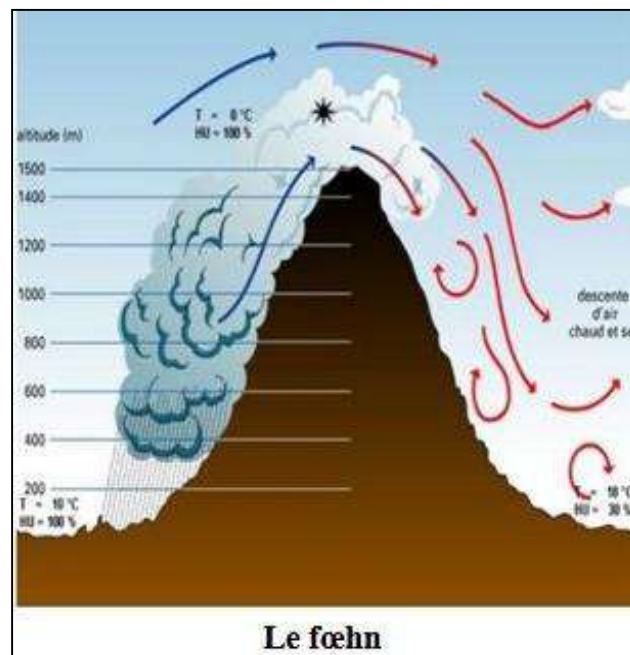


Figure 10 : Les vents locaux (Brise de mer, brise de terre et le fœhn)

Brises de mer et les brises de terre (Source : <http://scientific-park.blogspot.com/2015/07/brise-de-mer-brise-de-terre-pourquoi-le.html>)

Le fœhn (Source : <file:///C:/Users/DELL/Downloads/pr%C3%A9sentation%20effet%20de%20fœhn.pdf>)



Figure 11 : Effet fœhn
(Source : Bertrand et *al.*, 2010)

Chapitre 4 : L'air et la structure verticale de l'atmosphère

1. Caractères généraux :

L'atmosphère est la **couche gazeuse** qui enveloppe le globe terrestre. Elle constitue une **précieuse enveloppe** qui :

- ✓ Le jour, protège la terre contre la violence des rayons solaires ;
- ✓ La nuit, empêche la chaleur de se dissiper dans l'espace ;
- ✓ Par son poids, elle exerce une **pression** sur la surface de la Terre ;
- ✓ L'atmosphère est épaisse d'environ **800 km** ;
- ✓ La **moitié de sa masse** se trouve dans les **5 premiers kilomètres**.
- ✓ L'atmosphère est le siège d'un grand nombre de phénomènes tels : rayonnements, mouvements verticaux et horizontaux,...qui ont des influences mutuelles.

L'atmosphère est constituée d'air et de vapeur d'eau (Berger, 1992).

L'air est un mélange de **différents gaz**, dont :

- ✓ 78 % d'**Azote** (N_2) ;
- ✓ 21 % d'**Oxygène** (O_2).

Les autres gaz qui existent dans l'atmosphère s'y trouvent en **quantités minimes** comme :

- ✓ Le **Gaz carbonique** (CO_2 : 0,033 %),
- ✓ Le **Méthane** (CH_4),
- ✓ L'**Ozone** (O_3),
- ✓ L'**Hydrogène, de vapeur d'eau** et
- ✓ Les **Gaz rares** (Hélium, néon, argon, krypton, xénon,...).

Remarque : Il est intéressant de constater que ce sont précisément les **gaz** présents en concentrations **très faibles (vapeur d'eau et dioxyde de carbone)** qui jouent le rôle le plus important pour le développement du temps et du climat.

2. Subdivision de l'atmosphère :

L'atmosphère est subdivisée en plusieurs couches, leur nombre diffère suivant les caractéristiques considérés :

Classification de point de vue chimique :

1. Homosphère (0-100km) ;
2. Hétérosphère (>100km).

Homosphère jusqu'à 100 km, la composition chimique varie très peu jusqu'à 100 km, car les gaz s'y mélangent bien sous l'effet des vents et des courants d'air.

Hétérosphère c'est le contraire. Au-dessus de 80 km, les gaz se séparent et s'étagent par ordre de masse volumique décroissante (hétérosphère).

Classification de point de vue électronique :

1. Neutrosphère (de 0-60km) : les ions ne sont pas électrisés (neutres) ;
2. Ionosphère (de 50-60 à 100k) : les couches sont électrisées ;
3. Protonosphère (au- delà de 1500km) : elle est formée surtout de protons.

Classification de point de vue thermique :

Sa limite est difficile à déterminer car il n'existe pas de frontière nettement dessinée. Néanmoins, l'atmosphère terrestre se compose de **5 couches** (Da Lage. et *al.*, 2000) (fig.12) :

1. Troposphère;
2. Stratosphère;
3. Mésosphère;
4. Thermosphère (ionosphère);
5. Exosphère.

D'autre part, l'atmosphère est subdivisée en un certain nombre de « **pauses** ». Cette subdivision est arbitraire et schématique parce que :

- Il est difficile de fixer avec précision l'altitude de transition entre les différents domaines ;
- A très haute altitude, le manque d'information ne permet pas de fixer les limites des régions et plusieurs terminologies peuvent apparaître.

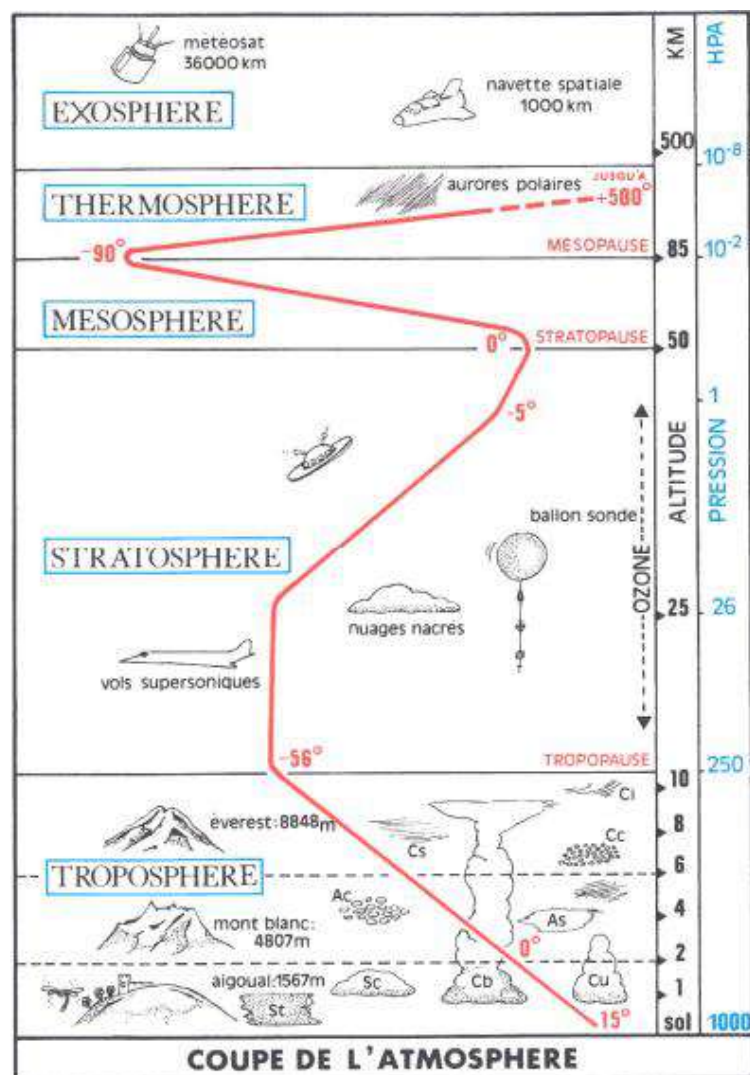


Figure 12 : Stratification thermique de l'atmosphère
(Source : http://www.climate.be/users/vanyp/presentations/2008-3-13_ipvy_ulb_leon_2_climat_et_systeme.pdf)

2.1. Troposphère

Elle s'étend de la surface de la terre jusqu'à une altitude de 10-15 Km. La hauteur de cette couche est variable suivant que l'on se trouve aux pôles ou à l'équateur (selon la latitude).

La tropopause se trouve :

- à 6-8 km aux pôles ;
- à 11 km aux latitudes moyennes ;
- à 16 – 18 km à l'équateur.

La tropopause est la limite supérieure de la troposphère. La partie inférieure de la troposphère touchant le sol est appelée couche de frottement ou couche limite planétaire. La concentration de l'air est à son maximum (90% de tout l'air de l'atmosphère s'y trouve).

C'est le siège des événements météorologiques dont la succession fait la variation du climat (la pluie, la neige, les nuages, les arcs-en-ciel, etc.). La température baisse d'environ de 10 °C par kilomètre d'altitude, jusqu'à -50 / -60°C (fig. 12).

2.2. Stratosphère

Elle s'étend de la limite supérieure de la troposphère (tropopause) entre 10 – 15 et 50 km. Plus on monte dans la stratosphère, plus la température est élevée.

C'est une zone calme, mais peut être parcourue par des vents violents. La vitesse du vent varie de 150 à 450 Km/h. Le courant jet « Jet-stream ». Il influence l'évolution des cyclones et des anticyclones dans la troposphère sous-jacente.

La stratosphère contient la majeure partie de l'ozone atmosphérique notamment entre 15 et 40 km : **ozonosphère**. La **stratopause** est la limite supérieure de la stratosphère inférieure (vers 50 km).

2.3. Mésosphère (Stratosphère supérieure)

Elle s'étend de la stratopause (40-50km) jusqu'à environ 80km à proximité de la limite supérieure de la mésosphère (**mésopause**).

La température peut chuter jusqu'à -80 °C. Le phénomène des étoiles filantes se produit dans cette couche : les météores en provenance de l'espace s'enflamment et se consomment en arrivant dans la mésosphère.

2.4. Thermosphère (Ionosphère)

Elle se situe au-dessus de 80 km (85 à 500 km).

L'air est rare. La température peut être très élevée, car les molécules de dioxygène de cette couche absorbent les rayons ultraviolets du soleil (la température peut être si élevée jusqu'à 500° C).

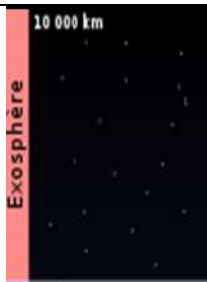
L'ionosphère est une couche de la thermosphère qui réfléchit les ondes radio vers la terre. Les aurores boréales (polaires) s'y produisent.

2.5. Exosphère

Elle s'étend à partir de 500 km d'altitude à plus de 9500 km.

C'est la dernière couche de l'atmosphère terrestre qui se poursuit jusqu'à 50.000 km d'altitude, avec une densité gazeuse très faible. C'est dans cette couche aux limites de l'atmosphère terrestre que circulent les navettes spatiales et les satellites y sont placés en orbite. Les caractéristiques des couches de l'atmosphère sont récapitulées dans le tableau 5 suivant :

Tableau 5 : Caractéristiques des couches atmosphériques

Représentation couche	Altitude (épaisseur)	Couche	Caractéristiques
	500 km à (plus de 9500 km)	Exosphère	Est la dernière couche de l'atmosphère terrestre qui se poursuit jusqu'à 50.000 km d'altitude, avec une densité gazeuse très faible. C'est dans cette couche aux limites de l'atmosphère terrestre que circulent les navettes spatiales. Les satellites y sont placés en orbite.
	85 à 500 km (415 km)	Thermosphère (Ionosphère)	L'air est rare ; La température peut être très élevée, jusqu'à 500° C ; L'ionosphère est une couche de la thermosphère qui réfléchit les ondes radio vers la terre ; Les aurores boréales (polaires) s'y produisent.
	50 à 85 km (35 km)	Mésosphère (Stratosphère supérieure)	La température peut chuter jusqu'à -80 °C ; Le phénomène des étoiles filantes se produit dans cette couche : les météores en provenance de l'espace s'enflamment et se consomment en arrivant dans la mésosphère.
	12 à 50 km (38 km)	Stratosphère	Plus on monte dans la stratosphère, plus la température est élevée ; Présence de la couche d'ozone ; 9 % de l'air s'y trouve ; Circulation des avions à réaction puisqu'il y a moins de friction de l'air et qu'on note la présence de vents violents.
	0 à 12 km (12 km)	Troposphère	Couche la plus près du sol ; Son épaisseur est légèrement supérieure au-dessus de l'équateur ; Concentration de l'air à son maximum (90%) ; Manifestation des phénomènes météorologiques ; La température baisse de 10°C/km d'altitude; Circulation des avions au sommet de la troposphère (économie de carburant).

Chapitre 5 : Bilan thermique à la surface de la terre

1. Notion du système climatique :

Le système climatique est une machine complexe, constituée de sous-systèmes qui interagissent entre eux. Il est d'usage de distinguer cinq composantes : l'atmosphère, l'hydrosphère (océans et autres étendues d'eau), les surfaces continentales, les surfaces enneigées ou englacées, et la biosphère (tous les êtres vivants) (Joly, 2008) (fig. 13).

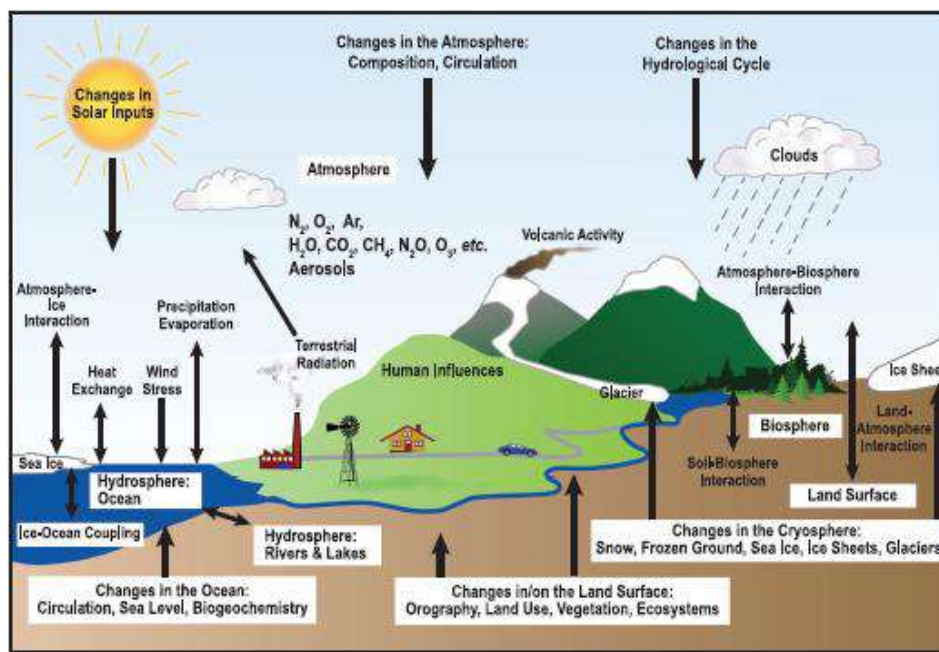


Figure 13 : Composantes du système climatique, processus, et interactions
(Source : 4^{ème} rapport du GIEC).

Les masses d'eau et les masses d'air se meuvent à la surface de la Terre. Comme tout mouvement suppose une source d'énergie, dans le cas de notre planète, l'énergie vient essentiellement du soleil.

Cette énergie n'est pas répartie équitablement en tout point de l'atmosphère et varie avec les saisons ; d'où des circulations de grande-échelle et des contributions directes ou indirectes de toutes les composantes du système climatique pour tenter de rétablir un équilibre énergétique.

2. Caractères généraux du bilan thermique :

- ✓ Le soleil, est la principale source d'énergie pour la terre ;
- ✓ Avant d'arriver au sol, le rayonnement solaire traverse l'atmosphère ;
- ✓ Au cours de cette traversée, il subit des phénomènes de diffusion, d'absorption et de réflexion ;
- ✓ L'intensité lumineuse reçue au sol varie avec l'état de l'atmosphère (ciel nuageux, ciel dégagé) ;
- ✓ L'éclairement est en fonction de la hauteur du soleil au-dessus de l'horizon qui est variable à son tour selon la latitude.

3. Rayonnement net à la surface de la terre :

La quasi-totalité des échanges d'énergie de la terre avec son environnement cosmique est constituée par des échanges radiatifs.

La terre reçoit le rayonnement lumineux ou radiation solaire (domaines de longueurs d'onde de la lumière visible, de l'infrarouge proche et de l'ultraviolet) et renvoie dans l'espace une partie de cette énergie (fig. 14) soit :

- ✓ Sous forme de rayonnement lumineux (par réflexion),
- ✓ Par chaleur latente (infrarouge moyen).

À l'échelle du globe, les pertes et les gains de chaque niveau (sol, atmosphère, espace) montrent que le bilan annuel est équilibré.

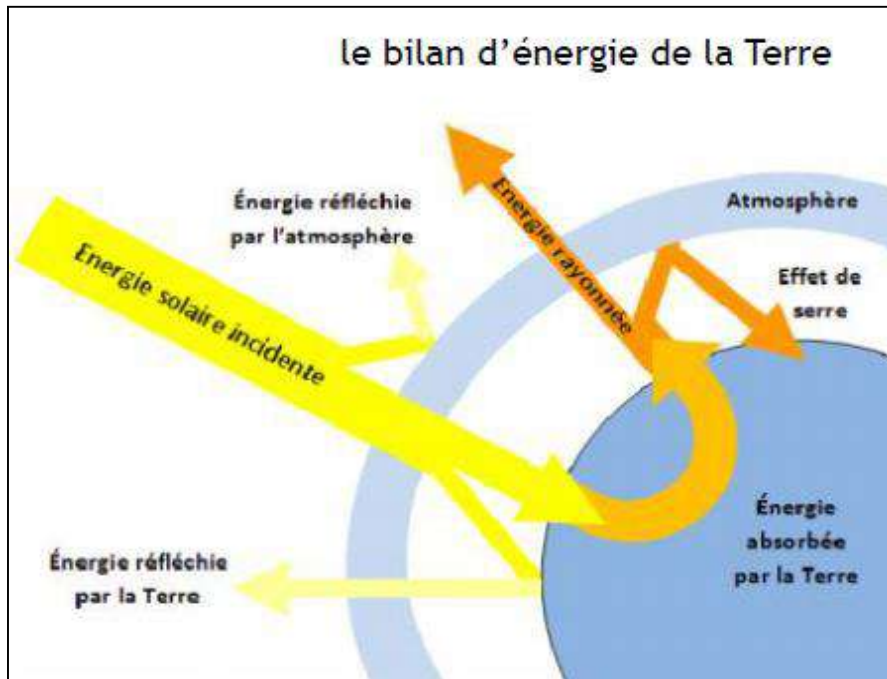


Figure 14 : Le bilan d'énergie de la terre
(Source : <http://raymond.rodriquez1.free.fr/Textes/223.htm>)

L'absorption de la partie non réfléchie du rayonnement solaire (**flèches jaunes à gauche**) par l'atmosphère et la surface terrestre réchauffe le système climatique. Pour se refroidir, ce dernier doit émettre de l'énergie vers l'espace sous forme de rayonnement. Cette émission provient de la surface elle-même, mais aussi des nuages et de différentes molécules atmosphériques. Ces corps étant à des températures entre 220 et 300 K, cette émission s'effectue dans l'infrarouge (**flèches rouges à droite**)

Les transformations de l'énergie solaire incidente représentées par la figure 15 rappellent les différents processus du bilan radiatif terrestre (Daniel, 2003).

Les chiffres sont basés sur un flux de 100 W/m^2 au sommet de l'atmosphère. On peut aussi raisonner en pourcentage des 340 W incidents au sommet de l'atmosphère :

- ✓ 1 - Énergie absorbée par la vapeur d'eau, l'ozone et les poussières ;
- ✓ 2-Réflexion par l'air ;
- ✓ 3-Énergie absorbée par les nuages ;
- ✓ 4-Réflexion par les nuages ;
- ✓ 5-Énergie absorbée par la surface et Réflexion par la surface ;
- ✓ 6-Émission nette de la surface aux grandes longueurs d'ondes ;
- ✓ 7-Émission nette par la vapeur d'eau, l'O₃, le CO₂ et les autres gaz à effet de serre ;
- ✓ 8-Flux de chaleur sensible ;

-
- The diagram illustrates the energy balance of the Earth system. Incoming solar radiation (100) is either reflected (30) or absorbed (70). The 30 units of reflected radiation consist of 6 from the atmosphere, 20 from clouds, and 4 from the surface. The 70 units of absorbed radiation consist of 16 absorbed by the atmosphere (from water vapor, ozone, and dust) and 54 absorbed by the surface (3 from clouds and 51 from direct radiation). The surface emits 21 units of net longwave radiation, which is absorbed by the atmosphere (15) and space (6). The atmosphere emits 38 units of net longwave radiation to space. The surface also loses heat through latent heat flux (7) and sensible heat flux (23), totaling 30 units, which is balanced by the 30 units of reflected radiation.
- | Flux (W/m²) | Direction / Process |
|-------------|---|
| 100 | Incoming solar radiation |
| 30 | Reflected radiation (Albedo) |
| 6 | Reflexion par l'air |
| 20 | Réflexion par les nuages |
| 4 | Réflexion par la surface |
| 16 | Energie absorbée par vapeur d'eau, ozone, poussières |
| 3 | Energie absorbée par les nuages |
| 51 | Energie absorbée par la surface |
| 21 | Emission nette de la surface aux grandes λ |
| 15 | Absorption of surface radiation by the atmosphere |
| 6 | Emission nette de la surface à l'espace |
| 38 | Emission nette par vapeur d'eau - CO ₂ - O ₃ (Gaz à effet de serre) |
| 26 | Emission par les nuages |
| 7 | Flux de chaleur latente |
| 23 | Flux de chaleur sensible |

1. Énergie absorbée par la vapeur d'eau, l'ozone et les poussières :

Au fur et à mesure de leur pénétration dans l'atmosphère, les photons solaires entrent en collision avec des molécules atmosphériques et sont progressivement absorbés. Dans la **mésosphère**, c'est l'oxygène qui absorbe les radiations les plus énergétiques. Dans la **stratosphère**, l'absorption des radiations ultraviolettes est assurée par l'ozone et constitue la principale source de chaleur. Enfin, les bandes de Chappuis de l'ozone absorbent les radiations visibles jusque dans la **troposphère**. L'absorption des radiations du proche infrarouge a lieu dans la troposphère principalement par la vapeur d'eau.

C'est la diffusion de la lumière du soleil par les molécules atmosphériques et par les particules les plus fines de l'atmosphère, une partie de cette diffusion se trouvant réfléchi vers l'espace et une autre diffusée vers la Terre. La partie réfléchi représente la contribution de l'air à l'albédo planétaire auquel s'ajoute le flux réfléchi par les nuages et le flux réfléchi par la surface.

Il s'agit du flux d'énergie solaire absorbé par les gouttelettes d'eau présentes dans les nuages. Ce flux d'énergie absorbé est faible et dépend de la teneur en eau du nuage.

Il s'agit de la diffusion de la lumière du soleil par les gouttelettes d'eau. Une partie de cette lumière est diffusée vers la Terre, une autre est diffusée vers l'espace et constitue le flux lumineux réfléchi par les nuages. Il représente la contribution des nuages à l'albédo planétaire. La valeur de ce flux varie suivant le contenu en eau du nuage. Les **cumulonimbus** chargés d'eau diffusent beaucoup la lumière et apportent une forte contribution à l'albédo planétaire.

En revanche, les **cirrus** fins composés de cristaux de glace réfléchissent peu la lumière visible.

5. Énergie absorbée par la surface :

La surface terrestre n'absorbe qu'environ 50% de l'énergie solaire incidente au sommet de l'atmosphère. L'autre partie est soit absorbée par les composants de l'atmosphère soit diffusée. L'énergie radiative incidente à la surface est transformée en énergie interne et réchauffe la terre. La surface terrestre ne peut être considérée comme un corps noir puisqu'elle n'absorbe pas toute l'énergie incidente : sur les 55 W incidents, 4 sont réfléchis et 51 sont absorbés.

6. Émission nette de la surface aux grandes longueurs d'ondes :

Il s'agit du flux énergétique net émis sous forme de rayonnement énergétique (infrarouge) par la surface terrestre. Sur les 21 W nets émis à la surface, seuls 35 % sont directement émis vers l'espace. 65 % sont absorbés par la vapeur d'eau, les molécules de gaz carboniques et des autres gaz à effet de serre. Ces molécules absorbent dans le domaine d'émission de la Terre puis réémettent à des longueurs d'onde légèrement plus élevées cette énergie vers l'espace et vers la Terre. Ces radiations émises vers la Terre la réchauffe et augmente la température de la surface terrestre de 32°C (de -18°C à 15°C) (fig. 16).

7. Émission nette par la vapeur d'eau, l'O₃, le CO₂ et les autres gaz à effet de serre :

C'est le flux énergétique net émis sous forme de rayonnement énergétique (infrarouge) par l'ensemble des molécules de l'atmosphère. L'émission infrarouge est associée à un refroidissement local. Comme le Corps Noir, les molécules émettent un rayonnement pour se refroidir et équilibrer l'énergie absorbée. L'émission n'a lieu que dans les bandes d'absorption (ou d'émission). Ainsi, plus on descend dans l'atmosphère plus l'émission se fera par les bandes centrées sur de faibles longueurs d'onde. Émission IR et refroidissement atmosphériques sont donc intimement liés.

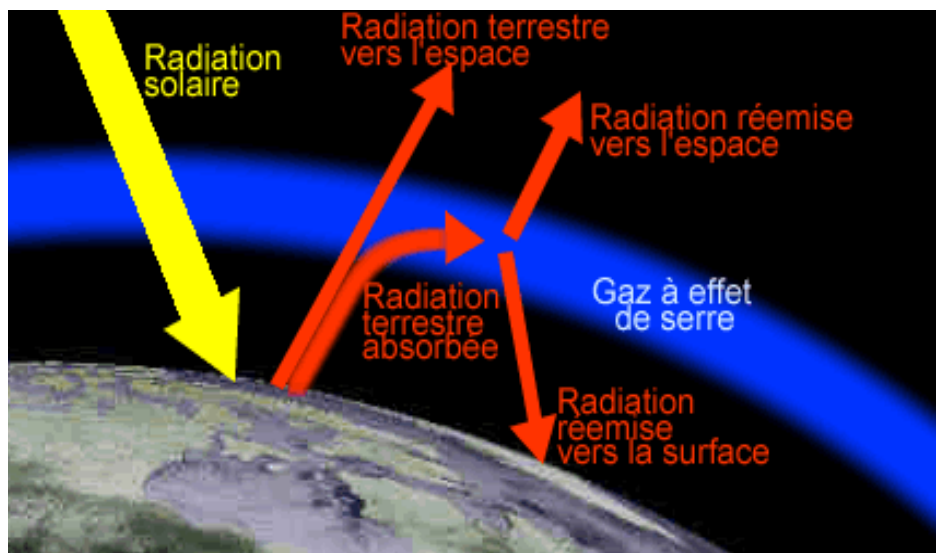


Figure 16 : Flux énergétique net émis sous forme de rayonnement énergétique (infrarouge)
(Source : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/bilan-radiatif-terre3.xml>)

8. Flux de chaleur sensible :

Le flux de chaleur sensible entre la surface terrestre et l'atmosphère correspond à la quantité de chaleur échangée par conduction.

La troposphère n'est que très faiblement chauffée par les radiations solaires. Elle reçoit la majeure partie de son énergie de la part de la Terre.

Ce processus réchauffe donc uniquement les basses couches atmosphériques. La convection assure ensuite le transport de chaleur vertical depuis les basses couches vers les hautes couches troposphériques. Le couplage de ces 2 processus maintient un gradient vertical de température de l'ordre de $-10^{\circ}\text{C}/\text{km}$ (gradient adiabatique sec). En absence de convection, la température de surface et la température des basses couches atmosphériques serait plus élevée (de l'ordre de 35°C).

9. Flux de chaleur latente :

On appelle chaleur latente l'énergie échangée lors d'un changement de phase d'un corps pur. Dans le système climatique, il s'agit toujours des changements d'états de l'eau. On distingue 2 étapes :

- Évaporation à la surface des océans. Ce processus refroidit la surface océanique et introduit de la vapeur d'eau dans l'atmosphère ;
- Condensation dans les nuages. Lors de la convection, la pression partielle de la vapeur d'eau atteint progressivement la valeur de la pression de vapeur saturante. Il y a alors condensation en eau liquide et libération de chaleur qui réchauffe l'atmosphère.

Le flux de chaleur latente entre la surface et l'atmosphère est donc associé à la quantité de vapeur d'eau introduite dans l'atmosphère. La chaleur ne sera libérée qu'ultérieurement lors de la condensation. D'où l'appellation de **chaleur latente** (qui se manifeste plus tard).

10. Émission par les nuages :

Les nuages gagnent de l'énergie en absorbant une faible fraction du rayonnement solaire (3 %), en absorbant le rayonnement tellurique terrestre et lors de la condensation de la vapeur d'eau. Ils perdent à leur tour de l'énergie en émettant comme des Corps Noirs à leur température soit entre 10 et 13 μm suivant leur altitude.

4. Variations géographiques du bilan du rayonnement :

La quantité d'énergie solaire reçue est variable selon la **latitude**.

Les régions **intertropicales** reçoivent les quantités les plus élevées et par conséquence leur bilan énergétique est **positif**. Par contre les régions **polaires** reçoivent les quantités les plus faibles donnant ainsi un bilan énergétique qui est **négatif**.

L'inégale répartition de l'énergie solaire en fonction de la latitude peut s'expliquer par l'angle d'incidence des rayons solaires (fig. 17). Selon Estienne et Godard (1970), l'intensité calorifique par unité de surface varie proportionnellement au sinus de l'angle d'incidence des rayons solaire (**loi de Lambert** ou loi des sinus) qui détermine d'une part la surface éclairée au sol et d'autre part la masse de l'atmosphère traversée et donc l'importance des phénomènes d'absorption et de réflexion :

- Au niveau de l'équateur, les rayons solaires atteignent la surface du sol perpendiculairement et l'épaisseur de l'atmosphère traversée est faible ; la surface du sol reçoit plus d'énergie qu'elle n'en perd : le bilan radiatif est excédentaire (la terre tend à se réchauffer).
- Dans les zones polaires, les rayons solaires atteignent la surface du sol obliquement et l'épaisseur de l'atmosphère traversée est plus importante ; la surface perd plus d'énergie qu'elle n'en reçoit: le bilan radiatif est déficitaire (la terre tend à se refroidir).

Un important transfert de chaleur se réalise entre les deux régions et tend à rétablir l'équilibre ; il constitue avec la **force de Coriolis**, le moteur des mouvements atmosphériques et océaniques.

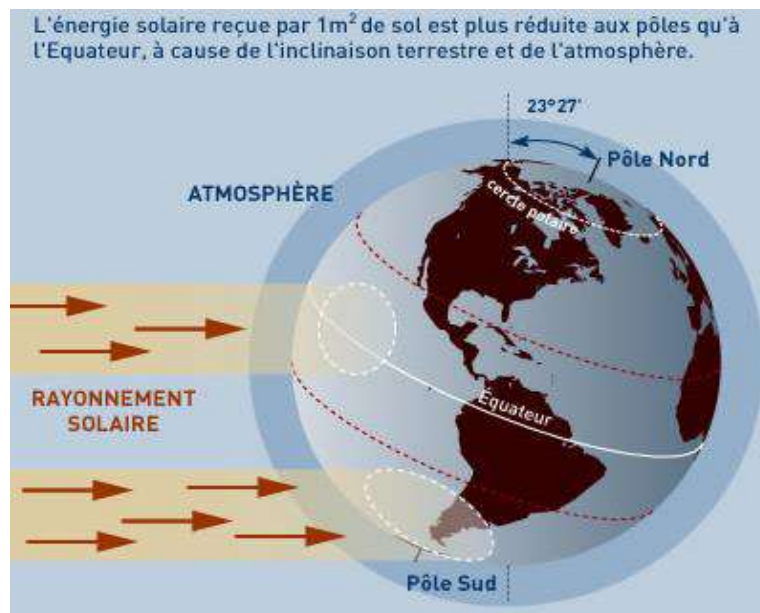


Figure 17 : Influence de l'angle d'incidence des rayons solaires sur le bilan du rayonnement
(Source : <https://www.oceanpolaire.org/encyclopedia-polaire/encyclopedia-polaire-b4/>)

5. Variations saisonnières du bilan du rayonnement :

L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre détermine l'alternance de saisons opposées dans les deux hémisphères.

Aux solstices, les rayons solaires sont perpendiculaires à la surface de la Terre aux tropiques. Au **solstice d'été**, le Tropique du Cancer reçoit le maximum d'énergie solaire. L'hémisphère Nord, a une durée de jour maximale. Au **solstice d'hiver**, c'est le Tropique du Capricorne qui reçoit le maximum d'énergie. La durée du jour dans l'hémisphère Nord est alors minimale.

Aux équinoxes, le cercle d'illumination solaire renferme l'axe de rotation de la Terre. Les deux hémisphères reçoivent **la même quantité** d'énergie. Les **durées jour/nuit** sont alors **égales** et cela dans les deux hémisphères.

En position intermédiaire : au cours de l'année, **le point d'insolation maximale** se déplace d'un tropique à l'autre. La durée du jour sera supérieure à la durée de la nuit dans l'hémisphère Nord.

Ainsi, l'inclinaison de l'axe de la Terre sur le plan de son orbite est la cause des changements de hauteur du Soleil et de la durée de la journée au cours des saisons. Les variations de ces deux paramètres expliquent des différences notables de la quantité d'énergie solaire incidente reçue dans un lieu au cours de l'année avec un bilan positif en Été et négatif en hiver (fig. 18).

6. Transfert de l'énergie :

Les observations spatiales montrent qu'entre 40 °N et 40 °S, la planète absorbe plus d'énergie du rayonnement solaire qu'elle n'en émet dans l'IR. Aux pôles, c'est le contraire. Le bilan radiatif est excédentaire au niveau des régions équatoriales et déficitaire au niveau des pôles.

Cependant les zones équatoriales ne se réchauffent pas et les zones polaires ne se refroidissent pas constamment et globalement : la circulation atmosphérique et océanique assurent une

redistribution de la chaleur en transférant l'excédent des régions de basses latitudes vers les régions déficitaires des latitudes élevées (fig. 19).

L'hydrosphère est animée par deux types de mouvements en relation directe avec le rayonnement solaire :

- ✓ La circulation océanique superficielle, rapide, qui a pour moteur les vents et la force de Coriolis ;
- ✓ La circulation océanique profonde ou circulation thermohaline, lente, avec pour moteur les différences de température et de salinité de l'eau.

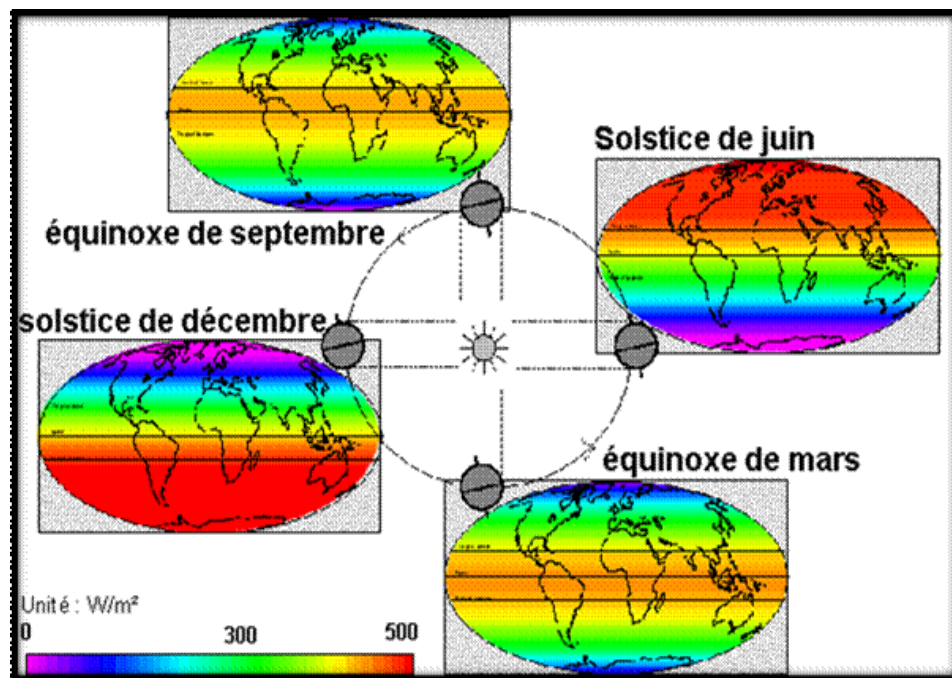


Figure18 : Variation du bilan radiatif d'une région géographique selon les saisons
(Source : http://psbsgi1.nesdis.noaa.gov/PSB/EPS/RB/RB_products.html)

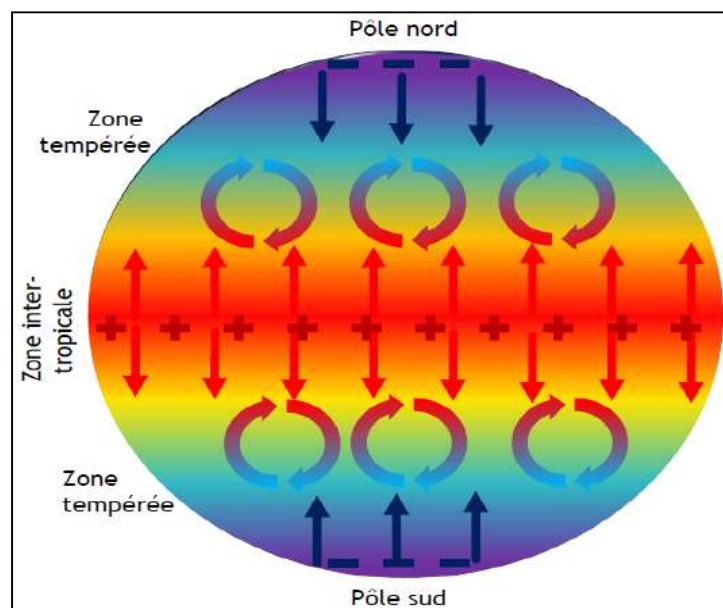


Figure19 : Redistribution de la chaleur des régions de basses latitudes vers les régions des latitudes élevées (Source : Jaziri, 2016)

Par le volume d'eau qu'il représente (97% de l'hydrosphère), et par l'énergie qu'il emmagasine et transporte, l'océan mondial est un acteur essentiel du climat de notre planète. En effet, l'océan n'est pas une masse d'eau inerte : à toute échelle cette eau est en mouvement. La figure 20 illustre les grands courants que l'on observe en moyenne à la surface des océans.

À grande-échelle, ces courants connaissent plusieurs contraintes essentielles. L'inégale répartition du rayonnement solaire, la rotation de la Terre, ainsi que les vents en surface et la forme des continents. Plus en profondeur, les variations de température et de salinité entraînent des changements de densité, et donc des mouvements de masses d'eau, à des échelles de temps plus lentes qu'en surface.

Par sa forte capacité thermique l'océan, est une source de chaleur et d'humidité essentielle pour la convection. L'énergie thermique disponible et mise en jeu est concentrée dans une couche de mélange, chaude et peu profonde, séparée des eaux abyssales par la «thermocline», région où la température diminue fortement avec la profondeur.

La capacité thermique de l'océan étant à peu près 1000 fois plus grande que celle de l'atmosphère, l'océan joue un rôle essentiel pour le climat et son évolution.

Ainsi, les vents et les courants océaniques transportent la chaleur des zones tropicales vers les zones tempérées et répartissent l'énergie solaire vers toute la Terre.

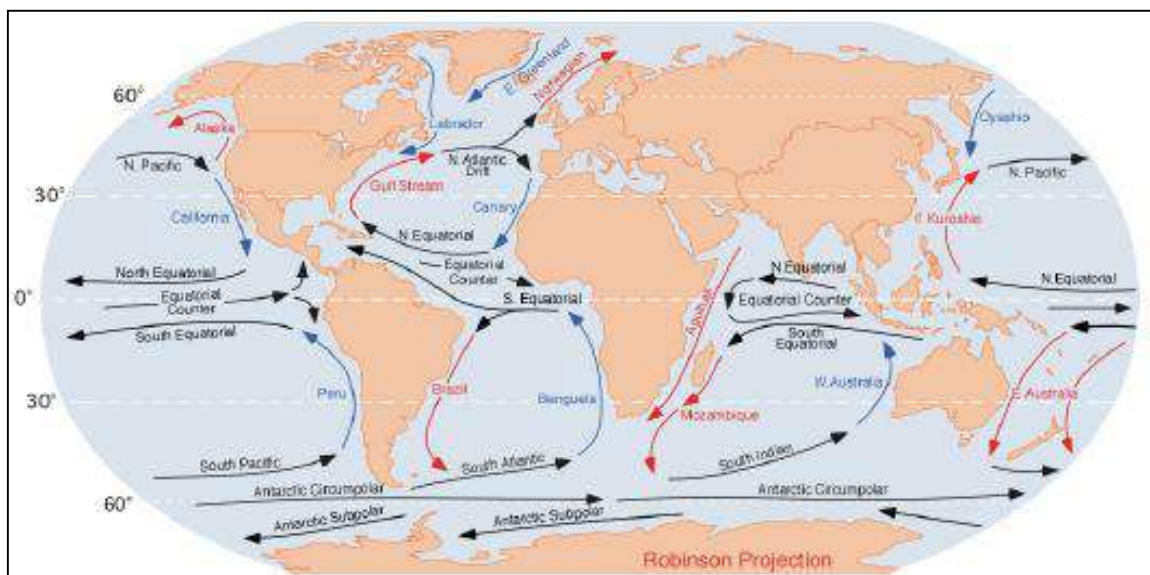


Figure 20 : Courants de surface (Source : <http://www.physicalgeography.net/>).
Les courants chauds sont indiqués en rouge, et les courants froids en bleu.

7. Bilans énergétiques :

Le bilan radiatif de la terre quantifie l'énergie reçue et perdue par le système climatique terrestre (atmosphère, sol et des océans). Lorsque le bilan est nul, la température moyenne de notre planète reste stable.

$$S + R + T = 0 \quad (1)$$

Avec :

S : rayonnement solaire incident reçu sur la surface sommet de l'atmosphère=175 milliard de Mégawatts, = 343 Watts/m² ; dépend de l'angle d'incidence des rayons solaires (i) qui varie en fonction de la latitude, la saison et l'heure du jour ;

R : rayonnement solaire réfléchi, diffusé vers l'espace= -53 milliard de Mégawatts =30%; dépend de la couverture végétale, de la composition de l'atmosphère et de la réflectivité du sol (albédo);

T : rayonnement infrarouge terrestre = -122 milliard de Mégawatts = 70% ; dépend de la matière.

À l'échelle de l'Hémisphère, le bilan s'équilibre par des transferts méridiens d'énergie.

À l'équateur, le bilan radiatif étant positif, l'air chaud plus léger que l'air froid, s'élève en altitude et commence à s'écouler vers le Nord et vers le Sud.

Les zones polaires connaissent un déficit radiatif, les températures sont toujours négatives (fig. 21 et 22).

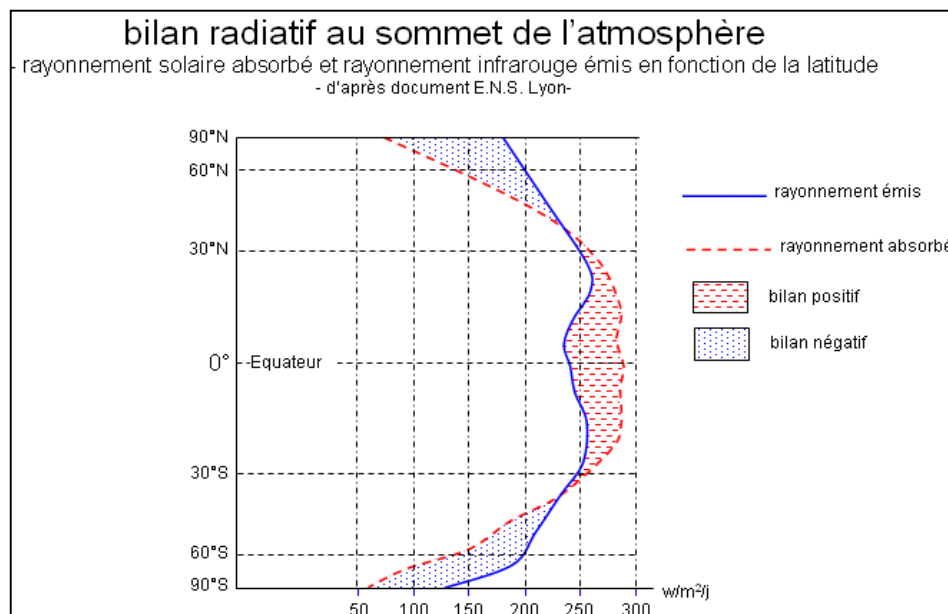


Figure 21 : Bilan radiatif au sommet de la terre (Source : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/>)

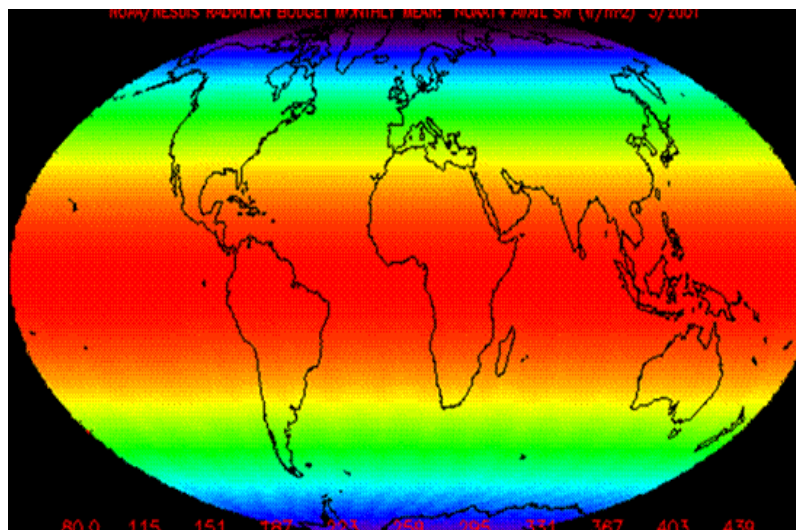


Figure 22 : Energie radiative reçue du Soleil en W/m² au cours du mois de Mars 2001
 (Source : http://psbgi1.nesdis.noaa.gov/PSB/EPS/RB/RB_products.html)

8. Problèmes particuliers relatifs au CO₂, effet de serre et ozone :

L'effet de serre est un phénomène naturel provoquant une élévation de la température à la surface de notre planète. Indispensable à notre survie, ce fragile équilibre est menacé. Les activités humaines affectent la composition chimique de l'atmosphère et entraînent l'apparition d'un effet de serre additionnel, responsable en grande partie du changement climatique actuel. Les gaz à effet de serre ont en effet la particularité d'être pratiquement transparents aux rayonnements solaires et opaques au rayonnement infrarouge émis par la terre. L'énergie est piégée. Ce phénomène a été baptisé « effet de serre » par analogie avec la serre du jardinier. On estime que sans cet effet de serre de l'atmosphère, la température moyenne à la surface de la terre serait au plus de - 19°C au lieu des 15°C que nous connaissons (Kiehl et *al.*, 1997).

Les principaux gaz à effet de serre non-artificiels sont (fig. 23) :

- ✓ La vapeur d'eau (H₂O) ;
- ✓ Le dioxyde de carbone (CO₂) ;
- ✓ Le méthane (CH₄) ;
- ✓ Le protoxyde d'azote (N₂O) ;
- ✓ L'ozone (O₃).

Les gaz à effet de serre industriels incluent les halocarbones lourds comme :

- ✓ Les chlorofluorocarbones (CFC) ;
- ✓ Le fréon ;
- ✓ L'hexafluorure de soufre (SF₆).

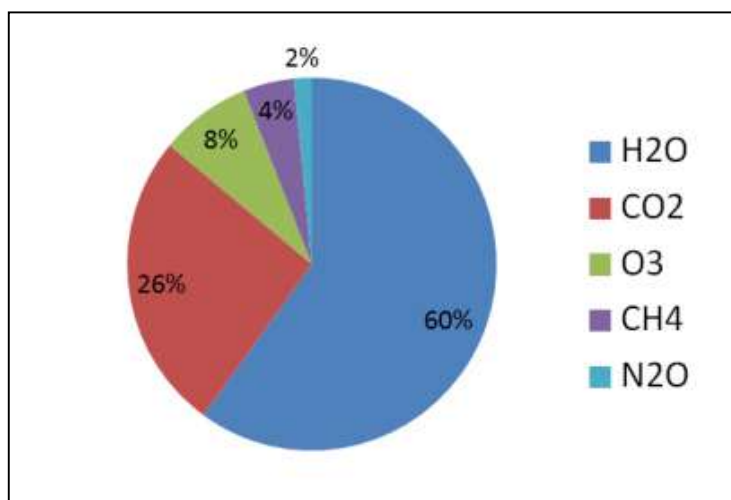


Figure 23 : Contribution à l'effet de serre des différents gaz de l'atmosphère d'après Kiehl et *al.* (1997)

L'effet de serre additionnel provient des activités humaines qui entraînent l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre naturellement présents dans l'atmosphère. Le premier responsable de cet effet de serre additionnel, et donc du réchauffement climatique, est le dioxyde de carbone. Cette augmentation est à l'origine d'environ deux tiers de l'effet de serre additionnel accumulé depuis 1750. L'agriculture intensive et l'élevage sont responsables de l'effet de serre additionnel dû aux émissions de méthane et de protoxyde d'azote. S'y ajoute la production d'autres gaz artificiels de type halo carbures n'existant pas à l'état naturel : on les retrouve entre autres dans les systèmes de climatisation ou les bombes aérosols (Delpierre, 2016) (fig. 24).

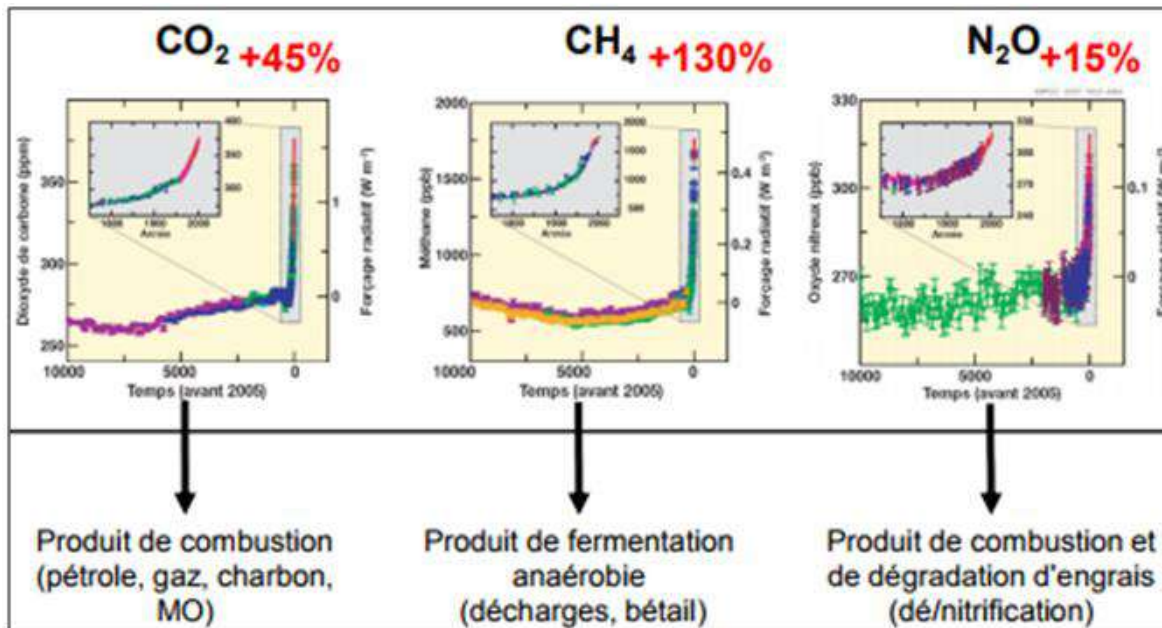


Figure 24 : Accroissement des concentrations des GES

(Source : <https://fr.slideserve.com/dugan/impacts-des-changements-globaux-r-cents-sur-les-cosyst-mes>)

Ne pas confondre : L'effet de serre et le trou dans la couche d'ozone. Il s'agit certainement des mêmes molécules mais la différence entre l'O₃ du « pic » et celui de la « couche » O₃ du « pic » (= troposphérique) :

O₃ du « pic » (= troposphérique) :

- ✓ 0 -20 000 m d'altitude ;
- ✓ Effets sanitaires délétères (irritations bronchiques, dommages tissulaires plantes) ;
- ✓ Produit indirectement via des précurseurs (ex: oxydes d'azote, hydrocarbures) ;
- ✓ En augmentation.

O₃ de la « couche » (= stratosphérique) :

- ✓ 20 000 – 50 000 m d'altitude ;
- ✓ Bon » ozone qui arrête les UV solaires (ppté indépendante de l'altitude !) ;
- ✓ Produit par les UV qui agissent sur l'O₂ ;
- ✓ Il diminue.

Remarque :

Le brassage vertical de l'atmosphère ne conduit pas à un comblement du « trou » stratosphérique par le surplus d'O₃ troposphérique.

Même s'il s'agit des mêmes molécules les effets sont différents.

Le trou dans la couche d'O₃ provoque :

- ✓ Des risques sanitaires (cancers) ;
- ✓ Un dysfonctionnement des écosystèmes (photosynthèse).

L'effet de serre provoque :

- ✓ Le changement climatique ;
- ✓ La modification des températures, du cycle de l'eau...

Des causes d'ampleur différente :

- ✓ Le problème de la couche d'ozone lié à quelques secteurs industriels (émission CFC) ;
- ✓ Le problème de l'effet de serre est relié à l'usage de l'énergie dans son ensemble : problème plus vaste et moins facile à changer...

Remarque :

Le problème n'est pas l'effet de serre en lui-même mais son augmentation actuelle. Car même si l'on arrête maintenant les émissions, les gaz déjà émis peuvent continuer à agir pendant des années voire des siècles. L'estimation de la durée de séjour approximative des gaz dans l'atmosphère est donnée par le tableau 5.

Tableau 6 : Durée de séjour approximative des gaz dans l'atmosphère

Gaz	Durée de séjour approximative dans l'atmosphère
Gaz carbonique	100 ans
Méthane	12 ans
Protoxyde d'azote	120 ans
Halocarbures	jusqu'à 50.000ans

Chapitre 6 : Classification climatique physique

1. Caractères généraux :

Cette classification ne peut être abordée qu'à petite échelle, soit de l'ordre 1/1 000 000 ou de l'ordre 1/5 000 000.

Remarque :

A - D'une part l'étude physique des masses d'air montre l'existence de phénomènes importants Zonaux (liés aux facteurs climatiques).

- Dans la zone intertropicale, l'amplitude de variation diurne de la température est supérieure à l'amplitude de variation annuelle.
- Dans la zone extratropicale c'est l'inverse.

B - La station météorologique permet d'avoir des données **ponctuelles**, le climat traduit l'évolution des masses d'air d'où les **différentes types de classification**.

Comment peut-on aborder les **différentes types de classification** ?

- ✓ Soit par des formules : indices, quotients climatiques...
- ✓ Soit par des graphes : climagrammes, diagrammes...

2. Classification basée sur les températures :

Wladimir Peter Köppen (1884), climatologue et météorologue allemand d'origine russe est le premier à avoir dressé une cartographie complète des régions climatiques du globe. Il distingue 4 zones thermiques :

1-Zone tropicale et intertropicale : la température moyenne n'est jamais inférieure à 20°C, donc il y a une extension de la période chaude durant toute l'année.

2-Zone subtropicale : la température moyenne est inférieure à 20°C pendant 1 à 8 mois (11-4 mois chauds en année).

3-Zone tempérée : présence de saison thermique (avec 8 mois où la température moyenne est inférieure à 20°C et été chaud). Elle comprend :

1. Une zone froide ;
2. Une zone tempérée à hiver froid ;
3. Une zone tempérée à été chaud ;
4. Une zone constamment tempérée.

4- Zone polaire : température moyenne du mois le plus chaud < 10 C.

3. Classification basée sur les températures et les précipitations :

3.1. Classification de De Martonne

De Martonne (1927) distingue 2 grands types de climats :

1. Les climats intertropicaux :

- ✓ Où il y a une **faible variation des températures** et une **grande variation des précipitations** ;
- ✓ La circulation atmosphérique est caractérisée par les vents **Alizés**.

2. Les climats extratropicaux :

- ✓ Où il y a une **variation plus grande des températures** et la **saison froide joue un rôle très important**.
- ✓ L'existence d'une grande circulation des vents vers l'Est, ils en résultent des **masses d'air de hautes et de basses pressions** entraînant une plus grande irrégularité des précipitations, donc on a deux périodes une de pluie et une de sécheresse.

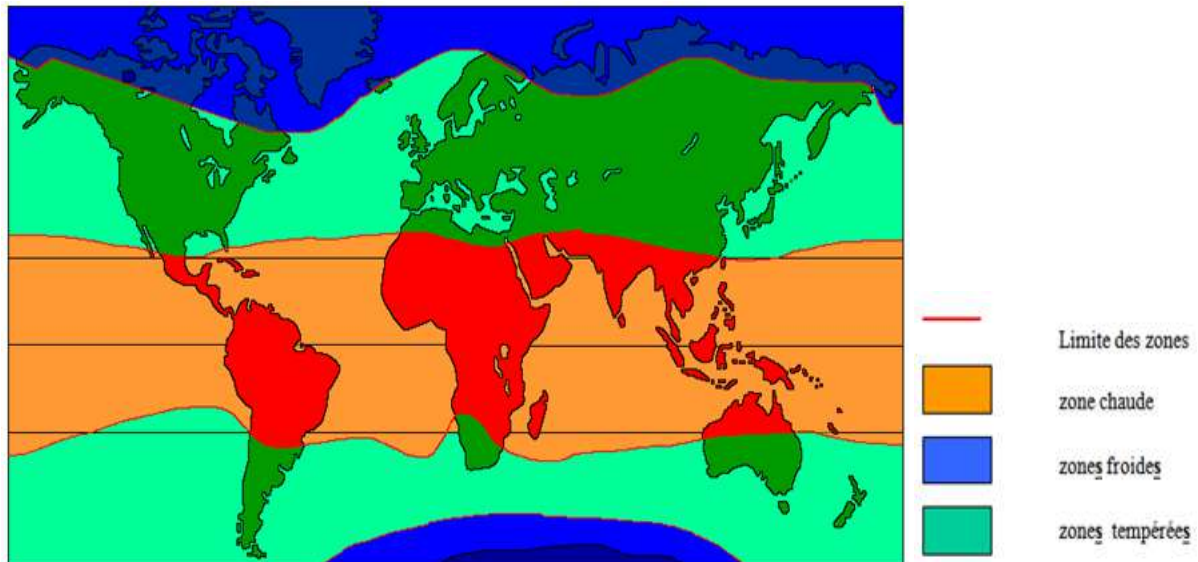


Figure 25 : Les grandes régions climatiques du globe

(Source : <https://www.assistancescolaire.com/enseignant/elementaire/ressources/base-documentaire-en-geographie/les-climats-de-la-terre-fde09gg04i01>)

Par ailleurs le centre des continents présente une irrégularité dans la répartition des précipitations qui peut être absente dans plusieurs années : C'est le **climat désertique**.

De Martonne indique aussi un climat à mousson avec saison sèche et froide, vent et anticyclone.

D'après De Martonne il y a 5 types de climats :

- Chaud ;
- Tempéré ;
- Froid ;
- Désertique ;
- De Mousson.

3.2. Classification de Köppen

La version complète de son système apparaît pour la première fois en 1918, et après plusieurs modifications, la version finale est publiée en 1936.

Jusqu'à la fin de sa vie, Köppen coopère avec le climatologue allemand Rudolph Geiger (fig. 26). La version présentée par Rudolf Geiger en 1961 est la plus courante des classifications climatiques. Un très grand nombre d'études climatiques et de publications ont adopté une des versions de ce système. La carte de Köppen-Geiger reste aujourd'hui une référence, grâce à ces mises à jour fréquentes.

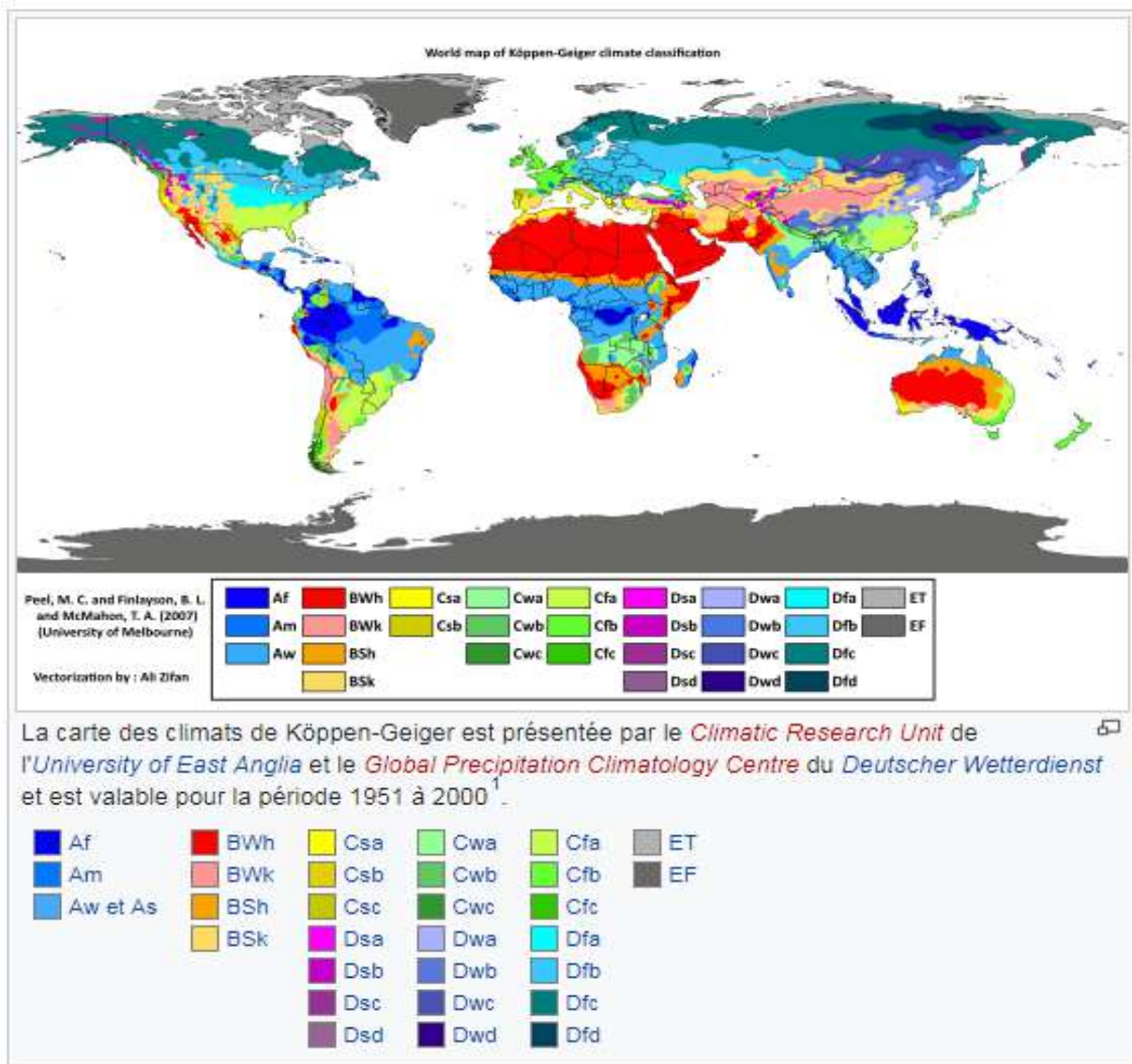


Figure 26 : Carte des climats Köppen-Geiger

(Source : https://fr.wikipedia.org/wiki/Classification_de_K%C3%B6ppen)

La classification de Köppen permet de caractériser les types climatiques par un symbole composé d'un certain nombre de **lettres** permettant de donner un aperçu simultané des caractères principaux de divers éléments climatiques (tab. 6).

1. **La première lettre donne le type de climat.**

Exemple : A = climat tropical ;

2. **La deuxième lettre exprime le régime pluviométrique.**

Exemple : f = Climat humide ; précipitations tous les mois de l'année.

m = Climat de mousson.

3. **La troisième lettre exprime les variations de température.**

Exemple : a = été chaud.

**Tableau 7 : Présentation de la classification des climats de Köppen.
Classification descendante.**

Critères appliqués successivement (de la gauche vers la droite)				Résultats : Classes de climats	
Bilan annuel de l'eau	Période froide	Période sèche	Caractères de l'Été	Type de climat : Sténographie de Köppen	Type de climat : Dénominations courantes
NON SEC	Accentuée et longue	Non utilisé	Absent	EF	Polaires et sub polaires
			Esquissé	ET	
	Accentuée	Hiver	Chaud	Dwa	«Continentaux»Non secs. Latitudes moyennes
			Modéré	Dwb	
			Court	Dwc	
		Absente	Chaud	Dfa	«Continentaux». Façades est.
			Modéré	Dfb	
			Court	Dfc	
	Modérée	Hiver	Chaud	Cwa	Tempérés façades est. «chinois»
			Modéré	Cwb	
			Court	Cwc	
		Absente	Chaud	Cfa	Tempérés océaniques
			Modéré	Cfb	
		Eté	Chaud	Csa	Tempérés «méditerranéens»
			Modéré	Csb	
	Absente	Hiver	Non utilisé	Aw	Tropical stricto sensu
		Absente		Af	Equatorial
		Eté		As	Tropical stricto sensu
SEC	Hiver	Non utilisé	Non Utilisé	BSk	Semi-aride froid
	Absente			BSh	Semi-aride chaud
TRES SEC	Hiver			BWk	Aride froid
	Absente			BWh	Aride chaud

3.3. Classification de Peguy

Selon la latitude, la hiérarchie des facteurs de différenciation des climats varie sensiblement. C'est donc grâce à une combinaison chiffrée des caractères thermiques et pluviométriques que l'auteur subdivise l'ensemble des climats en trois grands groupes :

1. Groupe des climats de hautes latitudes à différenciation **thermique** ;
2. Groupes des climats de basse et moyenne latitudes à **différenciation pluviothermique** ;
3. Groupe des climats partiellement **azonaux**.

Péguy subdivise le **premier** groupe en **deux parties** :

✓ **Les climats froids** : délimités par une isotherme annuelle de 4°C

- Climat arctique continental ;
- Climat arctique ;
- Climat subarctique continental ;
- Climat subarctique ;
- Climat océanique froid.

✓ **Les climats tempérés** : délimités par les isothermes annuelles de 4°C dans sa partie inférieure et 7°C pour sa marge supérieure.

- Climat continental froid ;
- Climat continental ;
- Climat tempéré de transition ;
- Climat océanique ;
- Climat océanique chaud.

Le **deuxième** groupe est subdivisé en **trois parties** :

✓ **Le climat méditerranéen** : le critère de détermination de ce type de climat est incontestablement le régime pluviométrique ce dernier connaît un maximum en hiver et un minimum en été. L'explication réside dans la circulation générale des masses d'air. En été la zone CIT remonte et ramène les masses d'air tropicales sahariennes ainsi qu'un anticyclone qui rejette les perturbations de front polaire et empêche la formation des nuages. En hiver la zone CIT redescend vers les basses latitudes laissant largement ouvert le domaine méditerranéen au front polaire.

Ainsi le climat méditerranéen se caractérise par l'opposition de deux saisons bien contrastées : un été caractérisé par une **sécheresse** relativement accrue, un hiver **relativement froide** où il **peut pleuvoir**.

Les climats méditerranéens hors de la méditerranée :

Les conditions cosmiques et géographiques de l'extension de ce type de climat sont les mêmes que pour les régions méditerranéennes (latitudes comprises entre la zone de front polaire et celles couvertes toute l'année par l'air subsident des tropiques) seul les façades occidentales des continents sont concernées, les façades orientales sont vouées à des types de climats subtropicaux à été pluvieux.

Cependant, ces climats méditerranéens exotiques ont chacun leur originalité :

Le climat californien : régime pluviométrique typique des régions méditerranéennes avec des températures estivales anormalement fraîches (17,7°C à San Francisco) dues aux courants froids de l'océan.

Le climat du Chili : le régime de certaines régions peut être qualifié de méditerranéen tant sur le littoral le régime pluviométrique rappelle celui d'Athènes et celui du Liban.

Le climat méditerranéen du Cap : assez similaire à celui de Californie. Cependant il demeure très étroitement localisé car les climats océaniques chauds ou subtropicaux s'imposent immédiatement à l'est de cette ville.

Australie : le climat méditerranéen se trouve très analogue et sur de très vastes surfaces dans ces régions à celui de la région méditerranéennes avec deux saisons bien contrastées et un régime pluviométrique typique.

✓ **Le climat subtropical** : sur le plan thermique l'auteur parle de climat subtropical lorsque 8 moyennes mensuelles de températures sont supérieures à 10°C dont une dépassant les 22°C. D'autre part, une moyenne au moins devra rester inférieure à 15 °C ou 6 sur 12 mois au moins inférieure à 22°C.

Pour les précipitations, il doit tomber suffisamment durant la période chaude pour que le climat ne présente pas un régime méditerranéen, et suffisamment toute l'année pour écarter l'aridité soit plus de 1 500 mm par an.

- Climat subtropical standard : amplitude thermique inférieure à 20°C ;
- Climat subtropical continental : amplitude thermique supérieure à 20°C.

✓ **Les climats tropicaux humides :** ce sont les régions de basses latitudes situées de part et d'autre de l'équateur où les nuages et les pluies associés à la zone CIT ou à des masses d'aires équatoriales sont présents à un rythme annuel régulier.

Cette zone est caractérisée par des pluies abondantes et régulières toute l'année et une amplitude thermique très faible entre 5 et 8°C.

Ce sont les régions où au moins 6 moyennes mensuelles des températures sont supérieures à 22°C et la moyenne mensuelle du mois le plus froid supérieur à 15°C.

Trois zones climatiques sont délimitées par l'auteur en rajoutant une autre condition aux précédentes :

- Tropical atténué : nombre de mois N dits « chauds et humides » $4 \leq N \leq 7$;
- Tropical : $8 \leq N \leq 10$;
- Hyper tropical : $t_{12} - t_1 \leq 6^\circ\text{C}$ et $11 \leq N \leq 12$.

Le **troisième** groupe est subdivisé en **trois parties** :

✓ **Les climats arides :** l'auteur distingue **trois niveaux d'aridités** en fonction du régime pluviométrique annuel à savoir :

- Hyperaride : lorsque $P < 100$ mm par an. Exemple : le Sahara ;
- Aride : $100 < P < 250$ mm par an ;
- Semi-aride : $250 < P < 400$ mm par an.

✓ **Les climats de montagnes :**

- La basse montagne tempérée océanique : ce sont les montagnes dont les sommets dépassent la limite supérieure de la forêt de moins de 500 m ;
- La montagne tempérée alpestre : montagnes dont les points culminants dépassent la limite supérieure de la forêt d'au moins 500 m ;
- La montagne méditerranéenne ;
- La montagne aride ;
- Les montagnes tropicales humides.

✓ **Les climats des régions urbanisées.**

Chapitre 7 : L'aridité

1. Caractères généraux :

Etymologiquement le mot **aride** vient du latin *aridus*, d'areo, (être sec). Alors que le mot **sec** vient du *siccus* (sec, desséché), exprimant une absence d'eau.

La **sécheresse** (ou **sècheresse**) est l'état normal ou passager du sol et/ou d'un environnement, correspondant à un manque d'eau, sur une période significativement longue pour qu'elle ait des impacts sur la flore naturelle ou cultivée, la faune sauvage ou les animaux d'élevage. Sécheresse ne doit pas être confondue avec aridité. Une région aride peut connaître des épisodes de sécheresse.

Selon le Glossaire international d'hydrologie (OMM, 2012), il y a deux définitions de la « sécheresse » :

- ✓ Une absence prolongée (sécheresse absolue) ou un déficit marqué des précipitations ou bien,
- ✓ Une « sécheresse hydrologique » caractérisée par « une période de temps anormalement sec, suffisamment prolongée pour entraîner une pénurie d'eau caractérisée par un abaissement significatif de l'écoulement des cours d'eau, des niveaux des lacs et/ou des nappes souterraines, les amenant à des valeurs inférieures à la normale (sécheresse partielle) et/ou à un assèchement anormal du sol »

Selon OMM (2006), l'**aridité** est un phénomène **climatique** impliquant une pluviométrie faible. Dans les régions dites arides, les précipitations sont **inférieures à l'évapotranspiration potentielle** (notée ETP). L'aridité étant une notion spatiale, une région peut être qualifiée d'aride et non une période. Elle est d'ailleurs marquée sur près de 30 % des terres continentales bien que répartie sur diverses latitudes. Il y a :

- Les zones arides zonales dues à la présence de la partie descendante des cellules de Hadley;
- Les déserts non-zonaux dus à diverses causes.

Remarque :

L'Inlandsis de l'Antarctique et certaines zones de l'arctique ne comptent que peu de précipitations et constituent techniquement parmi les régions les plus arides au monde. Dans ces milieux l'eau n'est pas absente (figée sous forme de glace). L'absence de couverture végétale due au froid plus que l'absence d'eau fait que l'on n'associe pas forcément le climat d'inlandsis au discours habituellement dévolu à la problématique de l'aridité.

La **sécheresse** est un concept **météorologique** où l'absence d'eau ou les déficits hydriques sont considérés comme une référence **temporelle, conjoncturelle** (période ou année(s) sèche(s)). Cette dernière ne doit pas être confondue avec **aridité**. Une région **aride** peut connaître des épisodes de **sécheresse**. Cependant, l'**aridification** est le **changement de climat graduel ou brutal** conduisant à une situation **d'aridité**.

2. Les causes de l'aridité :

L'aridité est principalement causée par :

- ✓ La crête subtropicale, celle-ci étant une ceinture d'anticyclones subtropicaux semi-permanents (déserts zonaux et côtiers);
- ✓ La subsidence de l'air derrière un obstacle du relief favorisant l'effet de foehn dans les cas des déserts d'abri;

- ✓ L'éloignement de la région par rapport aux côtes qui limitent l'humidité provenant des océans.

Dans le domaine aride, l'albédo est très élevé et beaucoup de l'énergie solaire est renvoyé, privant ainsi la végétation d'un développement potentiel tout en servant à réchauffer l'air ce qui favorise l'évapotranspiration conduisant à l'aridification.

3. Les conséquences de l'aridité :

- ✓ Au niveau du sol, l'aridité donne une raréfaction des êtres vivants ainsi qu'une adaptation de ces derniers à ces conditions xériques;
- ✓ Elle cause des lacunes hydrologiques : précipitations faibles et irrégulières, réseaux hydrographiques peu nombreux;
- ✓ Finalement, il y a un processus d'érosion par le vent et d'accumulation accélérée des sables accompagné d'un appauvrissement des sols. La figure 27 représente les causes de l'aridité et ses incidences (économique, sociale et environnementale).

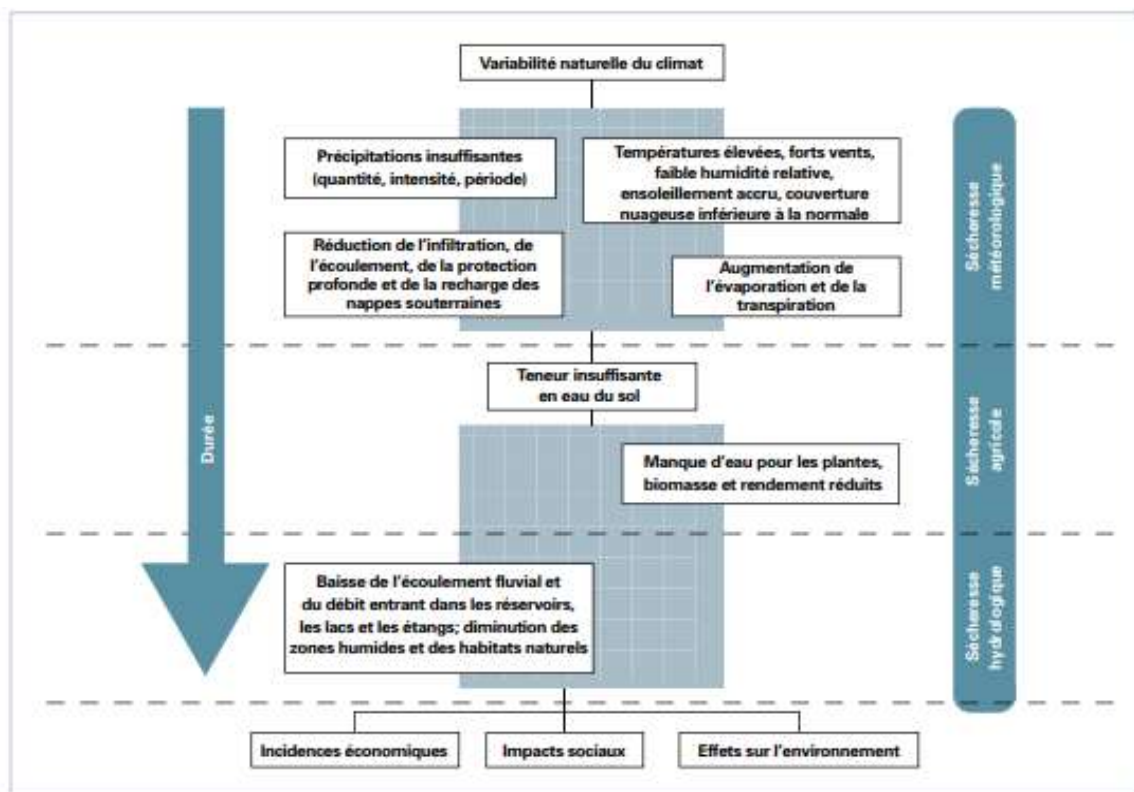


Figure 27 : Succession de situations de sécheresse et de leurs incidences. (Source : Centre national de lutte contre la sécheresse, Université du Nebraska–Lincoln, États-Unis d'Amérique in OMM, 2006)

4. Les différents indices d'aridité :

L'aridité est un facteur difficile à mesure : jusque vers 1950, l'aridité était évaluée en tenant compte uniquement de la **pluviosité** ou du **nombre de mois secs**. Or, pour définir l'aridité, il est indispensable de combiner précipitations et évaporation puisque l'aridité se dit d'un sol qui manque d'humidité et, à l'extrême, est incultivable...

Un **indice d'aridité** est un **indicateur numérique du degré de sécheresse** du climat à un endroit donné. Un certain nombre d'indices ont été proposés permettant d'identifier, de localiser ou de délimiter les régions qui souffrent d'un déficit d'eau disponible.

4.1. Indice d'aridité Köppen et Geiger :

Au tournant du 20^e siècle, les auteurs ont définis les régions arides comme celles où l'accumulation pluviométrique annuelle est (en centimètres) à **moins de** :

$$R/2 \quad (2)$$

Où :

$$R = 2 \times T \quad (3)$$

Si les précipitations se produisent principalement dans la saison froide;

$$R = 2 \times T + 14 \quad (4)$$

Si la pluie est répartie uniformément tout au long de l'année;

$$R = 2 \times T + 28 \quad (5)$$

Si les précipitations se produisent principalement pendant la saison chaude.

Où T est la moyenne annuelle de la température en degrés Celsius.

Ce fut l'une des premières tentatives de définition d'un indice d'aridité, qui reflète les effets du régime thermique et la quantité et la répartition des précipitations, et qui détermine la végétation possible dans une zone.

4.2. Indice de Lang (1915) :

$$C' \text{ est le rapport } P/T \quad (6)$$

Où :

P = précipitations annuelles en mm;

T = température moyenne annuelle en °C.

Le plus simple, a servi dans les régions chaudes ou tempérées sèches, dans lesquelles une proportion importante de l'eau se perd par évaporation intense provoquant la dessiccation du sol et la fanaison des parties aériennes des végétaux.

$P/T < 2$ = passage de la végétation arborée à la steppe;

$P/T < 1$ = désert.

Cette formule présente l'inconvénient d'avoir des valeurs négatives quand la température est inférieure à 0°C. On y remédie en employant la formule de **De Martone**.

4.3. Indice de De Martone (1926)

$$I = P/(T + 10) \quad (7)$$

L'indice d'aridité de De Martonne, noté I, permet de déterminer le degré d'aridité d'une région. Cet indice, appelé parfois **indice de sécheresse** de De Martonne, peut être calculé aussi mensuellement et donne une indication sur le degré de sécheresse par rapport à la demande évaporative moyenne de l'atmosphère approché par la température.

L'aridité augmente quand la valeur de l'indice diminue.

Au niveau mondial, De Martonne a proposé **six grands types de macroclimats** allant des zones **désertiques ou hyperarides (I < 5)** aux zones **humides à forêt prépondérante (I > 40)** (tab. 7). Les zones hyperarides sont caractérisées par des précipitations exceptionnelles.

Tableau 8 : Correspondance valeur de I, climat et végétation potentielle

Valeur de I	Type de climat	Type de végétation potentielle
0 < I < 5	Hyper aride	Désert absolu
5 < I < 10	Aride	Désert
10 < I < 20	Semi-aride	Steppe
20 < I < 30	Semi-humide	Prairie naturelle, forêt
30 < I < 55	humide	forêt

4.4. Indice de Birot (1945) :

Il s'agit de définir la notion de mois sec.

$$I = (P \times N)/t \quad (8)$$

Où :

P = précipitations mensuelles ;

t = température moyenne mensuelle ;

N = nombre de jours de pluie dans le mois.

Si :

I > 10 pas d'aridité dans le mois;

I < 10 = mois sec.

Pas de mois sec = forêts de chênes à feuilles caduques ;

Jusqu'à 5 mois secs= forêts méditerranéennes sempervirentes ;

Jusqu'à 7mois secs= steppe à végétation chaméphytiques et graminéennes.

4.5. Coefficient d'aridité de Dubief :

Pour Dubief (1950), ce qui importe pour la végétation n'est pas de savoir le nombre de mm de pluie qu'elle reçoit, mais combien de temps la plante aura d'eau à sa disposition pour vivre et pour se développer.

$$T = P_u/E_j \quad (9)$$

Où :

T= temps d'utilisation journalier ;

P_u = pluie utile journalière ;

E_j = évaporation journalière moyenne.

$$D = P/E \quad (10)$$

Où :

P = moyenne annuelle des précipitations (mm) ;

E = Evaporation annuelle.

Particulièrement indiqué pour les régions arides, indique le nombre de jours nécessaires pour évaporer l'eau tombée en une année (eau disponible pour le développement d'une plante).

Exemples :

Laghouat D = 25 : Transition subdésertique = végétation diffuse ;

Ouled Djellal D = 15 : Steppe buissonneuse ;

Ghardaïa D = 6 : Steppe buissonneuse claire ;

In Salah D = 1 : Végétation contractée ;

Tamanrasset D = 4,3 : Végétation diffuse (influence de l'altitude).

4.6. Méthode de Bagnouls et Gaussen (1953, 1957) :

Les auteurs ont essayé de mettre en évidence et de définir la saison sèche et l'indice xérothermique.

4 6.1. Diagramme ombrothermique

La période sèche est celle où le total moyen des précipitations du mois est inférieur ou égal au double de la température moyenne.

$$P \leq 2T \quad (11)$$

Sur ce principe le diagramme ombrothermique est établis en portant les P et les T en fonction des mois de l'année, tout en prenant en considération que sur l'échelle des ordonnées $P=2 \times T$

L'établissement de diagramme ombrothermique (pluvio-thermique) de la station de Djelfa fait ressortir sept mois humides (Novembre à Mai) et une période sèche qui s'étale de la fin du mois de Mai jusqu'à la fin du mois d'Octobre (cinq mois) (fig.28) avec la remarque que l'écart entre les températures et les précipitations et d'autant plus grand durant les périodes sèches, par rapport à celui des périodes humides.

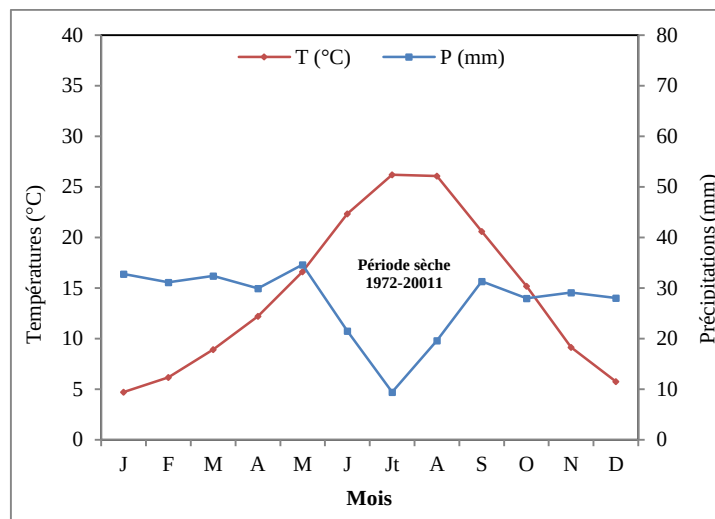


Figure 28 : Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gaussen de la station de Djelfa. (Période 1972-2011) (Source : Habani, 2016)

4 6.2. L'indice xérothermique

Indique le nombre de **jours biologiquement secs** dans une année pour un endroit donné. Il est issu de la formule de Gaussen.

$$Xm = \left[ni - \left(pi + \frac{bi+ri}{2} \right) \right] \times ki \quad (12)$$

$$X_{annuel} = \left[\sum_{i=1}^{12} X m_i \right] \quad (13)$$

Xm=indice xérothermique mensuel.

Où :

N=durée du mois ;

P=nombre de jours de pluie ;

B=nombre de jours de brouillard ;

R=nombre de jours de rosé ;

K=coefficient dépend de taux d'humidité.

La somme de tous les indices xérothermiques mensuels donne l'indice xérothermique annuel Xa.

Les données intègrent non seulement les précipitations et les températures, mais aussi :

- ✓ La façon dont la pluie tombe (s'étale dans le temps) ;
- ✓ 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) de l'air, on admet que si :
 - H = 40 % : l'air est sec pour la plante. Le jour est compté comme un jour sec ;
 - H < 40 % : les jours sont secs ;

- $40 < H < 60 \%$: une journée compte pour 9/10 de jour sec (1/10 jour humide) ;
- $60 < H < 80 \%$: une journée compte pour 8/10 de jour sec (2/10 jour humide) ;
- $80 < H < 90 \%$: une journée compte pour 7/10 de jour sec (3/10 jour humide) ;
- $90 < H < 100 \%$: une journée compte pour 6/10 de jour sec (4/10 jour humide) ;
- $H = 100 \%$: une journée compte pour 5/10 de jour sec (5/10 jour humide).

En général, il est admis qu'un milieu est :

Non Aride lorsque l'indice est inférieur à 100 ;
 Semi-aride entre 100 et 290 ;
 Aride entre 290 et 350 ;
 Hyperaride entre 350 et 365.

Remarque : Le calcul ne reflète pas la réalité car se repose sur des moyennes.

4.7. L'indice d'aridité de Capot-Rey :

$$I = 1/2 \left[\left(\frac{100P}{E} \right) + (12ph/e) \right] \quad (14)$$

Où :

P = précipitations annuelles;
 Ph = précipitation du mois le plus humide;
 E = évaporation totale;
 e = évapotranspiration du mois le plus humide;
 I est représentatif des types de climats arides.

4.8. Indice d'arido-humidité de Giacobbe (1938) :

$$I_{ah} = 100Pe / M(M - m) \quad (15)$$

Où :

Pe = pluviosité moyenne saisonnière estivale ;
 M = température moyenne des maxima du mois le plus chaud ;
 (M-m) = Amplitude moyenne diurne.

$I < 1$ = Très aride;
 $1 < I < 4$ = Aride;
 $4 < I < 20$ = Semi-aride;
 $20 < I < 50$ = Sub-humide;
 $I > 50$ = Humide.

Cet indice a été mise en point en Italie puis généraliser aux autres pays et en méditerranée. Il peut être calculé mois par mois, soit saison par saison, mais l'auteur 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 qu'il est rendu plus utile parce qu'on simplifie les situations

complexes, on ne laisse subsister que les caractères fondamentales...». La durée de la période aride est alors évaluée au mois ou en saison.

5. Les limites septentrionales du désert du point de vue climatique :

Plusieurs auteurs ont soumis des propositions pour limiter de désert de point de vue climatique :

1- Les isohyètes : en fonction de celle-ci Bessin 1969 a proposé 250mm pour la limite de désert.

Gausson 1963 a indiqué l'isohyète 130 à 200mm avec un paysage où il n'y a plus d'arbre.

Capot Rey (1952) 100mm (isohyète) d'ailleurs c'est celle qui est prise par la plupart des auteurs.

2 - En fonction de l'évaporation : puisque le Sahara est en fait la région du monde où l'évaporation est plus élevée mais cependant les propositions des auteurs présentent de trop grandes variations.

3-En fonction de la durée d'évaporation : c'est une proposition de Dubief où $D=25$, qu'est la limite entre la steppe et le désert.

4-Valeur de l'indice Xérothermique (X) : pour Bagnouls et Gausson 1953, la limite entre le Sahara septentrional (N), et les hauts plateaux algéro-tunisiens le $X=300$ jours.

5- Le quotient pluviothermique d'Emberger(1955) : pour lui quand $15 < Q_2 < 17$.

6-Selon Capot Rey 1952-1953 : la limite septentrionale de l'aire culturelle du Palmier dattier est le meilleur critère car elle se confond avec l'isohyète 100 mm et l'isotherme 28°C.

Mais il s'agit d'une espèce introduite cultivée dans une condition spéciale et l'oasis représente autant des conditions artificielles Bouchet (1953).

7- Pour Quezel 1955 : la limite commune c'est l'alfa (*Stipa tinacissima*) et l'isohyète 100 mm qu'il faut retenir de point de vue floristique, il a été constaté que la transition entre les formations des hauts plateaux et celle du Sahara est assurée par la steppe buissonneuse à ***Hammada scoparia*** (*Arthrophytum scoparium* = Remt) qui apparaît modestement au nord de l'Atlas saharien.

6. Les principaux déserts :

Étymologiquement, le mot « **désert** » vient du latin classique **deserta**, signifiant un lieu inhabité, lieu abandonné par l'homme. Un désert est donc un lieu « déserté ». Milieu hostile : le désert est perçu comme tellement hostile que les hommes en seraient absents et formeraient des obstacles. Le terme de désert s'est spécifié climatiquement. Au sens habituel, on entend donc par désert un milieu d'écologie inconfortable et non directement utilisable à cause d'un excès de froid ou de sécheresse, ou des deux à la fois.

6.1. Dans le monde

Un tiers de la surface terrestre est couverte de zones arides ou semi-arides et la plus vaste de toutes n'est autre que l'**Antarctique**. Un désert blanc de quelque 13,8 millions de km² qui, bien qu'il contienne sous forme de glace 90 % de l'eau douce terrestre, est le plus grand désert du monde. C'est un continent qui accueille très peu de vie végétale et animale. Les précipitations, en l'occurrence les chutes de neige, n'y dépassent guère 20 mm par an. Le second est aussi un désert froid : l'**Arctique**, avec 13,7 millions de km².

En plus, nous avons :

✓ Atacama (Chili) est le plus aride sur terre;

- ✓ Mojave (Etats de Californie, du Nevada et de l'Arizona);
- ✓ Taklamakan (Chine);
- ✓ Désert d'Arabie (immense qui s'étend du Yémen dans le golfe Persique et d'Oman à la Jordanie et l'Irak).

Les terres arides occupent 41% de la surface de la terre. Elles sont peuplées par plus de deux milliards d'êtres humains dont 90% habitent un pays en développement. 10 à 20% des terres arides sont dégradées. Elles correspondent à 43% des terres cultivées de la planète (fig. 29).

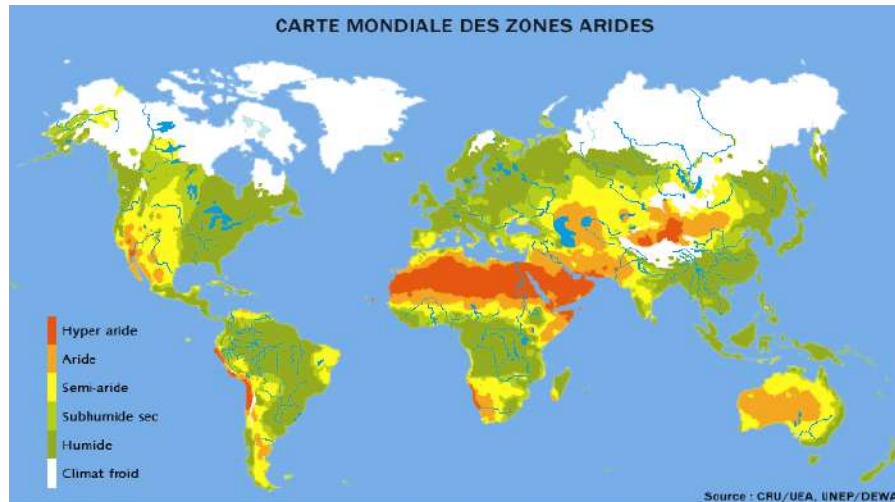


Figure 29 : Carte mondiale des zones arides

Source : <https://www.pinterest.com/pin/38702878027315250>

6.2. En Afrique et au Maghreb

Le Sahara est le troisième plus grand désert du monde avec une superficie de 9,1 millions de km². Il est situé au Nord du continent Africain). Les pays limitrophes sont l'Algérie, la Tunisie, le Maroc, la Libye, l'Égypte, le Soudan, le Tchad, le Niger, le Mali, la Mauritanie et le Sahara occidental (fig. 30). Où dominant les :

- ✓ Regs qui des espaces plats couverts de pierres et de graviers (Tanezrouft en Algérie, et Grand Reg libyen);
- ✓ Ergs (dunes de sable) ne couvrent que le quart du territoire saharien (Erg occidental et Erg oriental, en Algérie ; Idehan de Mourzouk, en Libye).



Figure 30 : Photo du Sahara prise par la Nasa (Source :

https://fr.wikipedia.org/wiki/Cons%C3%A9quences_de_la_d%C3%A9sertification_en_r%C3%A9gion_saharienne)

7. Aridité et dégradation anthropique :

Les milieux naturels dans les zones arides et semi-arides ont toujours été l'espace privilégié de l'élevage ovin extensif. Ces parcours qui jouent un rôle fondamental dans l'économie agricole du pays (Algérie) sont soumis à des sécheresses récurrentes et à une pression anthropique croissante :

- ✓ Surpâturage,
- ✓ Exploitation de terres impropres aux cultures...

Depuis plus d'une trentaine d'années, ils connaissent une dégradation de plus en plus accentuée de toutes les composantes de l'écosystème (flore, couvert végétal, sol et ses éléments, faune et son habitat). Cette dégradation des terres et la désertification qui en est le stade le plus avancé, se traduisent par la réduction du potentiel biologique et par la rupture des équilibres écologique et socio-économique (Nedjraoui et *al.*, 2008) (fig. 31 et 32).

Le surpâturage s'explique par deux(2) facteurs principaux :

1. Le manque d'emplois pousse les ménages pauvres à défricher des lopins de terre pour produire un minimum de céréales et à posséder quelques têtes de caprins et d'ovins pour subvenir à un minimum de leurs besoins.
2. La gratuité des unités fourragères prélevées sur les parcours pousse les gros possédants à accroître la taille de leurs troupeaux et les conduits à défricher les parcours pour se les approprier.



Figure 31 : Ensablements des parcours
(Source : Nedjraoui et *al.*, 2008)

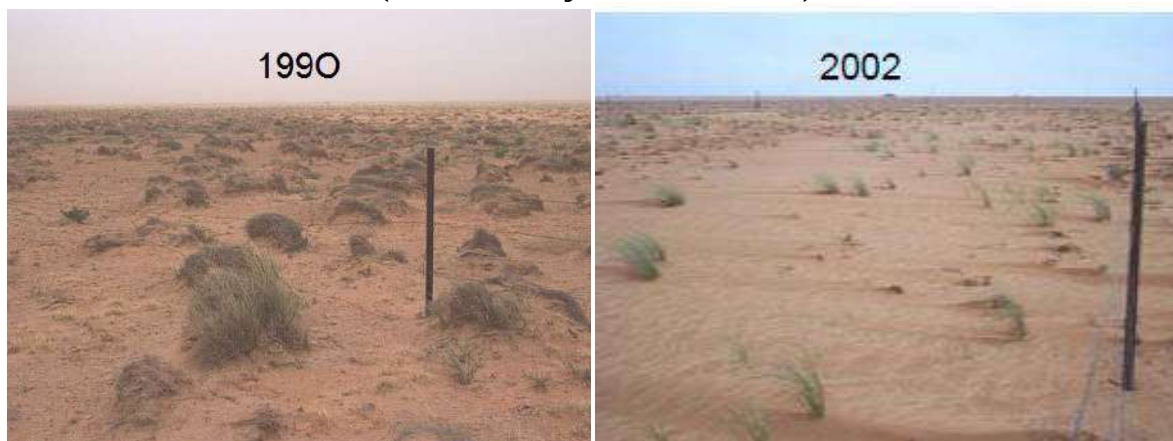


Figure 32 : Dégradation des steppes à alfa (région de Mechria)
(Source : Nedjraoui et *al.*, 2008)

Chapitre 8 : Hydrologie

1. La répartition de l'eau sur la planète terre :

L'eau (*aqua* en latin) ou « Or bleu » est indispensable à la vie.

L'eau recouvre 71 % de la surface de la Terre et l'ensemble des réserves d'eau de la terre s'appelle l'hydrosphère. Malgré cette abondance, seulement 1% sont disponible pour les besoins de l'humanité, car la majorité de l'eau est salée, ou non-potable.

L'eau sur Terre se répartit comme suit :

- ✓ 97 % salée (mers et océans avec volume d'environ: 1,3 milliards Km^3);
- ✓ 2,4 % douce et sous forme solide (glaciers, banquises et icebergs);
- ✓ 0,6 % douce et sous forme liquide (nappes souterraines, lacs et les cours d'eau).

Seulement la moitié de l'eau contenue dans les nappes souterraines est utilisable par l'homme soit : 4 000 000 Km^3 . en plus, l'eau douce n'est pas répartie de façon équitable sur terre (fig. 33) :

- ✓ 50 % se trouve en Amérique du Sud;
- ✓ 25 % en Asie ;
- ✓ 25 % le reste du monde.

Certains pays se retrouvent donc confrontés à des problèmes d'approvisionnement en eau douce et potable.

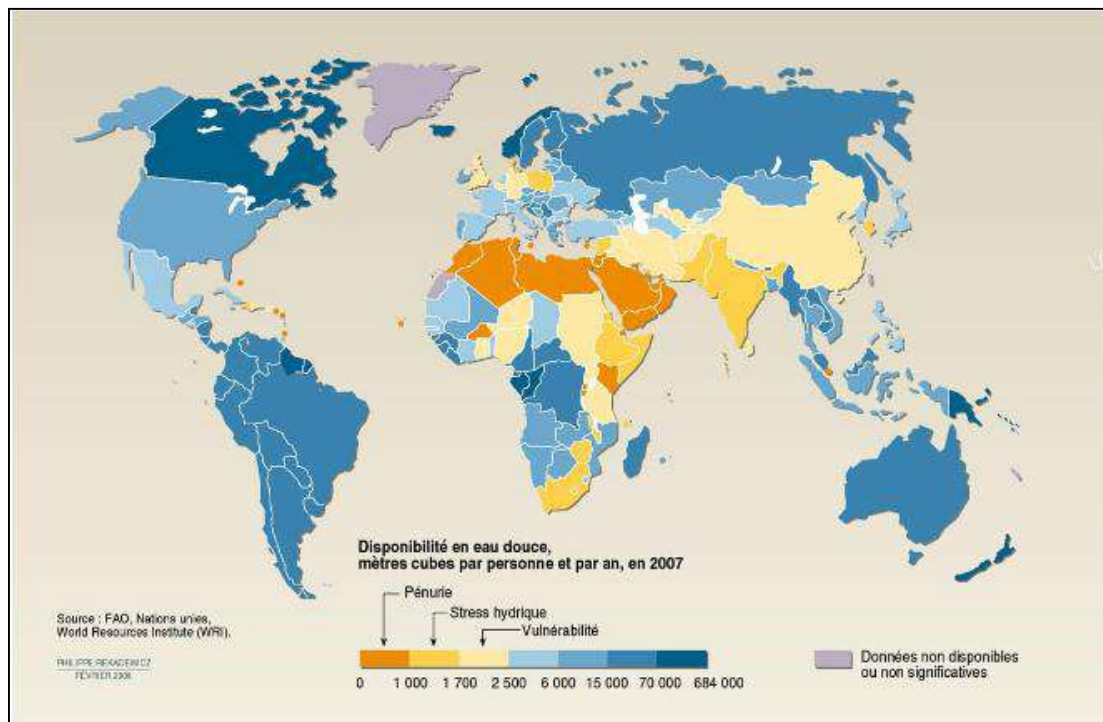


Figure 33 : Volume d'eau disponible/pays/personne et/année en m^3

(Source : <https://www.cieau.com/connaître-leau/les-ressources-en-france-et-dans-le-monde/ou-en-sont-les-ressources-en-eau-dans-le-monde/>)

2. Les états de l'eau :

L'eau existe sous trois états physiques :

Gazeux : c'est la vapeur présente dans l'atmosphère ;

Solide : sous forme de glace ;

Liquide : incolore, inodore et sans saveur.

2.1. L'effet de l'hydrosphère sur la lithosphère

L'eau est responsable de la formation d'une grande partie du relief de la lithosphère par le phénomène de l'érosion. L'eau est effectivement un important agent d'érosion puisqu'elle est continuellement en mouvement. En effet, le cycle de l'eau permet une forme de circulation perpétuelle de l'eau. Aussi, l'ensemble des courants, des marées et des vents qui se produisent sur Terre entraînent parfois d'importantes agitations de l'eau. En passant régulièrement sur les surfaces rocheuses de la lithosphère, les eaux agitées et en mouvement finissent par user et former le relief.

2.2. L'effet de l'hydrosphère sur l'atmosphère

Il existe de nombreuses interactions entre l'hydrosphère et l'atmosphère. Le Soleil joue un rôle crucial puisqu'il fait passer l'eau de l'état liquide à l'état gazeux. Ceci a plusieurs effets:

- ✓ L'eau réchauffée par le Soleil s'évapore dans l'atmosphère et, en se refroidissant, forme les nuages ;
- ✓ L'eau emmagasinée dans les nuages retombe sous forme de précipitations (pluie, neige, etc.) ;
- ✓ L'évaporation de l'eau des océans par le Soleil permet la régulation du niveau de l'eau à la surface de la Terre ;
- ✓ L'eau qui s'évapore dans le ciel est plus chaude que l'eau qui forme les nuages. Cette différence de température est à l'origine des vents et autres phénomènes météorologiques (tornades, ouragans, etc.) ;
- ✓ La chaleur emmagasinée dans l'eau qui s'évapore des océans se déplace dans l'atmosphère et vient tempérer les continents en contribuant à la régulation climatique.

3. Les différentes étapes du cycle de l'eau :

Le **cycle de l'eau** est un modèle qui représente le parcours entre les grands réservoirs d'eau, il traduit bien les **transformations de l'état physique de l'eau (Gazeux, Solide et Liquide)**.

On peut schématiser le phénomène continu du cycle de l'eau en 4 phases (fig. 34) :

- ✓ **1** -La chaleur du Soleil permet l'**évaporation** de l'eau des océans, mais aussi celle des cours d'eau et des plantes.
- ✓ **2** - La vapeur d'eau forme alors les nuages (**condensation**), poussés par les vents.
- ✓ **3** -Près des reliefs, des orages éclatent et l'eau va retourner au sol lors des **précipitations** (pluie, neige, grêle).
- ✓ **4** -Sous forme liquide, l'eau va soit s'**infiltrer** dans le sol jusqu'aux nappes phréatiques, soit **ruisseler** le long du relief pour former les cours d'eau qui iront finalement se jeter dans les océans... Et le cycle recommence.

Il est intéressant de noter que dans chacune des phases on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état. Il s'ensuit que l'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation appelée "hydrologique" qui est le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps.

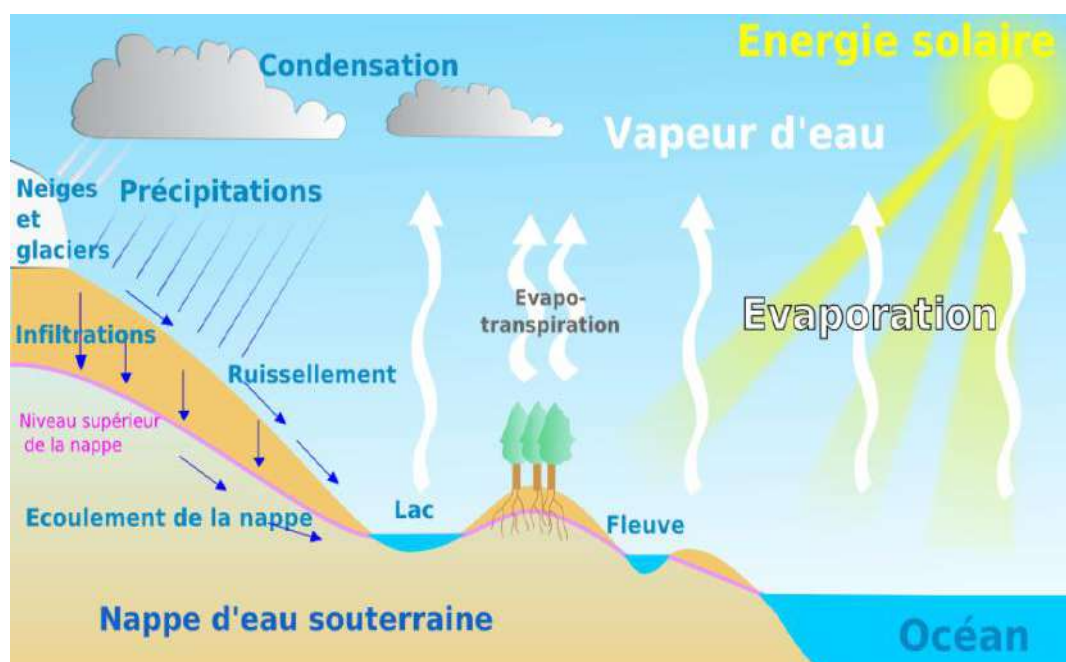


Figure 34 : Le cycle de l'eau
(Source : https://fr.wikipedia.org/wiki/Cycle_de_l'eau)

4. Ressources hydriques naturelles :

4.1. Eaux superficielles

Ou eaux de surface. Elles sont constituées par toutes les eaux circulantes ou stockées à la **surface des continents**. Elles qualifient toutes les eaux naturellement ouvertes sur l'atmosphère (fleuves, rivières, lacs, réservoirs, ruisseaux, lacs de barrage et les mers). Elles sont **renouvelables** grâce au **cycle de l'eau**.

Tableau 9 : Exemple d'eaux superficielles dans le monde

Cours d'eau	Longueur (Km)	Débit (m ³ /s)	Continent
Amazone	6 700	209 000	Amérique du Sud
Congo	4 700	41 800	Afrique
Nil	6 700	2 830	Afrique

Les ressources en eau de l'Algérie :

En Algérie, la quantité d'eau qui tombe sur l'ensemble du pays est de **100 Milliards m³** dont **64 Milliards m³** au Nord. Sachant que 9/10 de l'Algérie se situe sous un climat aride, 80 % de ces eaux sont perdues par évaporation (fig. 35). Il ne reste que **12 Milliards m³** qui vont s'infiltrer et ruisseler mais seulement une partie sera captée par les barrages (**1/3 mobilisé soit 4 Milliards m³**). Dans les régions sahariennes, **5,5 milliards** de m³ /an d'eau dont seulement **0,5 milliard** sont en **écoulements superficiels** et 5 milliards en ressources sont souterraines (fossiles) (Touazi et *al.*, 2011).

Le débit moyen est de **4 m³/s** :

- ✓ Débit de l'oued Soummam est de **4 à 10 m³/s** ;
- ✓ Débit de la source d'El Hama à Constantine est de **1000 l/s**.

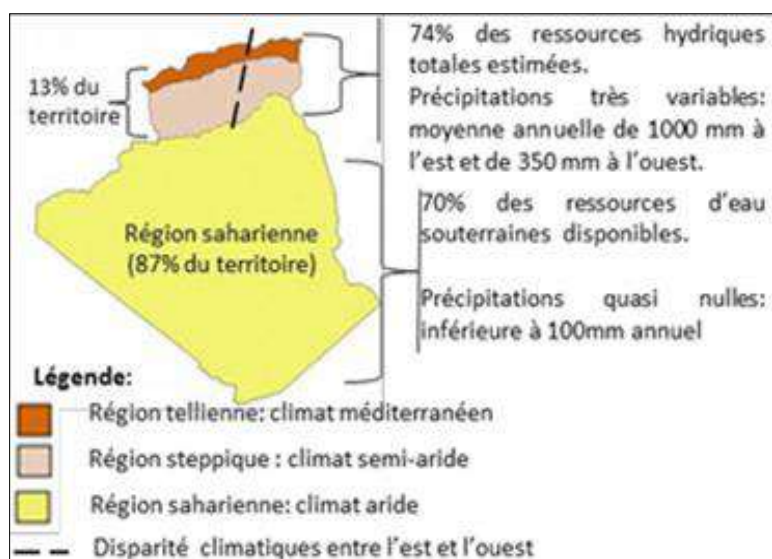


Figure 35 : Contraintes climatiques et géographique de l'Algérie
(Source : http://earthwise.bgs.ac.uk/index.php/Climate_of_Algeria)

Exemples de Barrage en Algérie : disparité climatique entre l'est et l'ouest

- Barrage de Béni Haroun sur l'oued Kebir (W. Mila), capacité : **900 millions de m³** ;
- Barrage de Koudiet Asserdoun sur l'oued Isser (W. Bouira), capacité : **640 millions de m³** ;
- Barrage de Gargar sur l'oued Rhiau (w. Relizane), capacité : **450 millions de m³**.

4.2. Eaux souterraines

Qualifient toutes les eaux se trouvant **sous la surface du sol** et qui sont des eaux **fossiles non renouvelables**, en contact direct avec le sol ou le sous-sol. Le tableau 9 donne le renouvellement de l'eau dans les grands réservoirs du monde.

Tableau 10 : Renouvellement de l'eau dans les grands réservoirs (D'après Margat, 2008)

Grand aquifère	Taux annuel de renouvellement	Durée de renouvellement (ans)
Grand bassin artésien Australie	$5. 10^{-5}$	20 000
Continental Intercalaire (Sahara)	$1,4. 10^{-5}$	70 000
Sables verts albiens (Bassin de Paris)	$5. 10^{-5}$	20 000
Bassin de Maranhão (Brésil)	$13. 10^{-4}$	800

En Algérie, il existe plusieurs types d'eau souterraine (des nappes) (ONS, 2013) :

Au **Nord** du pays, les ressources en eau souterraine contenues dans **les nappes** sont estimées à près de **2 Milliards de m³ /an**. Tableau 10 donne quelques potentialités des nappes aquifères du Nord de l'Algérie.

Le Sud se caractérise par l'existence de ressources considérables en eau souterraine comme :

- **Les nappes phréatiques** : dont le niveau est souvent proche de la surface;
- **Les nappes du Complexe Terminal**;
- **Les nappes du Complexe Intercalaires** ou nappe de l'**Albien** avec une superficie de 900 000 km², contient plus de **50 000 milliards m³**d'eau douce (fig.36).

Tableau 11 : Potentialité des nappes aquifères du Nord de l'Algérie (d'après ONS, 2013)

Unité hydrogéologique	Superficie (km ²)	Ressources renouvelables utilisables (Hm ³ /an) année moyenne
Nappe de la Mitidja	1492	307,2
Chott Hodna	7127	256,4
Plaine de Sidi Bel Abbes	1211	133



Figure 36 : Zone aquifère du Sahara septentrional

(Source : <http://agrovert.canalblog.com/archives/2013/09/22/28064710.html>)

Cependant, des recherches sur les 37 plus grands aquifères de la planète, ont mis en évidence que 21 d'entre eux ont largement dépassé ce qu'ils appellent des "points de basculement de durabilité" et sont en voie d'épuisement, au point dans certains cas de menacer la sécurité régionale en raison de l'épuisement des ressources hydriques et de l'insuffisance de recharge naturelle des nappes souterraines faute de pluies (fig.37). Les eaux souterraines les plus exploitées se trouvent dans les régions les plus arides, à commencer par la Péninsule arabique, le bassin de l'Indus (nord-ouest de l'Inde et Pakistan) et le vaste système aquifère de Murzuq (partagé par plusieurs pays d'Afrique du Nord et du Sahel).

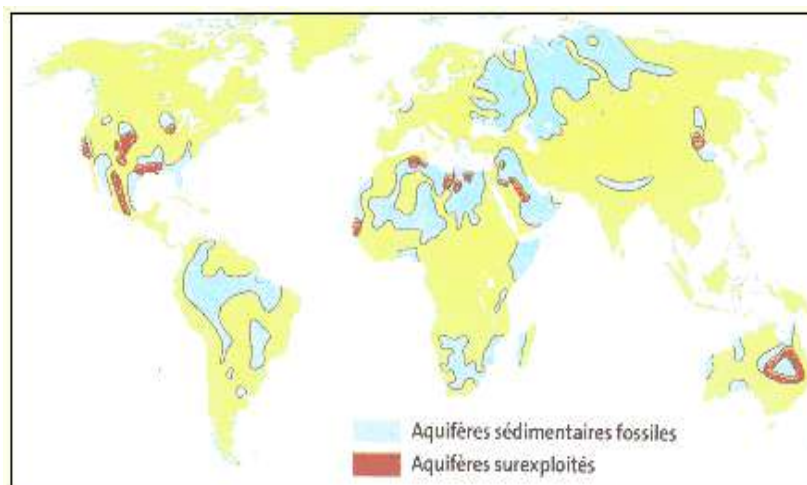


Figure 37 : Grands aquifères mondiaux et leur surexploitation

(Source : <https://www.u-picardie.fr/beauchamp/cours.qge/du-7.htm>)

4.3. Ressources non conventionnelles

Afin d'augmenter le taux d'accès à l'eau potable dans les pays, les gouvernements ont fait recours aux ressources en eau non conventionnelles. La mobilisation de ces dernières repose sur trois techniques (ONS, 2013) :

1. Dessalement de l'eau de mer ;
2. Déminéralisation des eaux saumâtres (souterraines et superficielles) ;
3. Réutilisation des eaux usées épurées.

5. Problèmes hydrologiques spécifiques aux forêts :

La végétation forestière, comparée avec une végétation basse et à un sol nu, présente une potentialité d'utilisation des réserves en eau du sol plus élevée (la **tranche de sol** colonisée par les **racines** peut être **plus épaisse**). La forêt intervient donc sur l'eau disponible. Cette potentialité devient effective sous trois (03) conditions :

- ✓ **Condition édaphique** : les formations superficielles doivent être suffisamment épaisses pour que la forêt puisse coloniser une tranche de sol plus grande (fig. 38);
- ✓ **Première condition climatique** : le climat doit présenter des périodes de déficit hydrique, rendant nécessaire une alimentation plus importante à partir de la réserve en eau du sol ;
- ✓ **Deuxième condition climatique** : il faut que le climat présente des périodes de pluies suffisantes pour permettre à ces réserves de se reconstituer.

Le rôle de l'enracinement forestier sur le **bilan d'écoulement annuel** est d'autant plus important que les **contrastes pluviométriques saisonniers sont plus marqués**, les conditions **climatiques favorables** et les **sols plus profonds**. Le climat méditerranéen présente à cet égard des conditions particulièrement propices.

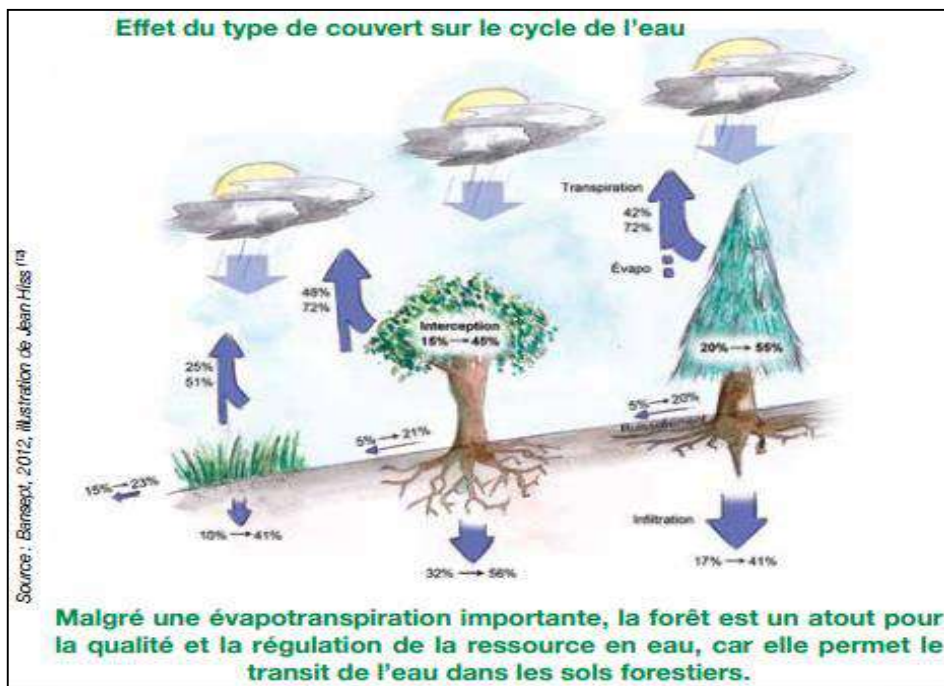


Figure 38 : Effet du type de couvert sur le cycle de l'eau
(Source : https://pefcaura.com/sites/default/files/prgm-accompagnement/Guide_Eau_Forestiere_2014_we-1.pdf)

La déforestation a de nombreuses conséquences sur :

1 - La biodiversité

2 - Le climat : De grandes quantités d'eau s'évaporent des arbres, se condensent en nuages et retombent en pluie. D'autre part, les arbres emmagasinent la chaleur et la lumière du soleil. En abattant des arbres, on limite l'énergie renvoyée vers l'atmosphère (fig. 39).

3 - Le carbone : Les arbres abattus sont souvent brûlés, libèrent le carbone stocké dans leur tronc entraînant des modifications au niveau du climat mondial et accentue l'effet de serre.



Figure 39 : Coupe rase dans une forêt de conifère

(Source : <https://fr.depositphotos.com/120956566/stock-photo-newly-cut-tree-trunks-in.html>)

4 - L'érosion des sols : La destruction du tapis végétal et surtout des racines entraîne l'érosion des sols. Des hectares de terre sont ainsi détériorés. **L'eau ruisselle et ne s'infiltre plus pour alimenter les nappes phréatiques.**

Les sols recouverts de forêt absorbent et filtrent **10 fois plus** d'eau que les pâturages.

5 - La pollution de l'eau : Le ruissellement sur des terres non protégées par la végétation, entraîne la présence d'une grande quantité de particules en suspension dans l'eau.

En l'Algérie, l'envasement (l'une des conséquences de l'érosion hydrique) représente 500 millions de m³, soit plus de 10% de la capacité totale des barrages en exploitation. Sur 35 bassins versants de barrages étudiés, 8 sont érodables sur près de 40 % de leur superficie (fig. 40). 17 barrages auront perdu 1/2 de leur capacité d'ici l'an 2050 (MRE, 2010).



Figure 40 : Erosion des bassins versants = Envasement des barrages
(Source : Remini et al., 2009)

Le taux d'envasement a augmenté au début des années **2000**, cela est dû surtout à la sécheresse qui a sévit notre pays durant les années 90, suivi des années humides. Les **années 90** ont été caractérisées par **une faible couverture végétale** et des sols disséqués et ameublis. La figure 41 montre la quantité de sédiments charriés par les pluies torrentielles lors de la catastrophe de Bab el oued.

Selon Remini et *al.* (2009), le taux d'envasement des barrages a considérablement augmenté en 2005 par rapport à 1986 (tab. 11). La teneur en sédiments a dépassé la valeur de 200 g/l dans certains Oueds.

Tableau 12 : Exemple du taux d'envasement des barrages

Barrage	Taux d'envasement annuel en 1986	Taux d'envasement annuel en 2005
Djorf Torba (Béchar)	1,3	2,6
Ksob (Msila)	0,3	0,6



**Figure 41 : Catastrophe de Bab el oued le 10 novembre 2001
(Source : Remini.et al., 2009)**

6. Problèmes hydrologiques spécifiques aux steppes :

Dans les milieux semi-arides de l'Afrique du Nord, les terres agricoles et sylvo-pastorales ont connu des mutations profondes, au moins depuis le début du XX^{ème} siècle, à travers une surexploitation des ressources naturelles qui a abouti à une crise érosive très sévère qui s'est traduite par une multiplication des formes d'érosion hydrique et éolienne. L'irrigation incontrôlée et le manque d'entretien des réseaux de drainage ont provoqué la remontée de la nappe phréatique ainsi que l'accroissement et l'extension de la salinité.

En plus, le gaspillage des ressources nouvelles d'approvisionnement en eau dans de nombreux cas résulte du caractère irrationnel de son emploi. Ainsi on estime que, dans de nombreux périmètres d'irrigation, plus de la moitié de l'eau est perdu avant d'arriver aux plantes. Cette eau se perd par évaporation dans les réservoirs et par infiltration au cours du transport provoquant, dans certaines conditions pédologiques et géomorphologiques, une montée de la nappe phréatique et une imbibation du sous-sol qui gagne les racines des plantes et amène leur pourrissement (phénomène du *water-logging*).

En Algérie, plus de 95% des sols des régions arides et semi-arides sont soit **calcaires, gypseux ou salsodiques**. Du fait des hautes températures qui sévissent pendant une longue période de l'année, les précipitations subissent après leur infiltration, une forte évaporation entraînant la remontée vers la surface du sol, des particules dissoutes qui se concentrent en croûtes et stérilisent le sol (**salinisation** : fig. 42). Au cours des récentes décennies, l'équilibre des écosystèmes naturels a été fortement perturbé au sous l'effet de :

- ✓ L'accroissement démographique et sédentarisation d'une partie croissante de la population, (extension rapide de l'agriculture au détriment des meilleures zones pastorales dont la végétation naturelle est détruite par des moyens mécaniques);
- ✓ L'évolution des techniques de production;
- ✓ La destruction aggravée par l'accroissement de la pression animale sur les surfaces pastorales et par le prélèvement des produits ligneux destinés à la satisfaction des besoins en combustibles.



Figure 42 : Salinisation des sols

(Source : <https://www.salineagricultureworldwide.com/agriculture-en-sol-salin>)

7. Problèmes hydrologiques spécifiques au Sahara :

Dans le désert, les effets de l'arrivée de l'eau sur le sol, qui inaugure le cycle hydrologique 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, une autre partie s'évapore, et une autre s'infiltré et vient grossir les réserves d'eau souterraines. La présence d'eaux stagnantes est favorisée par les structures tectoniques. Il s'agit de plans d'eau élémentaires (flaques, mares), d'épandages inondables (*sebkhas*) et de véritables lacs, salés ou non. Une dégradation générale des réseaux hydrographiques caractérise la plupart des déserts mondiaux : diminution de surface des « bassins ruisselants », réduction du nombre des drains actifs et dégradation des conditions hydrologiques.

En Algérie, les parcours présahariens et sahariens produisent moins et ne répondent qu'à la moitié de la demande (50 %). Le système **oasien** très convenable à l'aridité et à la géomorphologie de la région est menacé par:

- ✓ **La salinisation** : Les terres des oasis sont exposées au phénomène de salinisation dû aux eaux d'arrosage fréquemment situées au niveau des cuvettes (problème de drainage) et au manque d'entretien;
- ✓ **Les eaux usées (remontée des eaux)** : La hausse de la quantité des eaux usées provenant des zones urbaines avoisinantes menace le rendement des palmeraies (fig. 43);

- ✓ **Pompage excessif** : « Les foggaras, système d'irrigation original, ancestral, et patrimoine unique, sont menacées par le pompage excessif des grands exploitants et le manque d'entretien. L'agriculture traditionnelle sous les palmeraies qui en dépend risque également de disparaître » ;
- ✓ **Effondrement des sols** : cas du forage OKN32 réalisé en 1978 à Haoud Berkaoui et OKN32 bis réalisé en 1981 menacent de polluer les eaux de l'oasis d'Ouargla située à 30 km (fig. 44).



Figure 43 : Remontée des eaux

(Source : <https://www.erudit.org/fr/revues/rseau/2014-v27-n2-rseau01447/1025565ar.pdf>)



Figure 44 : Effondrement des sols au Sahara algérien

(Source : https://www.vitamedz.com/42-ans-apres-la-catastrophe-okn/Articles_17982_6745663_0_1.html)

Chapitre 9 : Les bilans hydriques

1. Définition du bilan hydrique :

Le cycle de l'eau peut être analysé schématiquement selon les trois éléments :

- ✓ Les précipitations ;
- ✓ Le ruissellement ou écoulement de surface et l'écoulement souterrain ;
- ✓ L'évaporation.

Dans chacune des phases on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état.

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut donc se faire à l'aide d'une équation de bilan appelée " **bilan hydrologique** " qui représente le bilan des quantités **d'eau entrant et sortant** d'un système défini dans l'espace (entité naturelle en générale) et dans le temps, à savoir que " l'année hydrologique " correspond à la période d'une année très souvent différente de l'année civile.

L'**équation du bilan hydrique** se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer pour une période et un espace donnés. Si l'on considère que la variation de stock est nulle d'une année à une autre, la différence entre les débits entrants (les précipitations) et sortants correspond au déficit d'écoulement. Ce déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation. Il peut être estimé à l'aide de mesures (pluies et débits) ou de méthodes de calcul (formules).

2. L'évapotranspiration :

L'évapotranspiration (ET) concerne l'ensemble des processus renvoyant dans l'atmosphère sous forme gazeuse une partie des précipitations. Ce phénomène combine les pertes en eau par :

- ✓ Evaporation directe d'eau liquide (eau libre ou eau du sol dans les 15 premiers cm environ) ;
- ✓ Transpiration de la biomasse.

L'évapotranspiration s'exprime en mm d'eau à condition qu'il y ait assez d'eau à évapotranspirer et une énergie suffisante. 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 m² = 1 kg).

L'intensité de l'évapotranspiration dépend (Lebourgeois, 2010) (fig. 45) :

1. **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. Ces apports énergétiques proviennent essentiellement du **bilan radiatif** et plus particulièrement du rayonnement net ;

2. **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 : résistance de l'air (r_a) qui dépend de la vitesse du vent, de la hauteur de la végétation et de la rugosité de la surface supérieure du couvert ; résistance de l'espace poreux végétal (r_p) qui dépend de la densité et de la structure du couvert végétal et de la vitesse du vent ; résistance de la couche superficielle du sol (r_o) qui, quand il est

desséché, freine l'évaporation du sol (croûte = mulch) ; résistance des stomates (r_s) 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 différentes types de l'évapotranspiration.

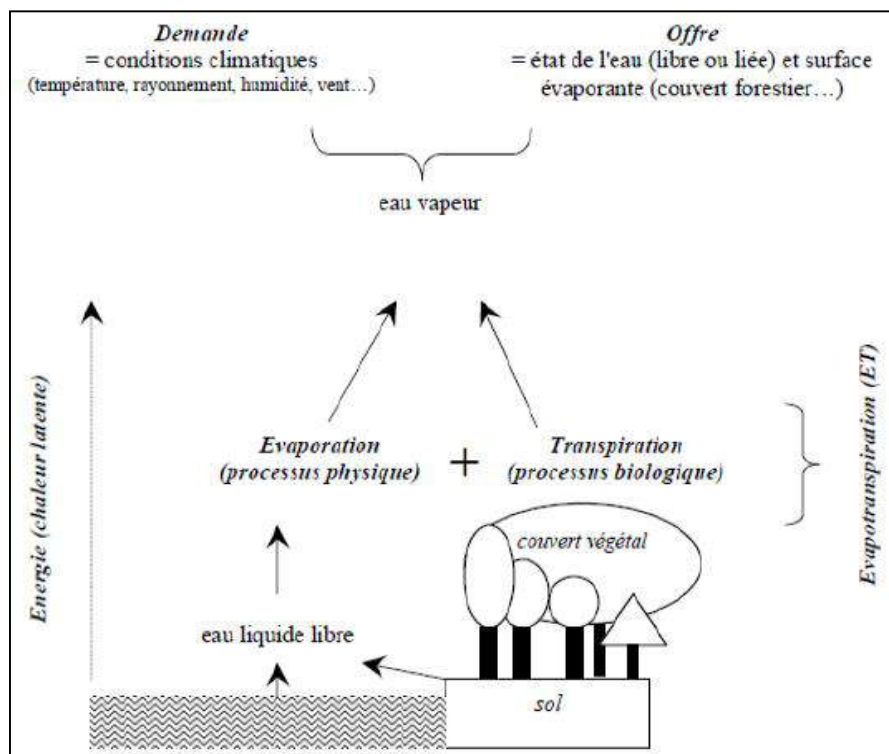


Figure 45 : Facteurs intervenant dans l'évapotranspiration (Lebourgeois, 2010)

3. Les types de l'évapotranspiration :

3.1. L'évapotranspiration potentielle (ETP)

Se produit dans le cas où la quantité d'eau évaporable **n'était pas limitée**. Elle n'est conditionnée que par l'éloignement de la saturation dans lequel se trouve l'air, (conditions climatiques ambiantes). L'ETP, qui parfois appelée **évapotranspiration maximale (ETM)**, ou **demande climatique** évolue au cours de la saison et est généralement croissante. Dans un tel cas, la demande est inférieure à l'offre.

Un sol nu, mouillé en surface par une pluie évapore à l'ETP.

Pour un couvert végétal, cette situation correspond à une ouverture totale des stomates et à une absence de régulation des échanges et des pertes en eau (alimentation en eau optimale).

Il faut cependant noter que, dans la réalité, **l'ETM n'atteint jamais l'ETP** car, même si les stomates sont largement ouverts, le couvert végétal offre de par sa structure une certaine résistance au transfert de la vapeur d'eau. Le seul cas où l'on a **ETP=ETM** est celui d'un **gazon bien alimenté en eau** pour lequel on estime que la structure ne joue pas un rôle majeur dans le transfert de la vapeur d'eau.

3.2. L'évapotranspiration réelle (ETR)

Elle correspond aux conditions naturelles. Pour un couvert végétal, c'est la quantité d'eau **réellement transpirée** et prend en compte la disponibilité **réelle en eau** (fig. 46).

Elle est fixée par :

- ✓ Les conditions climatiques et en particulier du bilan radiatif et du vent ;
- ✓ La disponibilité de l'eau à la surface et de la résistance au transfert de l'eau dans le complexe sol – végétation – atmosphère (résistance stomatique...) ;
- ✓ Des caractéristiques de la surface évaporante (surface des houppiers, disposition des feuilles...).

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

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, $ETM < ETP$** ;

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

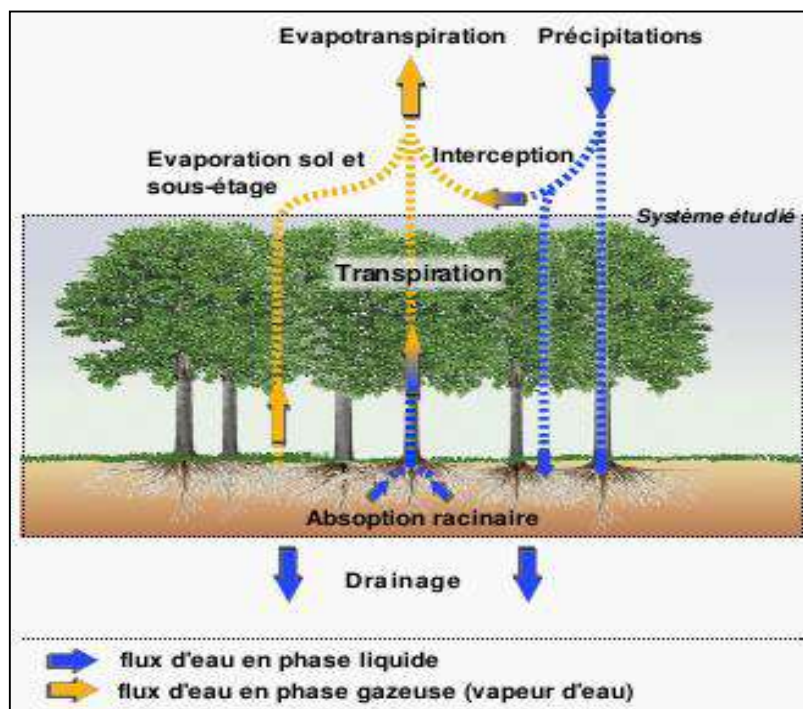


Figure 46 : Evapotranspiration réelle (ETR) (Lebourgeois, 2010)

4. Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration :

Différents types d'appareils ont été conçus mais avec leurs défauts et leurs qualités. Les plus utilisés sont :

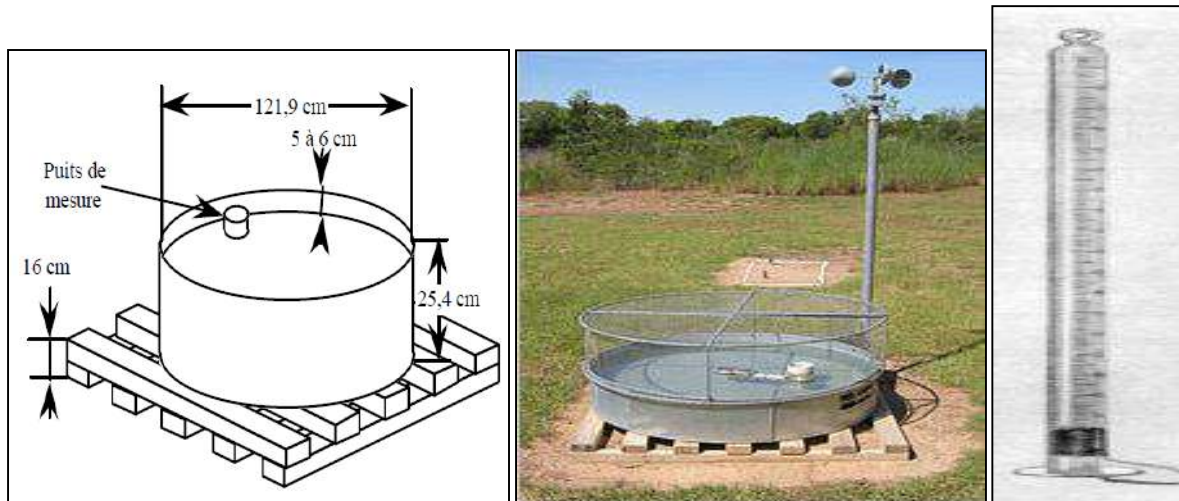
4.1. Les bacs

- ✓ Bac classe A (deux exemples, fig. 47 A et B);
- ✓ Bac Colorado et Bac ORSTOM;
- ✓ Bac CGI 30.

4.2. L'évaporomètre Piche

L'évaporomètre Piche est constitué par un tube cylindrique en verre de 25 cm de long et 1,5 cm de diamètre. Ce tube gradué est fermé à sa partie supérieure, tandis que son ouverture

inférieure est obturée par une feuille circulaire de papier filtre normalisé de 30 mm de diamètre, maintenue par une pince. Le tube peut être suspendu par le haut du tube grâce à un orifice (fig. 47 C). L'appareil doit être rempli d'eau distillée, celle-ci est évaporée progressivement par la feuille de papier filtre; la diminution du niveau de l'eau dans le tube permet de calculer le taux d'évaporation (en mm par 24 heures par exemple).



A : Weather Bureau, U.S.A.;

B : avec cage de protection C : Evaporomètre Piche

Figure 47 : Appareils de mesure de l'évapotranspiration
(Source : <https://fr.wikipedia.org/wiki/%C3%89vapotranspiration>)

4.3. Les cases lysimétriques

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 :

$$DS = (P + I) - (D + R + ETP) \quad (14)$$

Avec :

DS = Variation du stock d'eau dans le sol;

P = Pluie;

I = Irrigation;

D = Drainage;

R = Ruissellement.

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

$$DS = P + I - ETR \quad (15)$$

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 (fig. 48).

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.

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), reflectomètre dans le domaine temporel (sonde TDR)...

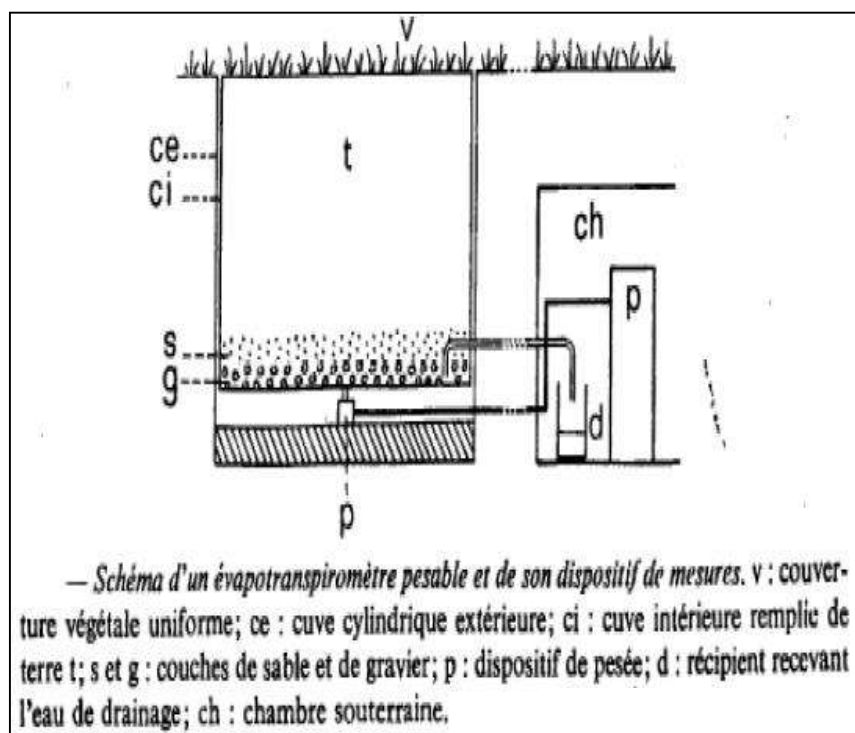


Figure 48 : Case lysimétrique (Lemée, 1978)

5. Estimation de l'évapotranspiration :

L'estimation de l'évapotranspiration est réalisée par des formules. Ces formules ont été établies soit :

1. A partir des ajustements statistiques de mesures directes (Blaney et Criddle, Thornthwaite, Turc...);
2. Sur une analyse physique des phénomènes d'évapotranspiration (Penman).

5.1. Formule de Blaney et Criddle (1950) :

Développée pour les zones arides ou semi-arides de l'Ouest des Etats-Unis. Elle fournit le même type d'information que la formule de Thornthwaite avec les mêmes avantages et inconvénients :

- ✓ Dans des conditions extrêmes (vent, sécheresse, fort ensoleillement), l'ETP sous-estimée de 60%;

✓ Par temps calme, humide et nuageux, l'ETP surestimée de 40%.

$$\text{ETP} = p(0,46 T + 8,13) \quad (16)$$

Avec :

ETP = Evapotranspiration (mm/jour) ;

T = Température moyenne journalière (C) ;

p = % journalier d'heures diurnes/nombre d'heures diurnes annuelles (fonction de la latitude).

5.2. Formule de Thornthwaite :

Climatologue et botaniste, Thornthwaite (1948) a été le premier à introduire les notions d'ETP et d'ETR. Sa formule s'appuie sur des données facilement accessibles. L'évapotranspiration potentielle climatique (**ETP en mm/mois**) est obtenue par la formule :

$$\text{ETP} = 16 \times \left[\frac{10T}{I} \right]^a \times F \quad (17)$$

Avec :

T = Température moyenne mensuelle en °C;

I = Indice thermique annuel qui est la somme des 12 indices mensuels :

$$I = \sum_{j=\text{janvier}}^{\text{décembre}} I_j \quad (18)$$

$$\Rightarrow I = \left(\frac{T_j}{5} \right)^{1,514} \quad (19)$$

a = Fonction complexe de l'indice I.

$$a = 6,75 \cdot 10^{-8} I^3 - 7,71 \cdot 10^{-5} I^2 + 1,79 \cdot 10^{-2} I + 0,49 \quad (20)$$

Serra L (1954), a proposé de simplifier a :

$$a = 0,016 I + 0,5 \quad (21)$$

F = correctif fonction de la durée théorique de l'insolation varie avec la latitude et la saison (fig. 49).

Lat. N.	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
0	1.04	.94	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04	1.04	1.01	1.04	1.01	1.04
5	1.02	.93	1.03	1.02	1.06	1.03	1.06	1.05	1.01	1.03	.99	1.02
10	1.00	.91	1.03	1.03	1.08	1.06	1.08	1.07	1.02	1.02	.98	.99
15	.97	.91	1.03	1.04	1.11	1.08	1.12	1.08	1.02	1.01	.95	.97
20	.95	.90	1.03	1.05	1.13	1.11	1.14	1.11	1.02	1.00	.93	.94
25	.93	.89	1.03	1.06	1.15	1.14	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
26	.92	.88	1.03	1.06	1.15	1.15	1.17	1.12	1.02	.99	.91	.91
27	.92	.88	1.03	1.07	1.16	1.15	1.18	1.13	1.02	.99	.90	.90
28	.91	.88	1.03	1.07	1.16	1.16	1.18	1.13	1.02	.98	.90	.90
29	.91	.87	1.03	1.07	1.17	1.16	1.19	1.13	1.03	.98	.90	.89
30	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.17	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
31	.90	.87	1.03	1.08	1.18	1.18	1.20	1.14	1.03	.98	.89	.88
32	.89	.86	1.03	1.08	1.19	1.19	1.21	1.15	1.03	.98	.88	.87
33	.88	.86	1.03	1.09	1.19	1.20	1.22	1.15	1.03	.97	.88	.86
34	.88	.85	1.03	1.09	1.20	1.20	1.22	1.16	1.03	.97	.87	.86
35	.87	.85	1.03	1.09	1.21	1.21	1.23	1.16	1.03	.97	.86	.85
36	.87	.85	1.03	1.10	1.21	1.22	1.24	1.16	1.03	.97	.86	.84
37	.86	.84	1.03	1.10	1.22	1.23	1.25	1.17	1.03	.97	.85	.83
38	.85	.84	1.03	1.10	1.23	1.24	1.25	1.17	1.04	.96	.84	.83
39	.85	.84	1.03	1.11	1.23	1.24	1.26	1.18	1.04	.96	.84	.82
40	.84	.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	.96	.83	.81
41	.83	.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	.96	.82	.80
42	.82	.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	.95	.82	.79
43	.81	.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	.95	.81	.77
44	.81	.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	.95	.80	.76
45	.80	.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	.94	.79	.75
46	.78	.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	.94	.79	.74
47	.77	.80	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	.93	.78	.73
48	.76	.80	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	.93	.77	.72
49	.75	.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	.93	.76	.71
50	.74	.78	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.05	.92	.76	.70
Lat. S.												
5	1.06	.95	1.04	1.00	1.03	.99	1.02	1.03	1.00	1.05	1.03	1.06
10	1.08	.97	1.05	.99	1.01	.96	1.00	1.01	1.00	1.06	1.05	1.10
15	1.12	.98	1.05	.98	.98	.94	.97	1.00	1.00	1.07	1.07	1.12
20	1.14	1.00	1.05	.97	.96	.91	.95	1.00	1.00	1.08	1.09	1.15
25	1.17	1.01	1.05	.96	.94	.88	.93	.98	1.00	1.10	1.11	1.18
30	1.20	1.03	1.06	.95	.92	.85	.90	.96	1.00	1.12	1.14	1.21
35	1.23	1.04	1.06	.94	.89	.82	.87	.94	1.00	1.13	1.17	1.25
40	1.27	1.06	1.07	.93	.86	.78	.84	.92	1.00	1.15	1.20	1.29
42	1.28	1.07	1.07	.92	.85	.76	.82	.92	1.00	1.16	1.22	1.31
44	1.30	1.08	1.07	.92	.83	.74	.81	.91	.99	1.17	1.23	1.33
46	1.32	1.10	1.07	.91	.82	.72	.79	.90	.99	1.17	1.25	1.35
48	1.34	1.11	1.08	.90	.80	.70	.76	.89	.99	1.18	1.27	1.37
50	1.37	1.12	1.08	.89	.77	.67	.74	.88	.99	1.19	1.29	1.41

Figure 49 : Abaque de calcul de F (correctif fonction) d'après Thornthwaite (1948)

La formule de Thornthwaite convient aux régions humides et subhumides de la région tempérée. Elle donne des résultats sous-estimés en zone aride et semi-aride et surestimés en zones tropicales ou équatoriales par rapport aux mesures effectuées par le lysimètre.

Thornthwaite définit un bilan hydrique par la formule :

$$BH = P_m - ETP_m \quad (22)$$

Où :

P_m représente la pluviosité moyenne mensuelle.

- ✓ Lorsque le bilan est **excédentaire** (S_m), on a un mois **humide** ;
- ✓ Lorsque le bilan est **déficitaire** (D_m), on a un mois **sec**.

On peut caractériser chaque mois par un indice d'aridité ou d'humidité selon le déficit ou le surplus :

$$\text{Indice d'aridité mensuel : } I_{am} = (D_m / ETP) \times 100 \quad (23)$$

$$\text{Indice d'humidité mensuel : } I_{hm} = (S_m / ETP) \times 100 \quad (24)$$

On établit un indice du bilan hydrique :

$$I_h = (S - 0,6D/ETP) \times 100 \quad (25)$$

I_h est une valeur que *Thorntwaite* utilise pour caractériser les climats du monde.

Certains auteurs pensent que I_h ne rend pas compte de l'atténuation de l'ETP au niveau de la mer ou en milieu continental.

5.3. Formule de Turc (1955, 1961)

Utilisée à l'échelle mensuelle ou décadaire et rend compte du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant en régions subhumides. La formule prend deux (02) formes selon l'humidité relative moyenne.

Pour une humidité relative > 50% (H_r), on a :

$$ETP \text{ (mm/mois)} = 0,40 \times (R_g + 50) \times \left(\frac{T}{T+15} \right) \quad (26)$$

Où :

T = température moyenne mensuelle de l'air sous abri ;

R_g = Rayonnement global en cal./cm²/jour.

$$R_g = R_{g_a} \times \left(0,18 + 0,62 \left(\frac{h}{H} \right) \right) \quad (27)$$

Où :

R_{g_a} = radiation théorique maximale au lieu considéré;

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

H = durée d'insolation théorique (en 1/10 d'heure).

R_{g_a} et H dépendent de la latitude et de la saison. Ils sont donnés par des tables.

Le rapport h/H est appelé la fraction d'insolation.

Si $H_r < 50\%$, on multiplie par un terme correctif $(1+(50-H_r)/70)$

$$ETP = 0,40 \cdot \frac{T}{T+15} \cdot (I_g + 50) \cdot \left(1 + \frac{50-H_r}{70} \right) \quad (28)$$

5.4. Formule de Penman (1948, 1956) :

Formule complexe nécessitant la prise en compte de nombreux paramètres à un pas de temps court (journalier). Elle fournit les valeurs les plus proches de la réalité mais peu accessible.

$$ETP \text{ (en mm/jour)} = \frac{\Delta R_n + \gamma L E_a}{(\Delta + \gamma) \times L} \quad (29)$$

$$R_n = I_{ga} (1 - a) \left(0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right) - \sigma T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) \left(0,10 + 0,90 \left(\frac{h}{H} \right) \right) \quad (30)$$

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

Où :

I_{ga} = rayonnement global en l'absence d'atmosphère (cal cm⁻²);

a = albedo;

h/H = fraction d'insolation = rapport de la durée réelle d'insolation et de la durée théorique (en heure et 1/10);

σ = constante de Stefan-Boltzman = 5.6698 10⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴;

T = température de l'air en degré Kelvin;

e = tension de vapeur d'eau.

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

E_a = pouvoir évaporant de l'air :

$$E_a = 0,26(ew - e)f(v) \quad (31)$$

Où :

ew = tension de vapeur saturante à la température de l'air;

e = tension de vapeur d'eau;

ew-e = déficit de saturation de l'air;

f (v) = fonction de la vitesse du vent.

L = chaleur latente de vaporisation de l'eau (2.56 10⁶ J kg⁻¹);

γ = constante psychrométrique de Bowen = 0.665 mb °C.

6. Discussions :

L'évapotranspiration, composante essentielle du bilan hydrologique, permet de comprendre les mécanismes régissant les relations eaux de surface /eaux souterraines. L'élaboration de certaines formules procède d'une démarche scientifique, mais elle intègre aussi une certaine part d'empirisme. Elle fournit des d'informations avec des avantages et des inconvénients :

1 - Formule de Blaney et Criddle : ETP sous-estimée (vent, sécheresse, fort ensoleillement) et surestimée (temps calme, humide et nuageux) ;

2 - Formule de Thornthwaite : Résultats sous-estimés en zone aride et semi-aride et surestimés en zones tropicales ou équatoriales ;

3 - Formule de Turc : Rend compte du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant en régions subhumides ;

4 - Formule de Penman : Formule complexe, fournit les valeurs les plus proches de la réalité mais peu accessible.

La figure 47 donne les résultats obtenus par l'application des différentes approches d'estimation de l'ETP, à l'échelle mensuelle de la station de Blida. La comparaison des différentes méthodes d'estimation de l'évapotranspiration (Blaney et Criddle Thornthwaite Turc et Penman) par rapport à l'ETP mesurée permet de mettre en évidence l'efficacité de la méthode de Penman : L'ETP calculée conduit à une bonne estimation de cette composante climatique, avec un écart plus faible surtout pour les mois de mars, avril, mai et juin.

D'autre part, la méthode de Turc surestime l'évapotranspiration par contre Thornthwaite, Blaney et Criddle sous-estime considérablement l'ETP tout au long de la période d'étude.

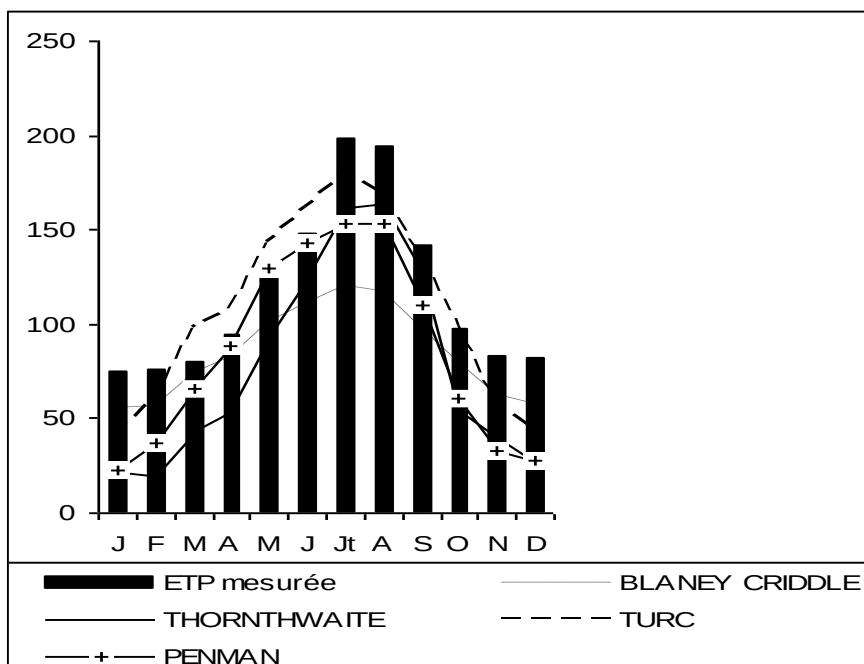


Figure 50 : Evapotranspiration à la station de Blida
(Source : Halimi, 1980)

Chapitre 10 : Méthodes de caractérisation du climat méditerranéen

1. Définition de la nature de région climatique :

Pour Emberger (1955), la région climatique présente **une grande** étendue possédant **les mêmes traits généraux** déterminés par un climat **uniforme** dans **ses caractères essentiels**.

La **région méditerranéenne** est une **phytorégion**, définie par Armen Takhtajandans son ouvrage « Les régions floristiques du monde », en 1986 :

- ✓ Elle englobe les aires littorales du bassin méditerranéen ;
- ✓ Elle appartient au royaume **holarctique** ou boréal.

L'holarctique : est un terme utilisé en biogéographie regroupant les régions **néarctique** et **paléarctiques**, à savoir :

- ✓ L'Amérique du Nord;
- ✓ L'Afrique au nord et;
- ✓ L'Eurasie au nord de l'Himalaya.

Il s'agit des régions terrestres au nord du tropique du Cancer (fig. 51).

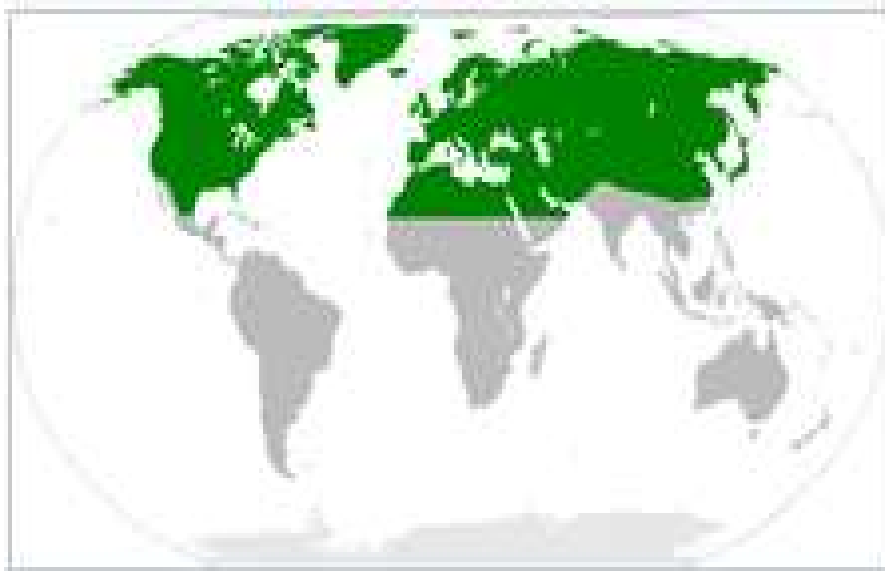


Figure51 : Carte de la zone holarctique
(Source : <https://fr.wikipedia.org/wiki/Holarctique>)

2. Les caractères de la région méditerranéenne :

Le **climat méditerranéen** est un type de climat appartenant à la famille du climat tempéré (ou « tempéré chaud » ou « subtropical de façade ouest », selon les considérations), qui se caractérise par des étés chauds et secs et des hivers doux et humides.

La position intermédiaire des régions à climat méditerranéen entre les **dépansions tempérées** et les **anticyclones subtropicaux** fait que la saison froide est humide et soumise à un **temps variable** et que la saison **chaude est sèche** et soumise à un **temps peu variable**.

En hiver, les zones de climat méditerranéen sont balayées par les dépressions de moyenne latitude correspondant à la **cellule de Ferrel**.

En été, ces mêmes régions se trouvent sous l'influence des hautes pressions subtropicales où l'air est **subsident** (zone nord de la **cellule de Hadley** dans l'hémisphère nord).

La subsidence élimine les précipitations et c'est la raison pour laquelle, le centre du **Sahara** ne connaît pratiquement aucunes **précipitations** car les dépressions **extra tropicales** n'atteignent jamais ces régions.

Souvent, la limite de la **culture de l'olivier** correspond à la zone d'extension de ce climat (fig. 52). Cet arbre est endommagé par le gel si la température descend au-dessous de -10°C en période de repos végétatif hivernal et supporte **plusieurs mois de sécheresse**.

On notera que l'olivier peut être cultivé dans des régions **n'ayant pas un climat méditerranéen** comme l'Argentine car le maximum de précipitations se situe en été.

Au sens de Köppen, le climat est dit méditerranéen si :

- ✓ La sécheresse est estivale, les précipitations sont inférieures à **40 mm** durant le mois le plus sec et si les **précipitations durant le mois le plus sec en été** sont inférieures au tiers du mois hivernal le plus arrosé;
- ✓ La température du mois le plus froid doit être comprise entre -3°C et 18°C .

Le climat est à **été chaud (Csa)** si le mois le plus chaud a une moyenne supérieure à 22°C .

Il est dit à **été tempéré (Csb)** si la température moyenne du mois le plus chaud est inférieure à 22°C et possède **4 mois consécutifs où la moyenne est supérieure à 10°C** .

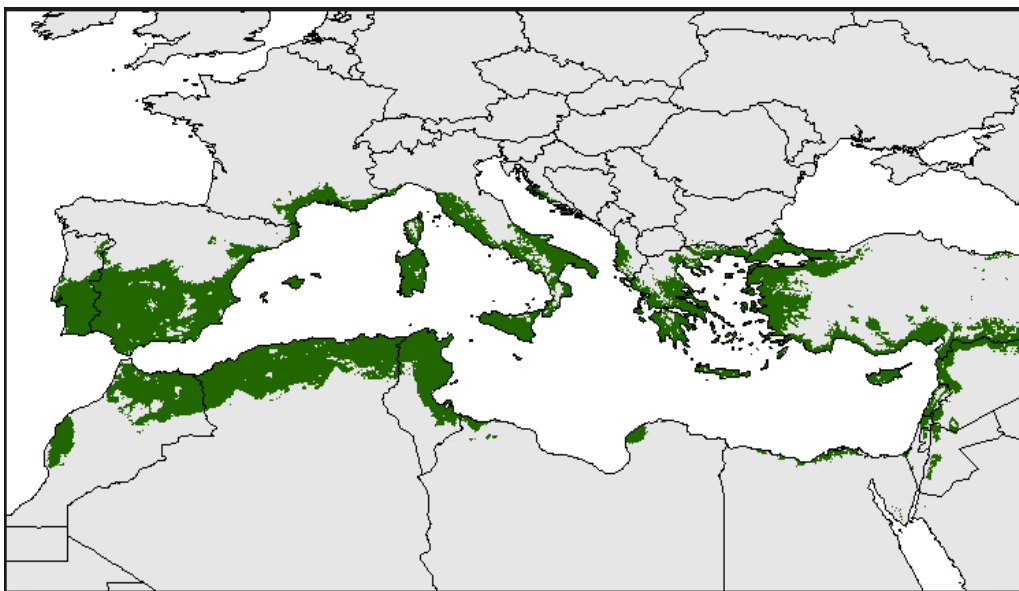


Figure52 : Aire de la culture de l'olivier

(Source :

https://fr.wikipedia.org/wiki/Climat_m%C3%A9diterran%C3%A9en#/media/Fichier:Olive_niche.jpg)

Emberger considère qu'il y a de nombreuses sous-variétés du climat méditerranéen basée sur le **quotient pluviométrique**. Cependant, l'auteur est très vague concernant qu'est-ce qu'un climat méditerranéen. Il se contente de dire que c'est un climat à étés secs (un peu comme Köppen) sans donner de définition précise.

La classification d'Emberger est **très utile** en **Afrique du nord** où le climat méditerranéen est admis mais où la quantité de précipitations varie grandement d'une région à l'autre.

Pour Emberger (1955), le **climat méditerranéen** peut être défini globalement au point de vue écologique comme :

- ✓ Un **climat de zone tempérée** donc avec un **photopériodisme saisonnier et quotidien**;

- ✓ A **pluviosité constante** sur la **période froide** ou relativement froide;
- ✓ L'**été étant toujours sec**.

Dans chaque partie de la région, de nombreux facteurs agissent sur les conditions climatiques. On observe des augmentations ou diminutions par rapport aux données pluviométriques, amenant la distinction de climats secondaire ou sous régionaux.

Ces facteurs peuvent être:

- L'éloignement de la mer = le degré de continentalité;
- La topographie;
- Le contact avec d'autres régions climatiques.

Remarque :

Le climat général d'une région se compose donc d'une série de climats dont les divers termes établissent la liaison avec les climats des régions voisines.

3. Climat et végétations :

Deux climats peuvent être identiques dans leurs effets sur la végétation bien que leurs composantes ne soient pas les mêmes.

Exemple: Le chêne liège (*Quercus suber*) a besoin d'un minimum de 600 mm de pluie en Algérie, alors que ce minimum n'est que de 400 mm au Maroc.

En résumé, il faut alors déterminer la résultante utile des climats. Celle-ci peut être exprimée sous la forme d'un quotient composé des trois facteurs climatiques principaux qui sont : les précipitations, les températures et l'évaporation. Plusieurs auteurs ont essayé d'exprimer cette résultante en fonction de ces 3 facteurs principaux qui sont régulièrement relevés dans les stations météorologiques. Et rechercher une formulation climatique de la répartition de la végétation de la région méditerranéenne.

Remarque :

Le choix des moyennes a une importance capitale ; il faut qu'elles tiennent compte, en particulier, des limites extrêmes entre lesquelles oscille la vie végétale et de la périodicité des phénomènes climatiques.

4. Méthodes de caractérisation du climat méditerranéen :

4.1. Méthode d'Emberger : Quotient pluviométrique d'Emberger :

Dès le début de ses travaux, l'auteur (1930a) a cherché une expression synthétique du climat méditerranéen capable de rendre compte de la sécheresse car toute vie végétale en pays méditerranéen dépend d'elle, en définitive. Il tient alors compte du facteur :

- ✓ **Pluie:** dans les pays méditerranéens presque la totalité des pluies tombe pendant la période de végétation (de l'automne au printemps) d'où l'utilisation des précipitations moyennes annuelles.
- ✓ **Température:** la vie végétale se déroule entre 2 pôles thermiques: les minima et les maxima: On choisit alors la moyenne des températures du mois le plus froid (m) et la moyenne des températures du mois le plus chaud (M).

La valeur de la température moyenne $(M+m)/2$ donne une indication sur la moyenne de température ayant une action effective sur la végétation.

✓ **Evaporation:** en absence de toute mesure directe l'auteur l'exprime par le facteur température d'où l'utilisation de l'écart thermique $M-m$ = amplitude extrême (l'évaporation est d'autant plus élevée que $M-m$ augmente).

Remarque : Parfois, les vents peuvent fausser les résultats.

4.1.1. Etablissement de la formule

Emberger part du principe qu'un climat est d'autant plus sec que la moyenne des extrêmes $(M+m/2)$ est plus élevée, que l'amplitude des extrêmes $(M-m)$ est plus grande ; mais aussi que la pluviosité moyenne annuelle est plus faible. En 1955, l'auteur a proposé pour les régions méditerranéennes un quotient pluviothermique. Ce quotient est défini par la formule suivante :

$$Q_1 = 100P/2[(M + m/2)(M - m)] \text{ en } ^\circ \text{C} \quad (32)$$

Ou

$$Q_2 = 1000P/(M + m/2)(M - m) = 2000P/M^2 - m^2 \text{ en } ^\circ \text{K} \quad (33)$$

Où :

P : représente les précipitations moyennes annuelles en mm;

M : est la température moyenne maximale du mois le plus chaud en degré Kelvin ;

m : la température moyenne minimale du mois le plus froid en degré Kelvin.

Le climat méditerranéen est d'autant moins sec que le Q_2 est plus grand.

Normalement les stations ayant les **mêmes valeurs de Q_2** ont en principe le **même climat** par rapport à la végétation et, par conséquent une **végétation comparable**.

Exemple :

Madrid un $Q_2 = 37,7$ ce qui prouve que le climat favorable à la végétation forestière et donc les « **steppes** » de l'Espagne centrale ne sont pas autochtone mais dues à l'économie destructrice de la végétation par l'homme.

4.1.2. Le climagramme d'Emberger

Principe:

Grâce au contact permanent qu'il avait avec le terrain, l'auteur s'est rendu compte que la valeur écologique du Q_2 était différente selon les valeurs de m (exprime le degré de la durée de la période critique des gelées). Les valeurs de « m » sont très importantes à considérer dans la mesure où même si les valeurs du Q_2 sont identiques, le bioclimat peut être différent. Pour montrer que le Q_2 seul n'arrive pas à des résultats suffisants on prend l'exemple de Skikda et Bologne (Italie) qui ont le même $Q_2 = 82$. Dans les deux régions, la végétation est complètement différente, or, on s'est rendu compte que « m » de Skikda = **+6,1 °C** alors que celui de Bologne = **-0,6 °C**; d'où l'utilité d'associer « m » à l'expression du Q_2 .

Emberger établi un climagramme (fig.53), où il combine graphiquement le Q_2 et m . On a recours à un système d'axes de coordonnées où l'on place les valeurs du Q_2 en ordonnées et les valeurs de m en abscisses :

- ✓ Q_2 définit les étages bioclimatiques ;
- ✓ m définit les variantes thermiques.

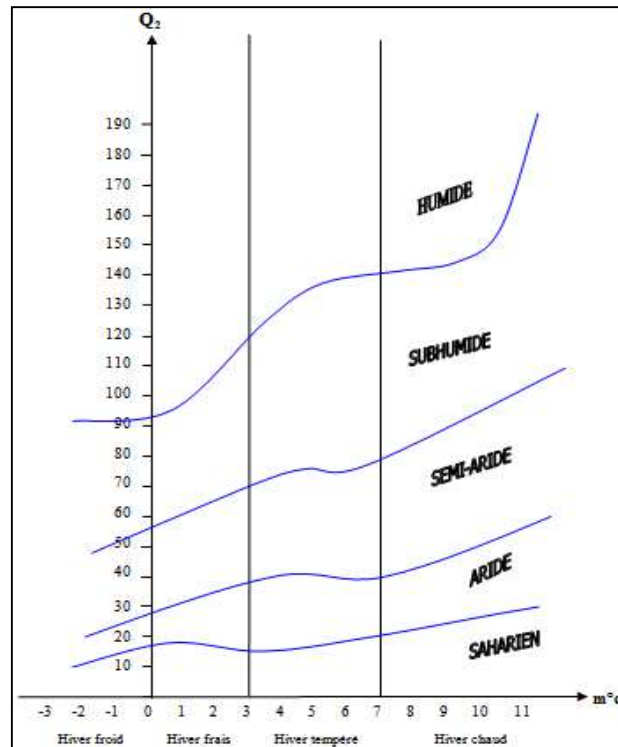


Figure 53 : Climagramme d'Emberger (1955)

Etages bioclimatiques de végétation

La confrontation des résultats climatologiques avec les observations sur le terrain et particulièrement au Maroc a conduit l'auteur à subdiviser l'aire du climagramme en zones caractérisées par des aridités croissantes de haut en bas. Les étages bioclimatiques retenus sont :

- Saharien ou per-aride ;
- Aride ;
- Semi-aride ;
- Subhumide ;
- Humide ;
- Per-humide ;
- Hautes montagnes.

Les divers types climatiques ne sont pas représentés dans toute l'aire isoclimatique méditerranéenne comme le Maroc.

Exemple :

- En Egypte: on a les types arides;
- En France: on a les types humides.

Les variantes:

La prise en compte de la moyenne des minima du mois le plus froid (m) permet de séparer les bioclimats malgré la valeur égale de leurs Q_2 . Aussi, Emberger (1952) a introduit la notion de variante thermique en distinguant dans un premier stade trois (03) situations :

- m nettement négative (< 0) ;
- m voisin de 0 ;
- m nettement positive (> 0).

Un peu plus tard (en 1966), sous l'influence de ses élèves, ils adoptent des valeurs discriminantes précises auxquelles correspondent des variantes thermiques suivantes. Lorsque :

- ✓ $m > 7^{\circ}\text{C}$: variante à hiver chaud et il n'y a pas de gelées;
- ✓ $3 < m < 7^{\circ}\text{C}$: variante à hiver tempéré et les gelées sont occasionnelles;
- ✓ $0 < m < 3^{\circ}\text{C}$: variante à hiver frais et les gelées sont fréquentes;
- ✓ $-3 < m < 0^{\circ}\text{C}$: variante à hiver froid et les gelées sont très fréquentes;
- ✓ $m < -3^{\circ}\text{C}$: variante à hiver très froid et les gelées sont quotidiennes.

4.2. Méthode de Daget :

On définit le degré de continentalité d'une région ou d'une station grâce à la continentalité pluviale C et la continentalité thermique K'.

4.2.1. La continentalité pluviale

A pour principale caractéristique, la concentration estivale des précipitations (Djellouli, 1981). Angot (1928) définit la continentalité pluviale "C" comme étant le rapport des précipitations des six mois les plus chauds (**avril à septembre**) aux précipitations des six mois les plus froids (**octobre à mars**).

$$C = P(6 \text{ mois les plus chauds})/P(6 \text{ mois les plus froids}) \quad (34)$$

4.2.2. La continentalité thermique

Appréciée par l'indice K' (Gorcsinski, 1920) modifié par Daget en 1977 qui montre que la décroissance de la température moyenne en fonction de la latitude est parallèle à la décroissance altitudinale.

$$K' = \frac{1,7 A}{\sin(\mu + 10 + 9 h)} - 14 \quad (35)$$

Où :

A = amplitude thermique annuelle moyenne en $^{\circ}\text{C}$ = différence entre la température moyenne mensuelle **maximale** et la température moyenne mensuelle **minimale** (**t. max - t. min** ou **(M+m/2) max. - (M+m/2) min** ;

μ = Latitude exprimé en degré d'arc ;

h = altitude exprimée en Kilomètre.

L'auteur a proposé un diagramme (fig. 54) qui comporte en ordonnée les valeurs de la continentalité pluviale C et en abscisse, les valeurs de la continentalité thermique K'. La combinaison des valeurs de ces dernières permet d'apprécier le type de climat d'un lieu donné.

Un climat est dit **non continental** si :

$C < 1$ et $K' < 25 \%$.

Un climat est dit **continental** si:

$C > 1$ et $K' > 25 \%$.

Un climat est dit **semi continental** si :

$C > 1$ et $K' < 25 \%$;

$C < 1$ et $K' > 25 \%$ avec :

$25 < K' < 37 \%$ **semi continental** faiblement contrasté ;

$37 < K' < 50 \%$ **semi continental** moyennement contrasté ;

$K' > 50 \%$ **semi continental** fortement contrasté.

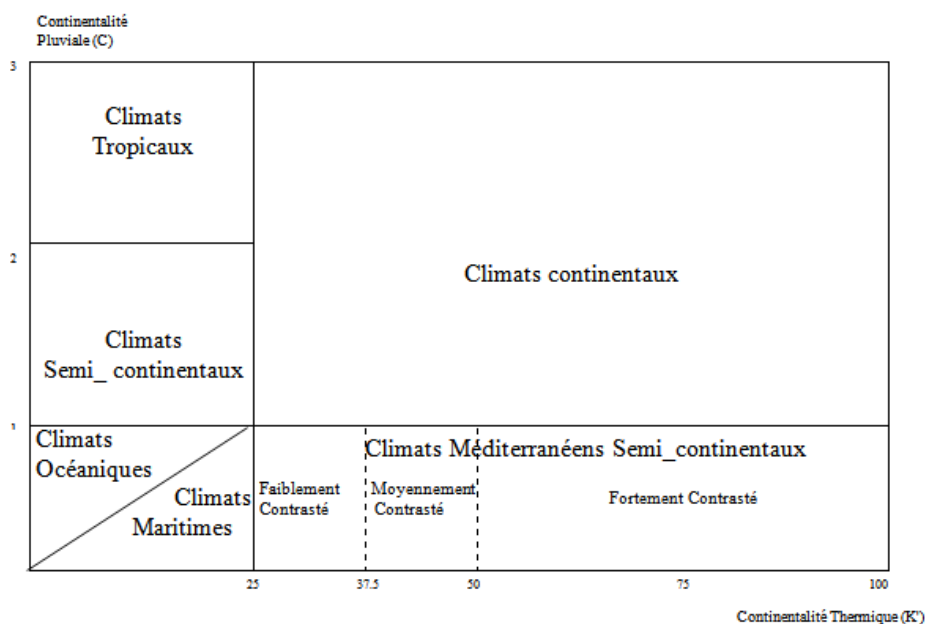


Figure 54 : Diagramme de la Continentalité globale (thermique et pluviale, d'après Daget, 1977).

4.3. Méthode de Bagnouls et Gaussen (1953, 1957) :

Ces deux auteurs ont essayé de mettre en évidence et de définir la saison sèche et l'indice xérothermique.

4.3.1. Diagramme ombrothermique

On porte sur un graphique en abscisse les mois de l'année et en ordonnée :

- A droite les précipitations (exprimées en mm) ;
- A gauche les températures moyennes mensuelles (en °C) à une échelle double de celles des précipitations ($P=2*T$).

On trace alors la courbe ombrique et la courbe thermique. On a constaté d'après les travaux écologiques qu'un mois peut être considéré comme sec lorsque le total des précipitations est inférieur ou égal à 2 fois les températures :

$$P \leq 2T \quad (35)$$

Où :

P = quantité de précipitations en millimètres;

T = température en degrés Celsius.

4.3.2. L'indice xérothermique

L'indice xérothermique ou l'indice de sécheresse est en rapport avec la chaleur, il cherche à tenir compte de tous les facteurs (humidité atmosphérique relative). L'indice X_m caractérise l'intensité de sécheresse du mois sec. Il indique le nombre de jours biologiquement secs.

Les données intègrent non seulement les précipitations et les températures, mais aussi, les brouillards, la rosée et l'état hygrométrique de l'air.

Cet indice est obtenu de la manière suivante :

$$X_m = \left[n_i - \left(p_i + \frac{b_i + r_i}{2} \right) \right] \times k_i \quad (36)$$

X_m = indice xérothermique mensuel. Où :

n_i = durée du mois (**nombre de jours dans le mois considéré**) ;

p_i = nombre de jours de pluie ;

b_i = nombre de jours de brouillard ;

r_i = nombre de jours de rosé ;

k_i = coefficient dépend de taux d'humidité.

Un milieu est :

- ✓ Non Aride lorsque l'indice est inférieur à 100 ;
- ✓ Semi-aride entre 100 et 290 ;
- ✓ Aride entre 290 et 350 ;
- ✓ Hyperaride entre 350 et 365.

Le calcul ne reflète pas la réalité car se repose sur des moyennes. La somme de tous les indices xérothermiques mensuels donne l'indice xérothermique annuel.

$$X_{annuel} = \sum_{i=1}^{12} m_i \quad (37)$$

4.4. Les méthodes dérivées

Beaucoup de systèmes de classifications des climats ont été construits pour les études de végétation et dans une perspective écologique : Köppen (1884), Bagnouls et Gaussen (1953, 1957, 1958). Dans le cas de la méthode de classification des climats d'Emberger, ces élèves et successeurs ont poursuivi les recherches dans la même voie.

4.4.1. Etages bioclimatiques

Les nuances décrites dans certaines régions ont amenées Gounot (1958) et Le Houérou (1958-1959) à suggérer un découpage toute en gardant les dénominations originelles de manière à assurer la compatibilité entre les deux (02) nomenclatures. Le tableau 12 donne la correspondance entre les deux méthodes :

4.2.2- Délimitation des étages bioclimatiques

Le premier aspect des méthodes dérivées est le lissage des limites (sans aucune explication) (fig. 55). Bertoli (1969) annonce "nous avons proposé de dissocier dans une certaine mesure les notions d'étages de végétations et d'étages bioclimatiques". Dans ce cas la méthode écologique devient purement climatologique.

Le Houérou et Stewart (1968) remplacent le **Q2** par le **module pluviométrique** sur la base d'une proportionnalité entre les deux paramètres climatiques :

$$Q2 = KP \quad (38)$$

Pour un :

Q2= 10, P=100 ;

Q2 = 45, P=400 ;

Q2 = 70, P=600 ;

Q2=110, P=800 ;

Q2 =150, P=1200.

Tableau 13 : Correspondance entre la méthode originelle et la méthode dérivée

Méthode originelle	Méthode dérivée
Per-humide	Humide supérieur
Humide	Humide inférieur
Subhumide	Subhumide supérieur
	Subhumide moyen
	Subhumide inférieur
Semi-aride	Semi-aride supérieur
	Semi-aride moyen
	Semi-aride inférieur
Aride	Aride supérieur
	Aride moyen
	Aride inférieur
Saharien ou per-aride	Saharien ou per-aride supérieur
	Saharien ou per-aride moyen
	Saharien ou per-aride inférieur

4.2.3 - Délimitation des variantes :

Les variantes thermiques adoptées par Emberger et ses élèves en 1966 ont été revues dans la méthode dérivée. Des valeurs plus précises de m auxquelles correspondent les variantes thermiques sont données par le tableau 13.

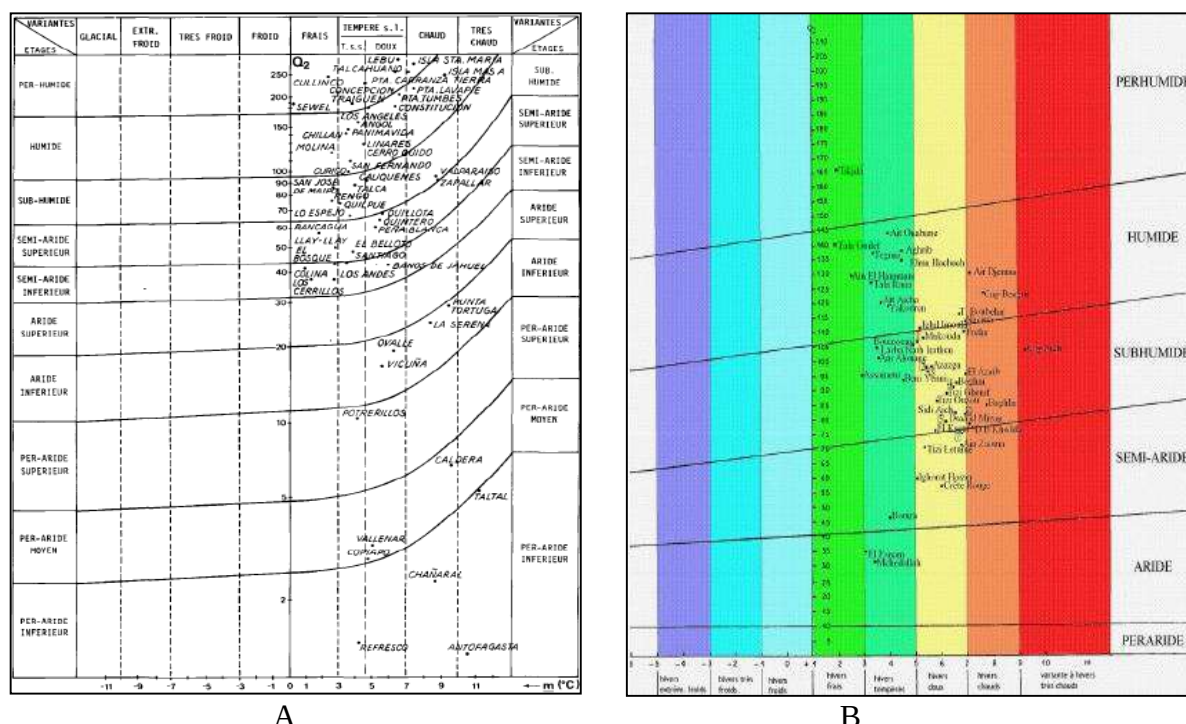


Figure 55 : Délimitation des étages bioclimatiques et des variantes thermiques selon la méthode dérivée (Source A : Meddour (2010) ; Source B : Caviedes, et al., (1984))

Tableau 14 : Variantes thermiques dans les deux méthodes

Méthode originelle		Méthode dérivée	
m	Variante à	m	Variante à
$m < -3^{\circ}\text{C}$	hiver très froid	$-5 < m < -3^{\circ}\text{C}$	hiver extrêmement froid
		$-3 < m < -1^{\circ}\text{C}$	hiver très froid
$-3 < m < 0^{\circ}\text{C}$	hiver froid	$-1 < m < +1^{\circ}\text{C}$	hiver froid
$0 < m < 3^{\circ}\text{C}$	hiver frais	$1 < m < 3^{\circ}\text{C}$	hiver frais
$3 < m < 7^{\circ}\text{C}$	hiver tempéré	$3 < m < 5^{\circ}\text{C}$	hiver tempéré
$m > 7^{\circ}\text{C}$:	hiver chaud	$5 < m < 7^{\circ}\text{C}$	hiver doux
		$7 < m < 9^{\circ}\text{C}$	hiver chaud
		$m > 9^{\circ}\text{C}$	hiver très chaud

Discussions:

- ✓ Cette proportionnalité n'est valable que dans les régions où l'ETP varie peu sur un vaste territoire ;
- ✓ Elle permet d'effectuer des comparaisons dans le Nord de l'Afrique où elle a été établie ;
- ✓ Elle ne permet pas de confronter entre le Nord et le Sud et entre l'Est et l'Ouest de la région méditerranéenne.

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

1. Introduction :

La végétation naturelle est le reflet des conditions climatiques auxquelles elle doit s'adapter. Les limites des climats du monde se superposent avec les limites des biomes sur la terre.

Selon l'échelle d'étude considérée, un bioclimat peut contribuer à expliquer :

- ✓ La présence locale d'une plante ;
- ✓ La distribution régionale d'une espèce ;
- ✓ Ou la répartition mondiale de biomes.

2. Les différentes échelles spatio-temporelles :

Les notions d'échelle sont **fondamentales** pour le choix de l'information à analyser et pour l'interprétation des résultats.

2.1. Au niveau temporel :

Les états de l'atmosphère peuvent être définis selon trois niveaux (Tab. 14) :

Tableau 15 : Types d'archives utilisés en paléoclimatologie (d'après Beltrando et Chémery 1995).

Archives	Période couverte	Résolution
Documents historiques	1000 ans	jour / heure
Dendrochronologie (cernes des arbres)	10 000 ans	année / saison
Dépôt coralliens	100 000 ans	année
Carottes glaciaires	1000 à 100 000 ans	année
Paléosols	100 000 ans	siècle
Pollens	100 000 ans	millénaire
Sédiments lacustres	10 000 à 1 000 000 d'années	année
Roches sédimentaires	10 000 000 d'années	2 ans
Carottes océaniques	100 000 000 d'années	siècle

2.1.1. Echelle géologique

C'est l'échelle des paléoclimats qui s'appuie sur l'étude de divers traceurs (calottes glaciaires, sédiments, pollen...). Les premières croisières entreprises dans les années 1950 ont permis de prélever dans les grands fonds océaniques des **carottes** de sédiments de plusieurs mètres, qui représentent, par suite de la très faible vitesse de sédimentation (1 à 5 cm par mille ans), une partie déjà importante de l'histoire du climat de la terre (Genève 1952 ; Labeyrie et Jouzel 1999). Une technique nouvelle fondée sur l'étude des variations, avec la température, du rapport des isotopes de l'oxygène O^{18} et O^{16} dans l'eau de mer et dans les carbonates des coquilles marines a été mise au point. Le rapport isotopique de l'oxygène de la glace (O^{18}/O^{16}) dépend de la température de l'air lors de la condensation de la neige : la tension de vapeur de H_2O^{16} est 1% plus forte que celle de H_2O^{18} ; il y a donc distillation fractionnée au fur et à mesure du refroidissement de l'air. La température de l'air dépendant en grande partie de celle de la surface des océans, on a pu ainsi **reconstituer** le passé climatique du globe.

2.1.2. Echelle historique

Elle s'appuie sur les documents d'archives et permet de retracer les conditions climatiques au niveau des siècles passés (1000 ans au maximum). Les écrits religieux, les écrits d'érudits ou de chroniqueurs constituent des sources importantes pour l'étude de la climatologie passée. En Algérie, le document climatologique le plus ancien date de 1856 (fig. 56).



Figure 56 : Archive climatologique de l'Algérie (source ONM)

2.1.3. Echelle contemporaine

Elle est appréciée à partir des séries de données mesurées dans les stations météorologiques. Les mesures instrumentales restent les meilleures sources d'information sur les fluctuations passées. Les données sont en général entre 100 à 150 ans maximum et les plus précises sont évidemment les plus récentes.

En Algérie, l'office national de la météorologie a mis en place et exploite un réseau de stations d'observations météorologiques couvrant les différentes régions climatiques du pays et comprenant :

- ✓ 77 stations d'observation en surface ;
- ✓ 12 stations d'observation en altitude ;
- ✓ 3 stations de recherche et d'observation spéciales (Tamanrasset, Tiaret, ksar chellala) ;
- ✓ 5 radars météorologiques ;
- ✓ 296 postes climatologiques dont 117 stations automatiques et 179 postes conventionnels.

2.2. Au niveau spatial (=géographique) :

Les différentes composantes du climat peuvent être analysées à différents niveaux (tab. 15). Les limites entre les différents concepts ne sont pas toujours évidentes (Rempp, 1937). Selon le même auteur macro, méso et microclimat sont les trois ordres du climat **physique**. **On peut aussi ajouter l'échelle du topoclimat et le climat local**. Le climat biologique ou bioclimat représente, en quelque sorte, la transposition des données du climat physique en facteurs intéressant la vie. Ainsi, on peut dire que la compréhension des phénomènes augmente au fur et à mesure que l'espace se réduit, mais que l'analyse devient également plus complexe.

**Tableau 16 : Ordre de grandeur des échelles spatio-temporelles du climat
(d'après Beltrando et Chémery 1995).**

	Echelle horizontale	Echelle temporelle	Espace géographique
Macroclimat (climat zonal)	> 2000 km	Quelques années au siècle	Planète
Mésoclimat (climat régional)	50 à 2000 km	Quelques jours à plusieurs années	Pays, ville, région
Topoclimat	1 à 50 km	Jour à l'année	Vallée, montagne, versant
Microclimat	< 1 km	Minute au jour	Rue, clairières, sous-bois

2.2.1. Les aspects macroclimatiques

Permettent de définir le climat caractéristique d'un territoire plus ou moins étendu (continent, océan, grandes régions). Ils intègrent les grandes variations liées essentiellement aux différences de régimes thermique et pluviométrique. C'est à ce niveau que sont définis et classés les grands types de climats (équatorial, tempéré, océanique, polaire...) (fig. 57) et analysée la répartition spatiale de la végétation (Biomes) (fig. 58).

Les Biomes est un ensemble de milieux semblables à l'échelle de la planète. C'est une entité écologique dominée par un type de formation végétale qui correspond à une aire bioclimatique (ex: savane, forêts tempérée, désert chaud, toundra...) (Da Lage et *al.*, 2000).

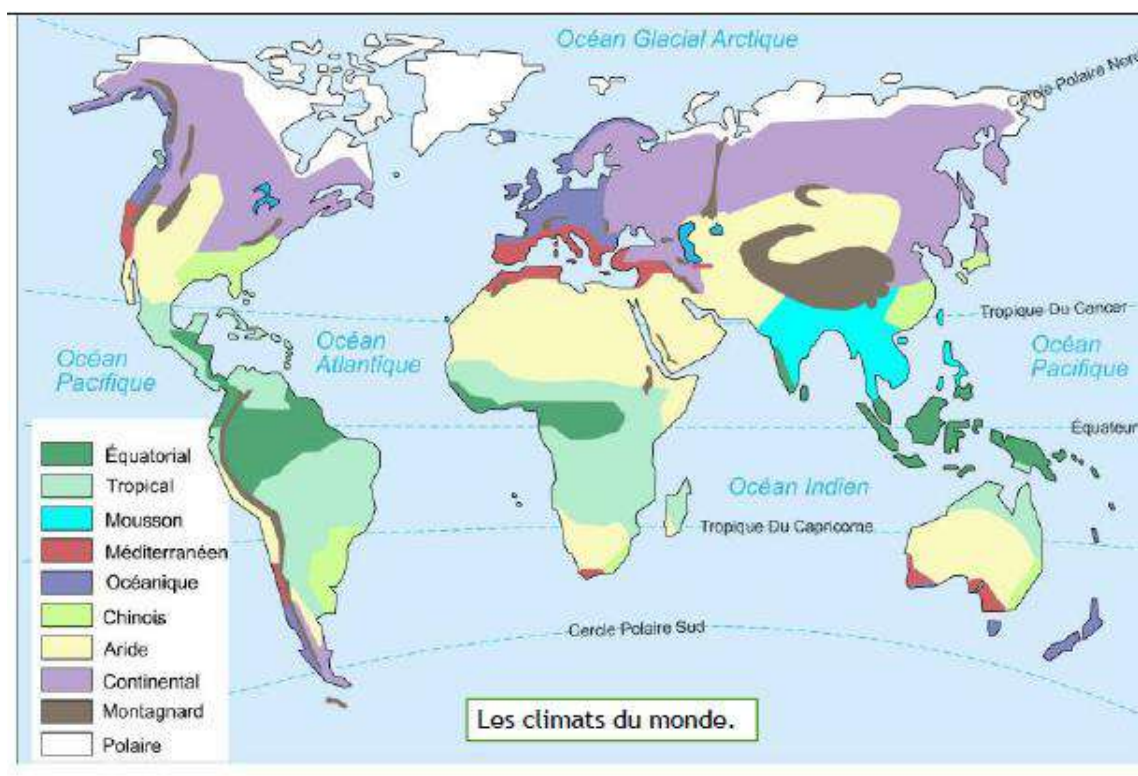


Figure 57 : Les climats de monde
(Source : <https://fr.wikipedia.org/wiki/Climat>)

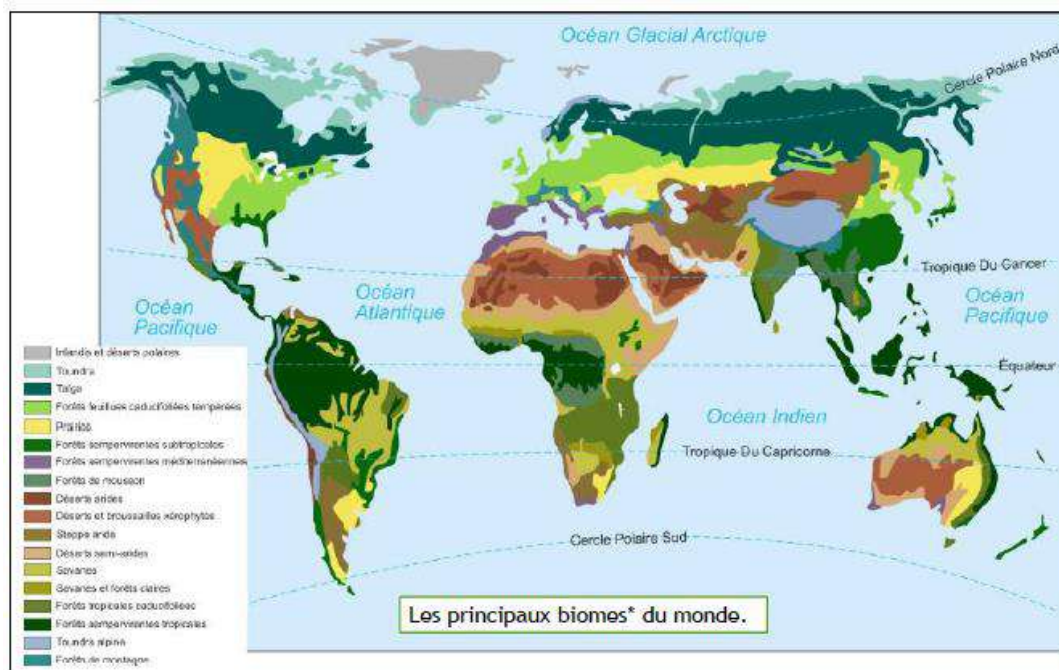


Figure 58 : Les principaux biomes du monde
(Source : <https://fr.wikipedia.org/wiki/Biome>)

Exemple de la région méditerranéenne

La formation végétale de ces régions est la forêt méditerranéenne, se compose de peuplements denses d'arbustes épineux à feuilles persistantes adaptés à la sécheresse d'été (garrigue et maquis) et aux incendies périodiques (nombreuses espèces végétales produisent des graines qui ne germent qu'après avoir été exposées au feu) (fig. 59).

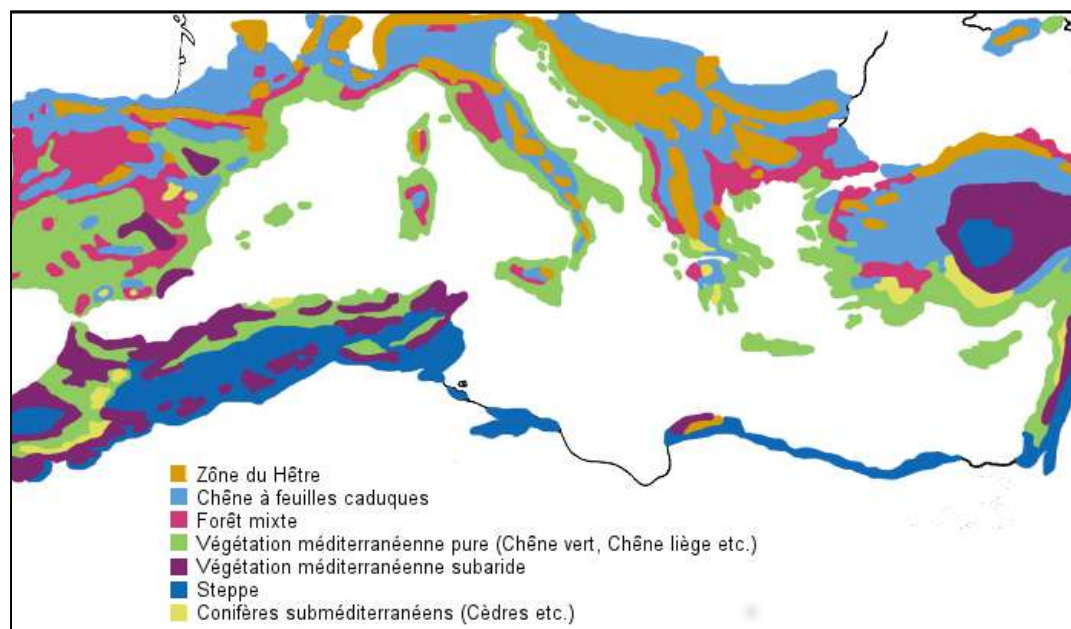


Figure 59 : Biomes méditerranéens
(Source : <https://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/5/5c/Cartearbre3.png>)

2.2.2. Les aspects mésoclimatiques

Concernent le climat régional. La taille de la région naturelle est très variable allant de quelques milliers à plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés. Le mésoclimat est défini à partir des données météorologiques des principales villes du réseau synoptique.

Exemple du climat en Algérie :

En Algérie, on définit 5 régions "homogènes" du point de vue climatique (fig. 60). Toute étude écologique (réalisation des catalogues des stations, projet d'aménagement d'une forêt....) commence par la caractérisation du mésoclimat (régime pluvio-thermique, fréquence des gelées, calcul d'un bilan hydrique....) à l'aide des données météorologiques des stations les plus proches possibles de la région d'étude (A. N. A. T., 2004).

L'Algérie est un pays de la zone subtropicale du Nord-africain. Son climat est très différent entre les régions (**Nord-Sud, Est-Ouest**). Il est de type méditerranéen sur toute la frange nord qui englobe le littoral et l'atlas tellien (étés chauds et secs, hivers humides et frais), semi-aride sur les hauts plateaux au centre du pays, et désertique dès que l'on franchit la chaîne de l'atlas saharien. Les précipitations sont caractérisées par **une variabilité spatio-temporelle** très marquante. La tranche de pluie annuelle décroît à mesure que l'on avance vers le sud et tombe à moins de 100 mm au sud de l'atlas saharien. A la **décroissance des pluies du Nord au Sud** se superpose une **décroissance de l'Est à l'Ouest**. Les bordures Nord Centre et Est reçoivent en moyenne des précipitations variant entre 600 et 1150 mm/an. Elles sont de ce fait plus arrosées que le reste du pays. Les bordures Nord-Ouest par exemple enregistrent des totaux annuels moyens de l'ordre de 250 à 500 mm.

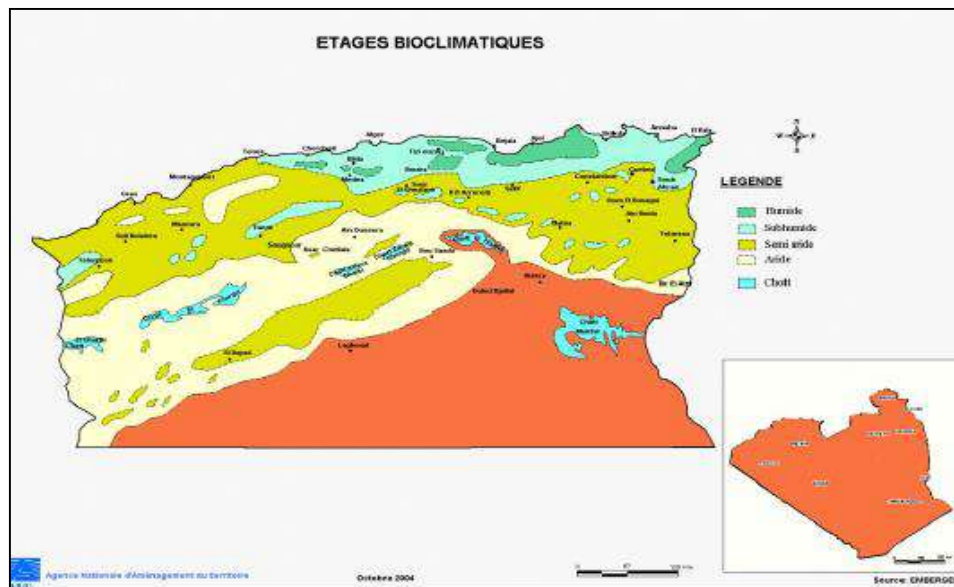


Figure 60 : Etages bioclimatiques de l'Algérie (Source ANAT, 2004)

2.2.3. Le topoclimat et le climat local

Caractérisent une zone le plus souvent de l'ordre du kilomètre carré en montagne à 10 kilomètres carrés en plaine. Le terme **climat local** est surtout employé pour une forêt, une ville, un littoral, les bords d'un plan d'eau.... Par contre le terme **topoclimat** est plus spécialement utilisé quand le relief est la particularité principale. Ces climats dépendent du mésoclimat mais aussi de la topographie (fig. 61) et des écoulements spécifiques de l'air au cours de la journée.

Exemple : Le topoclimat est essentiel à prendre en compte dans l'analyse de la répartition des groupements végétaux et du comportement des essences selon l'altitude et l'exposition.

Il est important de noter les deux gradients altitudinaux :

1. Les précipitations (P) augmentent avec l'altitude ;
2. Les températures (T) diminuent avec l'altitude.

Le tableau 16 donne les gradients altitudinaux déterminés par Seltzer (1946) pour l'Algérie du Nord.

Tableau 17 : Gradients altitudinaux pluviométrique et thermiques :

Auteur	P (mm)/100 m	M °C/100 m	m °C/100 m
Seltzer (1946)	50 mm	0,7	0,40



Figure 61 : Répartition de la végétation selon la topographie
(Source : https://fr.wikipedia.org/wiki/%C3%89tage_subalpin)

C'est en montagne que la notion de **topoclimat** prend toute son importance. La différence d'exposition au soleil entre :

- ✓ Un **adret** (terme géographique qui désigne le versant d'une montagne qui subit la plus longue exposition au soleil) et
- ✓ Un **ubac** (désigne le versant d'une montagne qui subit la plus courte exposition au soleil) crée des variations d'ensoleillement de température importante sur quelques centaines de mètres (fig. 62).

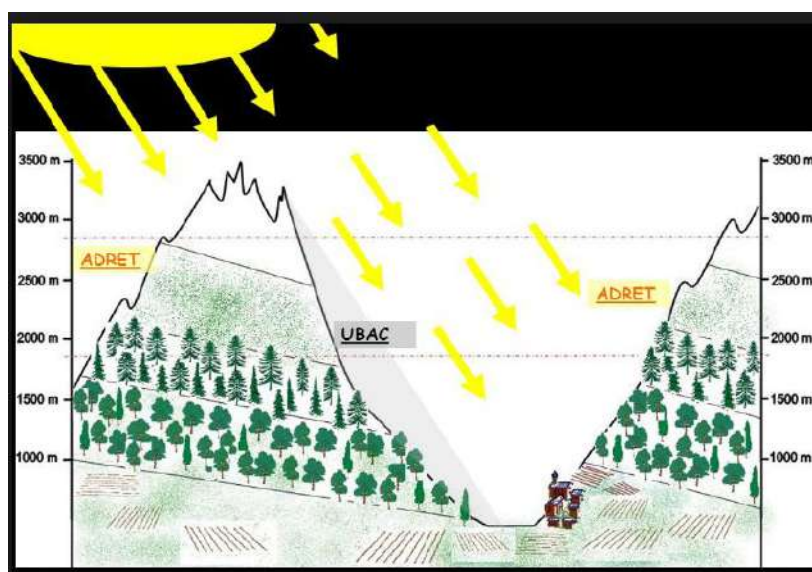


Figure 62 : Etagement de la végétation sur les deux versants
(Source : <https://slideplayer.fr/slide/1469213/>)

2.2.4. Le microclimat

Représente l'échelle de variation la plus fine et est étroitement dépendant des mouvements turbulents de l'air, eux-mêmes conditionnés par de nombreux facteurs tels que l'ombre portée, la rugosité des couverts forestiers et autres, les différences de température et d'humidité liées au substrat, aux types de structure (route et champ, forêt et clairière...). Sa distance caractéristique est d'une centaine de mètres en plaine et de la dizaine en montagne. Le microclimat aborde, par exemple, les problèmes du rôle du couvert forestier sur le rayonnement, la température, le cycle de l'eau... c'est-à-dire des aspects du fonctionnement écophysologique des peuplements forestiers.

En milieu forestier, l'ambiance climatique est particulière liée à la structuration verticale et horizontale de la forêt (fig. 63). Les phénomènes microclimatiques s'étudient à des échelles spatiale et temporelle variant de 1 à 100 m et de la minute au jour.

La forêt : couvert végétal de grande hauteur plus ou moins dense et peut comporter une ou plusieurs strates suivant son développement. La voûte de la strate supérieure de la forêt (**la canopée**) joue un rôle important. Elle conditionne les conditions physico-chimiques des autres strates. Cette voûte crée un microclimat différent du climat régional :

A- Intensité lumineuse : la pénétration de la lumière est assez difficile.

- ✓ Dans une forêt caducifoliée de feuillus, 80% de la lumière incidente arrive au sol en hiver, et seulement 2 à 3% en été;
- ✓ Dans un peuplement de résineux (feuilles persistantes), la lumière est faible toute l'année. Il arrive moins de 5% de lumière au sol. Selon l'intensité de la lumière, on distingue 2 grandes catégories d'espèces :
- ❖ **Les espèces d'ombre** = espèces **sciaphiles**: ces espèces vivent dans un milieu peu éclairé. Exemple : le sapin et le hêtre.
- ❖ **Les espèces de lumière** = espèces **héliophiles**: ces espèces ne tolèrent pas l'ombre. Exemple : les chênes et les pins.

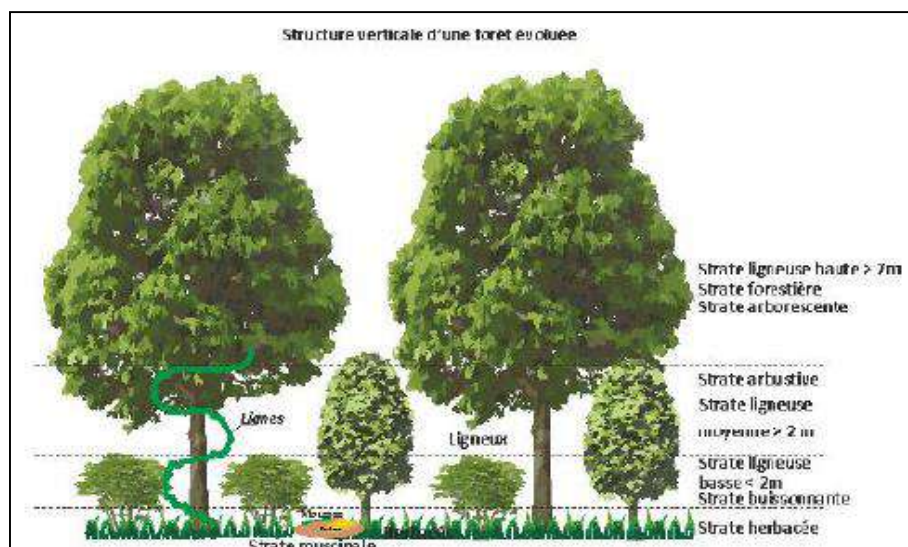


Figure 63 : Structure verticale d'une forêt
(Source : Jaziri, 2016)

B - Température : le jour, la température à l'intérieur de la forêt est inférieure de 1 à 2 °C que la température à l'extérieur. Par contre, au cours de la nuit, elle sensiblement plus élevée à l'intérieur de la forêt.

C - Précipitations : la canopée intercepte une fraction des gouttes de pluie, une partie atteint le sol par écoulement le long des troncs d'arbre, ce qui limite le ruissellement superficiel.

D- Humidité relative de l'air : est d'autant plus élevée que la canopée est continue. Elle peut atteindre la valeur de 90% dans la forêt équatoriale.

E- Vent : la vitesse du vent est fortement ralentie dans la traversée de la forêt.

3. Aridité et dégradation anthropique :

Stewart (1968) a mis en évidence l'influence que l'homme peut avoir sur le classement bioclimatique d'une région par la dégradation du milieu, du tapis végétal et du sol.

3.1. Les effets de la dégradation du tapis végétal sur le climat et sa répercussion sur le quotient pluviométrique d'Emberger

La formule de Stewart :

$$Q3 = \left[\frac{100P}{M(M-m)} \right] \times 3,43 \quad (39)$$

$$Q3 = 3,43P/(M - m) \quad (40)$$

$$Q2 = P/10 \quad (41)$$

Pour (Celles) le $Q2 \approx Q3$

Où :

Q2= quotient pluviométrique ;

P = précipitation moyenne annuelle exprimée en mm ;

M= températures moyennes des maximales du mois le plus chaud en degré Celsius ;

m : températures moyennes des minimales du mois le plus froid en degré Celsius.

La température moyenne des maximales du mois le plus chaud(M) est fonction de l'apport d'énergie net et de E.T.P. L'éradication du tapis végétal entraîne une réduction de l'E.T.P., seule subsiste la fonction évaporation physique. Il en résulte une perturbation du bilan radiatif qui entraîne une augmentation de M accentuée par la réduction de la nébulosité (Stewart, 1968).

Selon l'auteur, la disparition du couvert végétal forestier entraîne une augmentation du rayonnement nocturne pouvant être suffisant pour réduire les valeurs de m suivie d'une augmentation de l'amplitude thermique (sans que la valeur de la température moyenne réelle stationnelle n'est changée). Stewart estime que cette diminution peut être de l'ordre de **10 à 20 %**. Dans les régions où la végétation est dégradée la position de la station est de 10 à 20 %plus bas et **nettement plus à gauche sur le climagramme** qu'elle ne le serait si le couvert forestier originelle subsistait.

3.2 – Les effets de la dégradation du sol sur le climat et sa répercussion sur les limites des étages bioclimatiques de végétation

A texture égale plus un sol est profond plus sa capacité de rétention par l'eau est grande, l'érosion a donc pour résultat de diminuer les réserves d'eau du sol. La fraction de précipitation retenue et disponible pour l'ETP diminue également entraînant une augmentation de M ainsi qu'une diminution réelle de l'humidité et apparition d'une végétation xérique. Selon Stewart (1968), l'érosion anthropogène a depuis des millénaires entraîné la perte de plus de la moitié des sols climaciques initiaux notamment dans les régions semi-arides en Afrique du Nord d'où une xérification édaphique de la végétation.

L'auteur estime que dans les conditions précédentes la **différence serait d'un étage**.

3.3. Conséquences de l'effet de la dégradation du milieu sur un diagnostic bioclimatique

Dans ces conditions on ne peut qu'adopter **les mises en gardes de Stewart** « il convient de conseiller la plus grande prudence dans l'apparition des notions bioclimatiques à des situations dynamiques au point que l'on reste dans le cadre statique de la distribution actuelle des plantes. Le climagramme d'Emberger est un outil remarquable par contre dès que l'on rentre dans le domaine de l'étude historique des végétaux ou celui de la restauration des sols ou du tapis végétal, les mesures climatiques actuelles ne peuvent plus servir de référence car le bioclimat change avec la biosphère »

4. Conclusion :

Depuis longtemps déjà on accuse l'homme d'être à l'origine d'une aridité croissante dans de nombreuses régions du globe. Il a été montré, en utilisant la notion d'efficacité de la pluie et le régime hydrique du sol que l'aridité d'origine climatique, définie à l'échelon régional, pouvait être compensée par le facteur sol, associé au végétal et aux modalités de leur gestion par l'homme ; ceci permet de définir une aridité d'origine édaphique. Cependant, la diversité des formes édaphiques conduit à une autre répartition spatiale et temporelle de l'aridité à laquelle se trouvent confrontés les êtres vivants. La réserve utile en eau va de quelques millimètres pour les sols les plus érodés à plus de 200 mm pour les sols les plus épais. La notion d'aridité édaphique est donc particulièrement intéressante à considérer en zone aride, à moyenne échelle pour compléter celle d'aridité climatique.

La plupart des indices utilisés pour délimiter les zones arides ont été mis au point pour des études à petites échelles et ne font intervenir que les facteurs climatiques classiques qui sont en général les seuls facilement accessibles. Aux petites échelles, lorsque la végétation est prise en compte pour cette délimitation afin de pallier l'insuffisance des postes météorologiques, comme dans le système d'Emberger, des enclaves de végétation de type plus aride ou (plus humide) apparaissent dans des régions au bioclimat réputé homogène, liées essentiellement à des régimes hydriques et édaphiques différents de la normale régionale. On peut en tenir compte dans l'établissement des cartes bioclimatiques ou phyto-écologiques à petite échelle (Floret et al., 1968).

A plus grande échelle, dans une région où l'on note une augmentation rapide de l'érosion, on pourrait s'attendre à une modification de la flore allant dans le sens d'une invasion d'espèces considérées comme désertiques. Il n'en est rien, car il est vraisemblable que ces phénomènes d'érosion anthropique intense sont trop récents pour que le cortège floristique potentiel soit déjà en place. On ne saurait donc, pour ces études à grande échelle, interpoler les données climatiques et des bilans hydriques sur la base de limites d'aires d'espèces.

Chapitre 12 : Relations végétation climat

1. Introduction :

La végétation potentielle d'une région donnée est déterminée par des facteurs abiotiques, notamment climatiques et édaphiques. En effet, chaque espèce végétale a des caractéristiques physiologiques qui lui permettent de vivre dans une certaine gamme de températures, d'humidité, d'acidité, etc. La figure 64 donne les principales formations végétales en fonction de la latitude selon les deux gradients : thermique et l'humidité.

Pour reconstituer les climats du passé à partir de la végétation, il faut connaître les affinités climatiques des espèces végétales présentes aux différentes époques étudiées.

La zonation de la surface du globe relève de la mise en relation de deux types de paramètre :

- ✓ les facteurs climatiques qui peuvent se définir par le régime des précipitations et
- ✓ les variations de température sur une année.

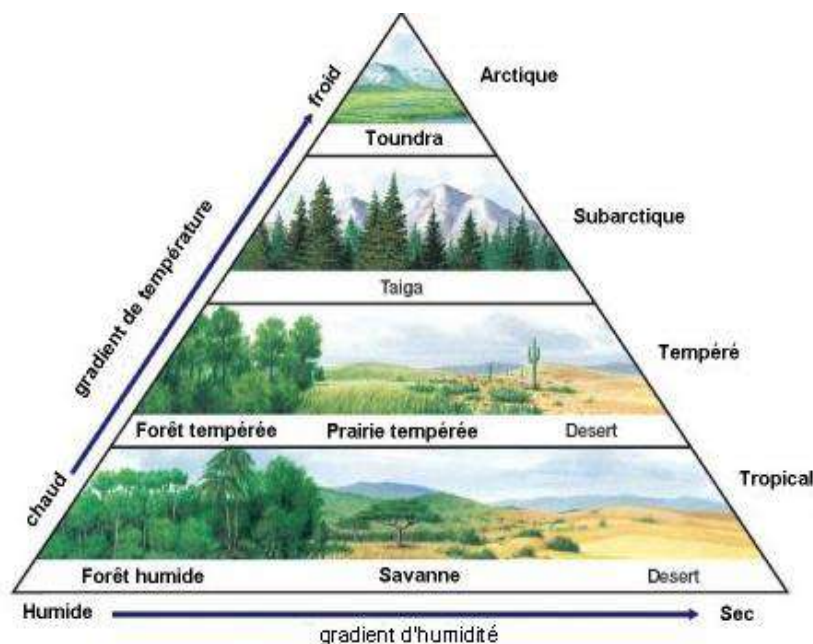


Figure 64 : Climats et formations végétales dominantes

(Source : <http://accres.ens-lyon.fr/accres/thematiques/paleo/paleobiomes/comprendre/quest-ce-quun-biome>)

2. Etage bioclimatique de végétation :

Dans la région méditerranéenne, Emberger classe toutes les stations météorologiques suivant les valeurs du quotient pluviothermique (Q_2) et la moyenne de température du mois le plus froid. Ces deux critères peuvent être corrélés sur le climagramme, qui permet de schématiser les exigences écologiques et les caractères physionomiques des principaux ensembles forestiers méditerranéens en fonction des divers types de bioclimats.

L'emploi du climagramme d'Emberger (1930b) a permis de comprendre la distribution de divers type de végétation spontanée, c'est ainsi que l'association du climax du chêne vert et du climax à oléastre et caroubier (Oleo-Ceratonion) s'étendent dans les confins de l'aride à ceux du per-humide. L'extension climatique de l'Oleo-Ceratonion est limitée approximativement par $m=5$ qui constitue une limite supérieure pour le chêne vert (fig. 65).

Les forêts de chêne liège sont caractérisées par la même espèce dominante mais Sauvage (1961) a montré que cette espèce est plastique du point de vue climatique et qu'à chaque type

de climat correspond des unités structurales diverses (unités phytosociologiques caractéristiques).

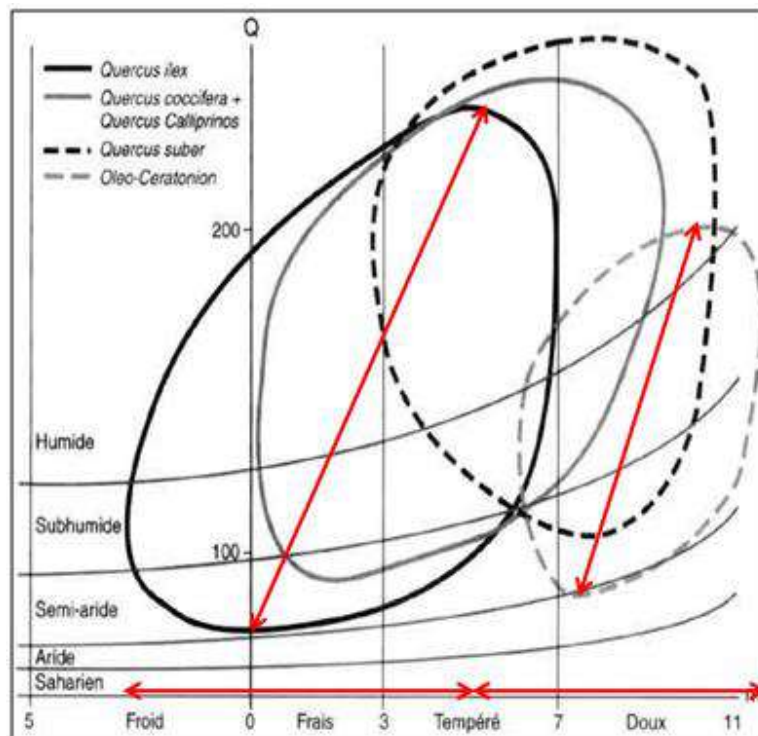


Figure 65 : Aire de répartition de quelques essences de la forêt sclérophylle selon le coefficient pluviothermique d'Emberger (1930b)

Il est de même pour les peuplements dominés par les espèces plastiques telles que le chêne vert et le pin d'Alep (fig. 66). D'autant plus que cette plasticité peut être l'indice d'une hétérogénéité génétique de l'espèce.

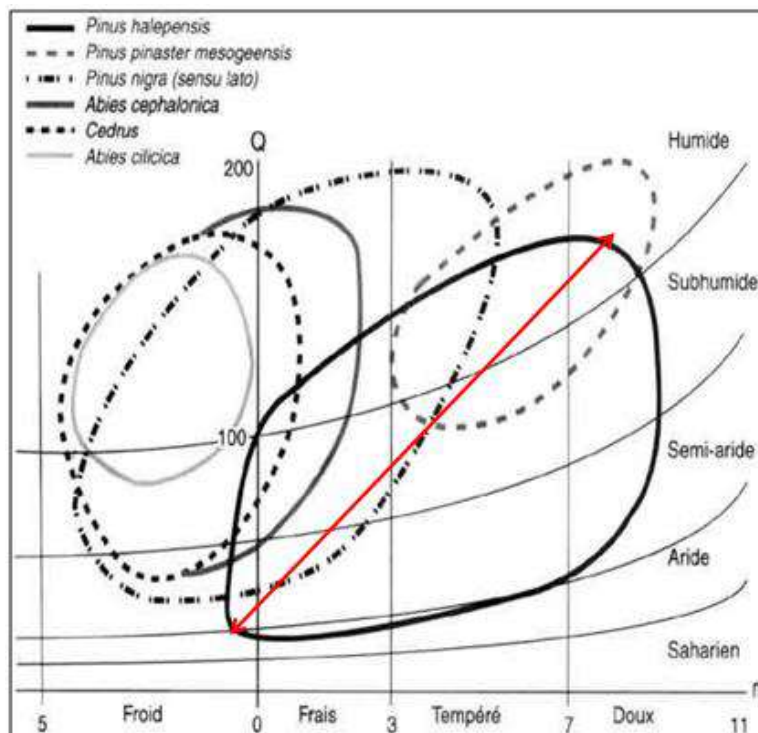


Figure 66 : Aire de répartition de quelques conifères méditerranéens en fonction du coefficient pluviothermique d'Emberger (1930b)

3. Notion d'étage de végétation :

Les paysages terrestres, du niveau de la mer vers les sommets les plus élevés, sont divisés **en étages de végétation**. Cette classification d'ordre biogéographique fait appel à plusieurs notions (climatiques, écologiques et phytosociologiques).

Bien que la montagne méditerranéenne ait des caractères climatologiques, et donc écologiques, qui lui sont propres, la température y reste comme dans les autres massifs montagneux le facteur écologique prédominant car, du fait de son gradient altitudinal, elle impose un étagement de la végétation (Emberger, 1936 ; Ozenda, 1975 ; Rivas-Martinez, 1981).

Selon Emberger (1936), "**L'étage de végétation, est une collection de groupements végétaux croissant dans les mêmes conditions écologiques. Les groupements végétaux d'un même étage sont équivalents, homologues, interchangeables.** Ces principes entraînent des conséquences importantes, aussi bien théoriques que pratiques".

En partant de cette définition, différents étages de végétation ont été définis dans les principales montagnes méditerranéennes.

3.1. L'étage thermoméditerranéen :

Il est défini par l'ensemble de l'**Oleo-Ceratonion**. On trouve, à l'état spontané, simultanément au moins deux des espèces suivantes : *Ceratonia siliqua*, *Olea oleaster*, *Chamaerops humilis*, *Nerium oleander*, *Euphorbia dendroides*, *Viola arborescens*, entre autres.

3.2. L'étage mésoméditerranéen :

Il correspond, en latitude et en altitude, à l'aire du **Quercetum ilicis** bien caractérisé. Le Chêne vert à l'état isolé ou avec quelques espèces seulement de son association.

La majeure partie des groupements à *Quercus calliprinos* et à *Quercus, coccifera* ; mais qui sont des complexes très vastes et n'ont certainement pas la même valeur dans tout le bassin méditerranéen et dont une étude comparative reste à faire.

Les groupements climaciques à **Conifères** : les Pinèdes à Pin d'Alep, à Pin maritime et à Pin pignon, les groupements à *Cupressus sempervirens* et ceux qui sont formés en Afrique du Nord par *Tetraclinis (Callitris) articulata*.

La majorité des **Chênaies à Quercus suber** mais il est possible qu'un certain nombre d'entre elles appartiennent en Afrique du Nord au sommet de l'étage Thermoméditerranéen.

3.3. L'étage supraméditerranéen :

Il correspond essentiellement à l'aire des **groupements à Chênes caducifoliés**. En France et en Espagne, c'est surtout *Quercus pubescens* qui domine. En Afrique du Nord, cet étage est également celui des Chênes caducifoliés, *Quercus mirbeckii* (Zen) et *Quercus afares*.

Cet étage doit lui aussi être subdivisé en deux sous-étages :

✓ **L'inférieur** caractérisé par la remontée d'un contingent de thermophiles méditerranéens, dont le Chêne vert, *Juniperus phoenicea*, *J. oxycedrus*, *Rhamnus alaternus*

✓ **Le sous-étage supérieur** contient un certain nombre de résineux qu'il partage avec l'étage oroméditerranéen : le Pin sylvestre dans les Alpes du Sud, les différentes sous-espèces de Pin noir et le Cèdre en Afrique du Nord et en Anatolie, le Genévrier thurifère au Maroc, en Espagne et dans les Alpes françaises, certains Sapins de Grèce.

3.4. L'étage oroméditerranéen :

Il est encore très voisin de l'étage montagnard de l'Europe, complètement méditerranéen dans le Sud, beaucoup de **Conifères** sont communs à cet étage et à la moitié supérieure du précédent.

Dans la partie septentrionale du Bassin, cet étage affecte la forme d'un montagnard encore assez voisin de celui de l'Europe moyenne caractérisé par des forêts à Hêtre, Sapin et Epicéa, avec dans les parties les plus sèches une dominante du Pin sylvestre.

3.5. L'étage altiméditerranéen :

Cet étage n'est complètement développé que dans les plus hautes chaînes; le plus souvent il se réduit à son sous-étage inférieur, caractérisé par des landes à **xérophytes épineux** qui sont distinctes de celles de l'Oroméditerranéen et les "**pelouses écorchées**" à dominance de *Sesleria*. Chaque groupe est formé par des unités phytosociologiques endémiques.

L'étage est totalement **asylvatique**, si l'on fait abstraction de la remontée très localisée de *Pinus peuce* et *Pinus heldreichii* dans les Balkans et en Italie du Sud.

Ozenda (1950, non publiée) témoigne l'existence de telles landes à ***Bupleurum spinosum*** en stade de dégradation dans les Cédraies du Supraméditerranéen dans le Djurdjura (Algérie).

Le tableau de la figure 67 schématise la végétation dans le Haut-Atlas marocain. Le rectangle en tirets représente l'aire écologique assez large de *Quercus ilex*. Ce tableau n'est valable dans sa totalité que pour le Haut Atlas auquel se rapportent d'ailleurs les limites altitudinales indiquées. Dans le Moyen Atlas, l'étagement s'arrête avec l'altiméditerranéen inférieur ; dans le Rif et en Algérie, il ne dépasse pas le sommet de l'Oroméditerranéen.

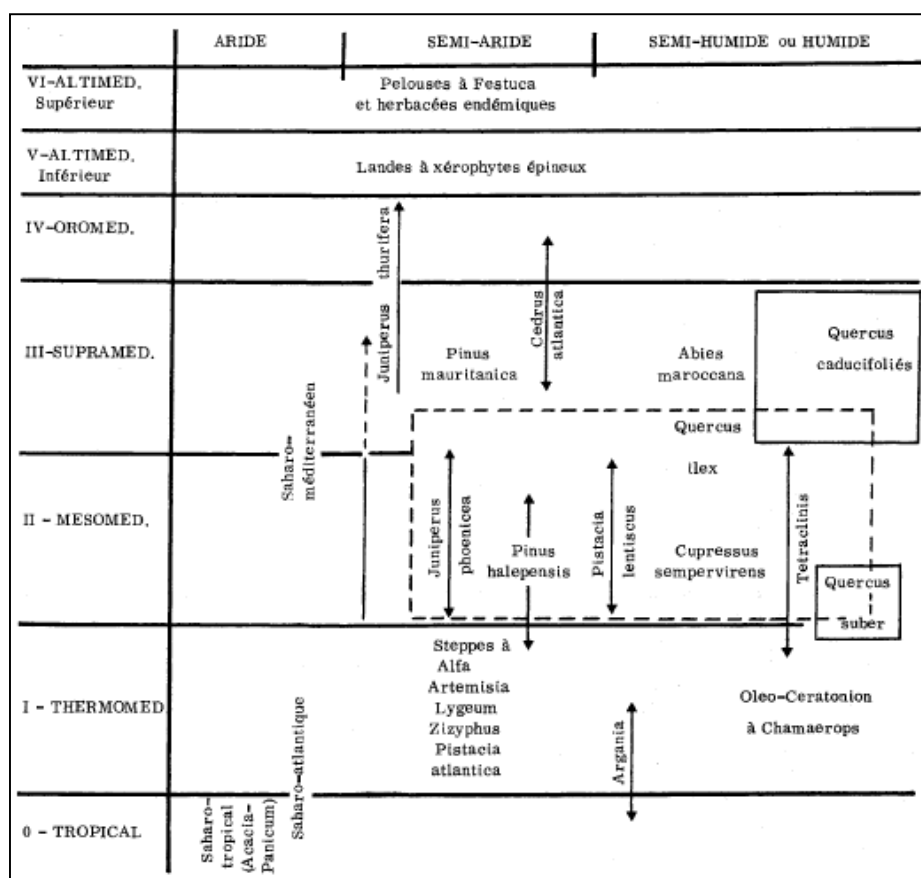


Figure 67 : Tableau schématique de la végétation dans le Haut-Atlas marocain

Le rectangle en tirets représente l'aire écologique assez large de *Quercus ilex* (Ozenda, 1975).

Pour Ozenda (1975), l'étage est défini comme "**un ensemble de groupements végétaux réunis par une affinité écologique dans une même tranche d'altitude**". La zonalité de la végétation subit des décalages altitudinaux des étages de végétation en relation avec la latitude des massifs montagneux considérés (fig. 68).

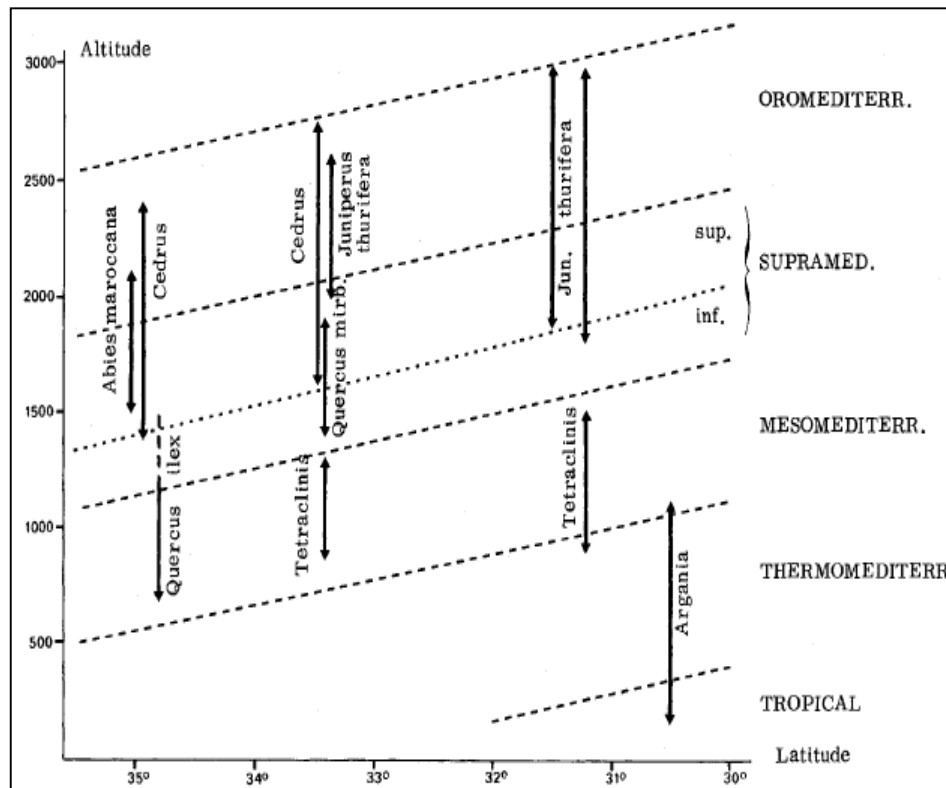


Figure 68 : Répartition verticale de quelques grandes formations en fonction de la latitude dans les différentes montagnes marocaines (d'après Emberger 1939 et divers auteurs)

Chaque région présente non seulement une séquence particulière d'étages de végétation, mais encore possède un nombre variable et précis définis par les seuils bioclimatiques. On peut différencier schématiquement en Europe deux grandes séquences dans la zonation altitudinale (fig. 69) :

- ✓ Une correspondant à la région Euro sibérienne : Étages collinéen, montagnard, subalpin alpin et nival ;
- ✓ Par suite de la translation due à la différence de latitude, la limite des étages s'élève progressivement en allant vers le Sud, ce que traduisent les traits obliques. Les chiffres représentent les limites moyennes d'étages : à gauche en Savoie, au centre en Haute Provence, à droite dans le Grand Atlas marocain.

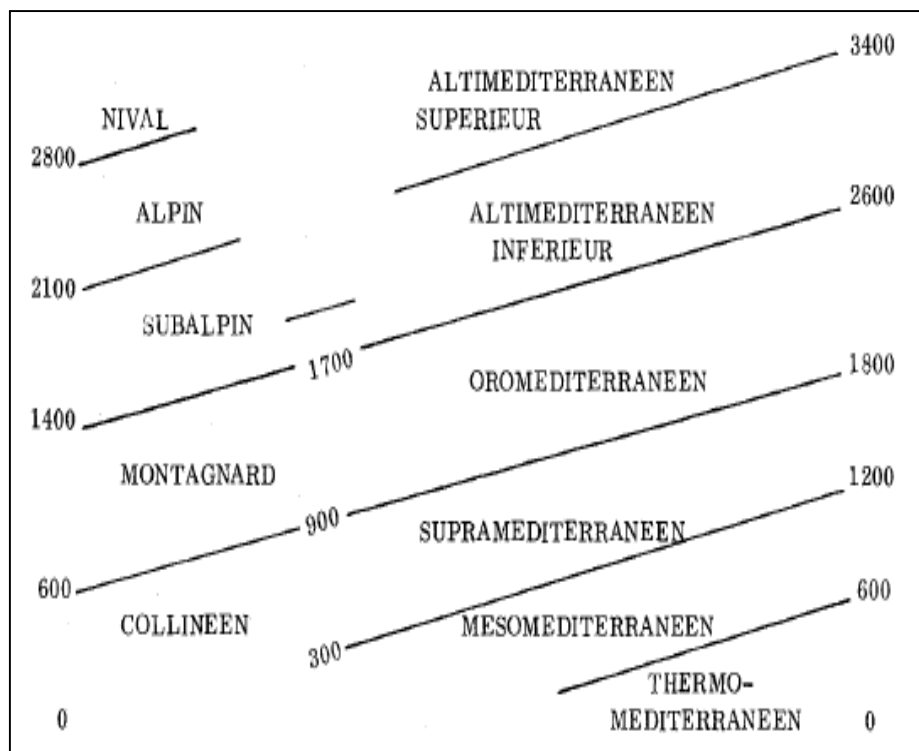


Figure 69 : Equivalence proposée entre les noms d'étages dans les Alpes (à gauche) et dans les montagnes méditerranéennes (à droite)

A partir de la température moyenne annuelle et la moyenne des minima du mois le plus frais, Rivaz Martinez (1980) distingue cinq étages de végétation représentés par la figure 70.

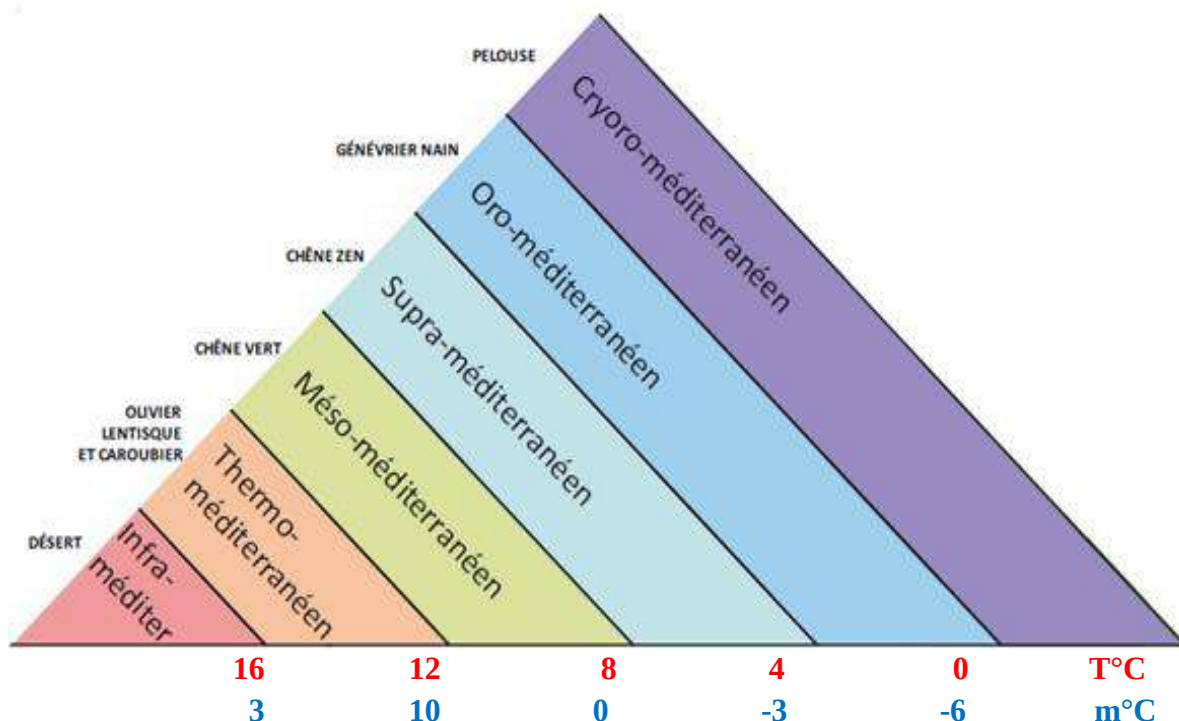


Figure70 : Etages de végétation selon Rivaz Martinez (1980)

4. Conclusion :

Rivas-Martinez (1980) rappelle que chaque étage de végétation représente non seulement un certain nombre de types d'écosystèmes mûrs ou végétation climacique accompagnés de leur divers types de communautés de substitution, mais encore tous ceux qui dans l'intervalle des températures moyennes annuelles qui le caractérisent et le délimitent, peuvent se développer en fonction d'autres types de variations climatiques.

Ces variations climatiques sont : précipitations, froids d'hivers, persistance de la neige, édaphiques (substrat, hydromorphisme, paléosols), topographiques (adrets, ubacs) ou historiques (végétation relique, utilisation traditionnelle du territoire, repeuplement, etc.).

Selon le même auteur, en fonction de la température on peut reconnaître généralement trois niveaux ou horizons dans chaque étage de végétation, nommés supérieur, moyen et inférieur, et qui en représentent les niveaux chaud, moyen et froid.

De même, on peut utiliser des nombreux indices pour interpréter les relations climat-végétation, et plus particulièrement température-végétation.

Les critères thermiques qui se sont montrés les plus constants et les plus significatifs ont été dans l'ordre:

- ✓ La température moyenne annuelle (T) et
- ✓ La température moyenne des minimums du mois le plus froid (m) (fig. 71).

Critères thermiques		Étages de végétation			
T	m	Hivers DAGET (1977)	QUÉZEL (1979)	OZENDA (1975)	RIVAS-MARTÍNEZ
8	-11	Extrêmement froid	Alti- Méditerranéen	Alti- méditerranéen	Cryoro- méditerranéen
	-10		Oro- méditerranéen		
	-9				
	-8				
	-7	Très froid	Montagnad- méditerranéen	Oro- méditerranéen	Oro- méditerranéen
	-6				
	-5				
	-4				
	-3	Froid	Supra- méditerranéen	Supra- méditerranéen	Supra- méditerranéen
	-2				
-1					
0					
12	1	Fraiche	Meso- méditerranéen	Meso- méditerranéen	Meso- méditerranéen
2					
3					
4					
16	5	Tempérée	Thermo- méditerranéen	Thermo- méditerranéen	Thermo- méditerranéen
	6				
	7	Chaude			
	8				
	9				

Figure71 : Correspondance entre les étages de végétation et les critères thermiques admise par de nombreux auteurs (D'après Rivas-Martinez, 1980)

Chapitre 13 : Classification biologique des climats

1. Introduction :

Les reproches faites à la classification physique sont notamment la négligence du photopériodisme et du thermopériodisme. L'ETP étant difficile à calculer, les auteurs considèrent la proportionnalité avec (M-m). Mais dans la nature, les problèmes sont complexes, exemple si on considère **la notion de désert** pour **Schimper** cette notion est confuse. Nous avons :

Exemple 1 :

- 1 - Le Sahara du Nord avec des précipitations en saison froide ;
- 2 - Le Sahara proprement dit avec des précipitations irrégulières ;
- 3 - Le Sahara du Sud avec des précipitations en saison chaude (région tropicale).

Exemple 2 : climat des hautes montagnes :

- 1 - L'Alpin avec des précipitations estivales et donc de type tempéré ;
- 2 - L'Atlas marocain avec des précipitations hivernales ;
- 3 - La haute montagne d'Afrique centrale avec des précipitations et des neiges de type équatoriales (le mont du Cameroun $\approx 4\ 100\text{ m}$).

D'où la classification biologique des climats :

2. Classification biogéographique des climats (d'après L. Emberger, 1955) :

Emberger, subdivise les climats en deux (02) grands groupes, les climats désertiques et les climats non désertiques.

2.1. Climats désertiques

Selon Dubief, un climat désertique est caractérisé par une pluviométrie irrégulière et aléatoire, qui ne survient pas tous les ans.

Emberger subdivise ce groupe en trois (03) climats :

1 - Climats désertiques équatoriaux : chaud sans saison thermique à succession régulière quotidienne des jours et des nuits. Exemple : le littoral péruvien.

2 - Climats désertiques tropicaux : chauds, mais à saison thermique esquissée à rythme photopériodique moins régulier que pour le précédent. Exemple : 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 Yémen.

3 - 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).

2.2. Climats non désertiques

Climats à rythme pluviométrique annuel régulier, c'est-à-dire **qu'il pleut chaque année**.

1- Climats intertropicaux : ou climats à rythme photopériodique uniquement quotidien et plus ou moins constant (Deux types à distinguer) :

1.1- 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. Deux types de climats sont à noter :

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 : sont subdivisés aussi comme ci-dessus (H, SH, SA, A, Ht M)

1.2- Climats à tendance de saison thermiques (climats tropicaux) : la durée des jours et des nuits faiblement inégales. Pluviosité concentrée sur la période correspondant à une période chaude. 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 - Climats extratropicaux : à saison thermique, à photopériodisme quotidien et saisonnier ou uniquement saisonnier :

2.1 - Climats à photopériodisme quotidien et saisonnier : On distingue trois formes :

Climats sans saison sèche, ou lorsque ces climats sont 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 les climats océaniques).

Climats à saison sèche estivale, pluviosité concentrée sur la **saison froide**, c'est les climats **Méditerranéens**. avec des formes reconnues :

- Climat méditerranéen saharien ;
- Climat méditerranéen aride ;
- Climat méditerranéen semi-aride ;
- Climat méditerranéen subhumide ;
- Climat méditerranéen humide ;
- Climat méditerranéen de haute montagne.

NB : chacun de ces climats peut être décomposé en variante hivernal selon « m ».

2.2 - Climat du soleil de minuit : à photopériodisme plus ou moins **bi-saisonnier** ; c'est les climats froids :

Climats ayant une alternance quotidienne des jours et des nuits, mais photopériodisme déséquilibré, à très longs jours en été et très longues nuits en hiver : **Climats subpolaires** (formes non définies).

Climats tendant vers 6 mois de nuit et 6 mois de jour : **Climats polaires** (formes non définies).

3. Classification de Bagnouls et Gaussen (1953, 1957) :

Les auteurs considèrent qu'un :

Un mois est chaud, si la température moyenne $> 20^{\circ}\text{C}$, **pas de gelée** ;

15°C < température moyenne < 20°C , **risque de gelée** ;

0°C < température moyenne < 15°C , **gelée possible** ;

-15°C < température moyenne < 0°C , **alternance de gel et dégel = mois froid** ;

Température moyenne < -15°C , **gel continu**.

Un mois est sec quand $P \leq 2T$,

L'indice xérothermique représente le nombre de **jours biologiquement secs**.

Cependant, on considère que toutes classifications basées sur les chiffres ne peuvent être généralisées et donc souvent n'ont pas de signification précise.

Exemple : la station de Miliana et celle de Buenos Aires (Argentine) ont des températures moyennes $= 16^{\circ}\text{C}$ or ce n'est pas le même climat. Car le plus important est la répartition de la température (thermopériodisme).

Partant de cette idée, ces deux auteurs considèrent plusieurs régions climatiques appartenant à trois (03) grands groupes :

- ✓ Les climats chauds et tempérés chauds où la température moyenne est toujours $> 0^{\circ}\text{C}$;
- ✓ Les climats froids et tempérés froids où la température moyenne est $< 0^{\circ}\text{C}$;
- ✓ Les climats cryomériques, très froids où la température moyenne est toujours $< 0^{\circ}\text{C}$.

3.1. Les climats chauds et tempérés chauds

On distingue :

1 - Climats désertiques avec le vrai désert : $355 < X < 365$

Le désert : $300 < X < 355$

2 - Climats subdésertiques :

Climats subdésertiques accentué : $250 < X < 300$

Climats subdésertiques atténué : $200 < X < 250$

3 – Méditerranéen

Xeroméditerranéen : $150 < X < 200$

Thermoméditerranéen : accentué : $125 < X < 150$

atténué : $100 < X < 125$

Mésoméditerranéen : accentué : $75 < X < 100$

atténué : $40 < X < 75$

Subméditerranéen : $X < 10$

4 – Axérique : $X = 0$ avec période sub sèche

tempéré chaud $10\text{ }^{\circ}\text{C} < \text{température moyenne} < 15\text{ }^{\circ}\text{C}$

tempéré moyen $0\text{ }^{\circ}\text{C} < \text{température moyenne} < 10\text{ }^{\circ}\text{C}$

5 – Tropical : chaud avec température moyenne $>15\text{ }^{\circ}\text{C}$

accentué : $150 < X < 200$

moyen : $100 < X < 150$

atténué : $40 < X < 100$

subéquatorial : $1 < X < 40$

tempéré avec température moyenne $< 15\text{ }^{\circ}\text{C}$

accentué : $150 < X < 200$

moyen : $100 < X < 150$

atténué : $40 < X < 100$

sub axérique : $1 < X < 40$

6 – bi xérique : chaud avec température moyenne $>15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (avec 4 subdivisions)

tempéré avec température moyenne $< 15\text{ }^{\circ}\text{C}$ (avec 4 subdivisions)

3.2. Les climats froids et tempérés froids

1 - Désertique froid avec 11 à 12 mois froids et secs

2 - Sub désertique froid avec 9 à 10 mois froids et secs

3 - Steppique froid avec 5 à 8 mois froids et secs

4 - Sub axérique froid avec 2 à 4 mois froids et secs

3.3. Les climats cryomériques ou glaciaux où le gel est permanent et la température toujours négative.

Chapitre 14 : Cartographie climatique et bioclimatique

1. Introduction :

Un des modes de représentation du climat est **l'expression cartographique**. Elle permet d'un seul coup d'œil de pouvoir exprimer un paramètre étudié. Cependant, si le climat est une variable majeure du fonctionnement des écosystèmes, il est, par sa nature graduelle, difficile à cartographier.

Jusqu'à tout récemment, la caractérisation climatique en cartographie écologique s'effectuait à partir d'indicateurs biologiques. La distribution des plantes ou des communautés végétales dans des conditions mésoïques (sols profonds de texture moyenne et bien drainés) était le principal indicateur utilisé pour définir, en association avec les données météorologiques disponibles, une régionalisation bioclimatique.

Les possibilités d'extrapolation des données climatiques à l'intérieur des unités territoriales des cartes écologiques restaient assez minces et s'amenuisaient au fur et à mesure de l'augmentation de l'échelle d'analyse et de la diminution de la densité du réseau des stations météorologiques.

Aujourd'hui, il existe des outils performants de spatialisation des variables permanentes des écosystèmes, telles que la topographie et le climat, basés sur les technologies informatiques, l'interpolation spatiale multidimensionnelle et les modèles numériques d'altitude. Ainsi, les cartes climatiques et bioclimatiques forment une base de données pour toutes les études et les projets de reboisements, d'agro climatologiques, de constructions, de vents (éoliennes) etc.

2. Cartographie climatique :

2.1. Carte des précipitations

Les cartes de précipitations vous permettent de voir la quantité (fig. 72), la distribution, le type et la probabilité des précipitations pour une large zone.

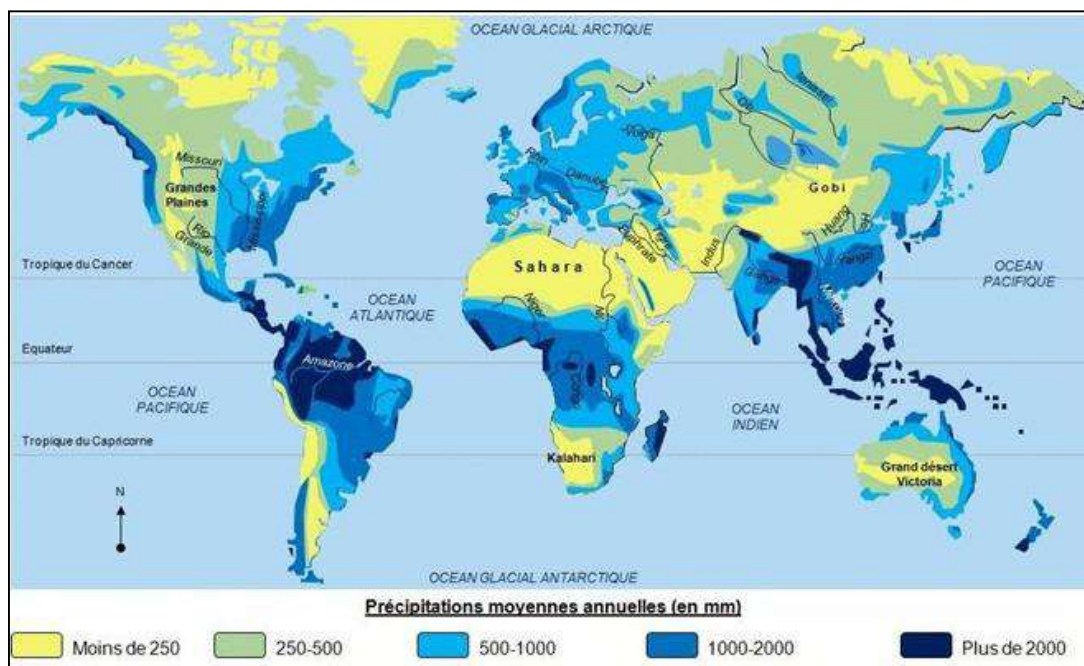


Figure72 : Carte des précipitations moyennes annuelles
(Source : <http://soutien67.free.fr/svt/terre/climat/climat.htm>)

Elle est représentée par les **isohyètes** (courbes de même pluviosité). D'autres auteurs utilisent des **couleurs** à la place des courbes selon des normes internationales. Du plus humide (**violet**) au plus sec (**rouge**). Entre les deux, nous avons des nuances : **bleu** (foncé à clair), **vert** (foncé à clair), **jaune** (foncé à clair), **orangé** (foncé à clair).

Exemple : la carte pluviométrique de Chaumont et Paquin (1971) au 1/500 000. C'est une carte **thématique analytique** où sont représentés :

- **Les isohyètes ;**
- **Les chiffres indiquent la quantité de pluies ;**
- **Les couleurs variations des couleurs** du Nord au Sud et d'Ouest en Est (le rouge domine vers le Sud) ; (le bleu et violet vers le Nord et sur les reliefs) (fig. 73).

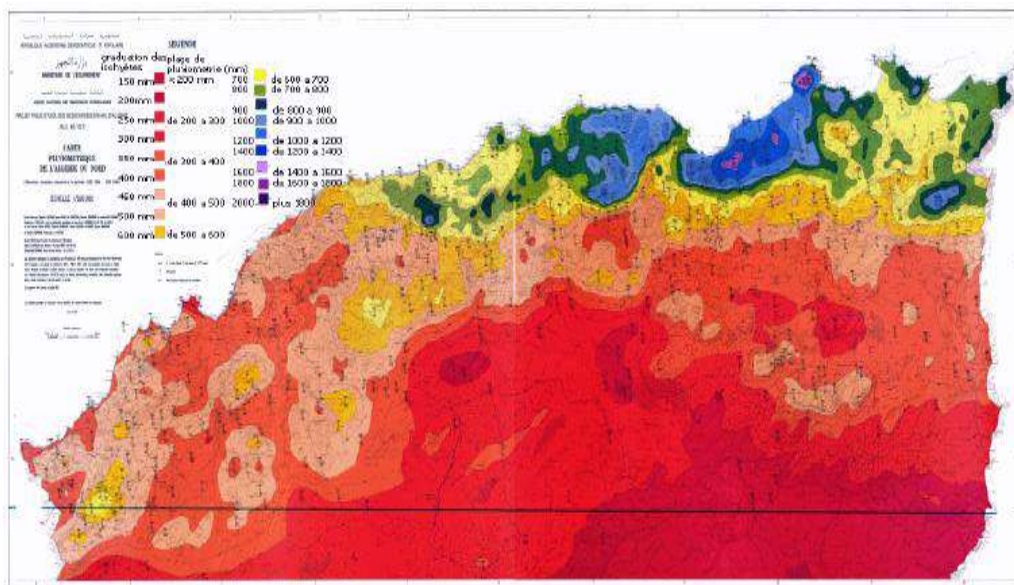


Figure73 : La carte pluviométrique de Chaumont et Paquin (1971) au 1/500 000
(Source : <http://www.anrh.dz/pluvio.htm>)

2.2. Cartes des températures

Elle est représentée par les isothermes qui sont des courbes de même température (fig. 74).

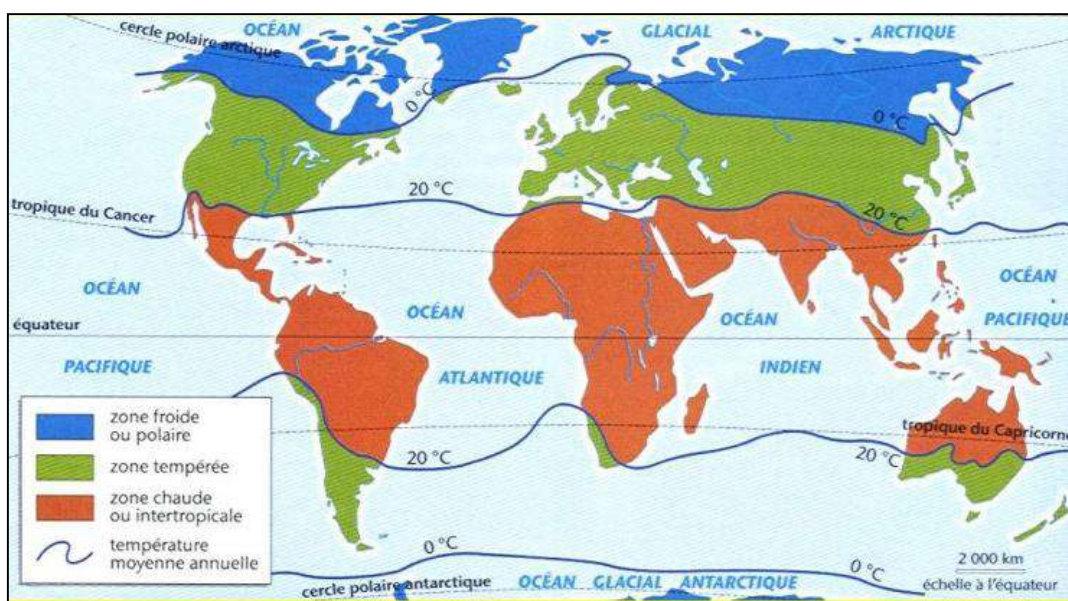


Figure74 : Cartes des températures moyennes annuelles
(Source : https://svtagenais.pagesperso-orange.fr/5eC2_A.html)

La compilation des statistiques mensuelles de températures et l'analyse d'une quinzaine de cartes isothermiques ont permis de constituer les matériaux de base pour la réalisation de la carte des régions thermiques du Québec méridional (Hufty, 1986) (fig. 75)

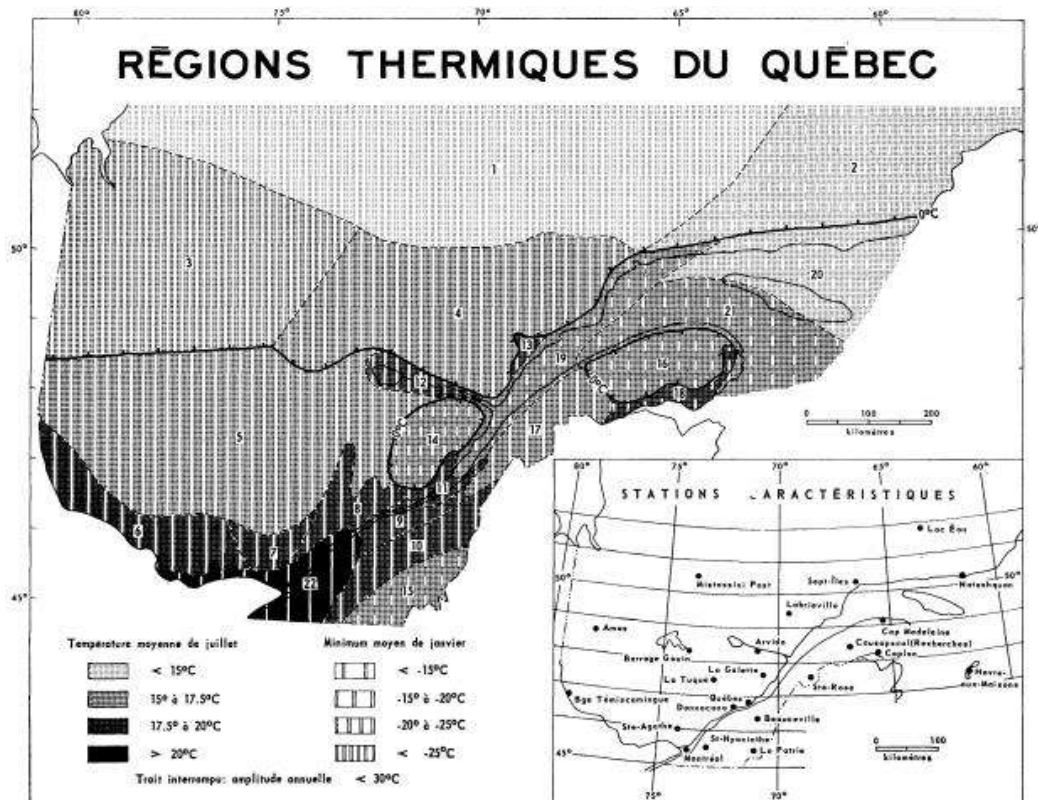


Figure 75 : Cartes des températures moyennes annuelles
(Source : Hufty, 1986)

3. Cartographie bioclimatique :

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 donc basée sur un aspect particulier de l'étude du climat. Il faut noter l'importance d'une organisation d'un réseau météorologique dense et bien équipé permettant de disposer des données suffisantes en qualité comme en quantité.

La carte pluviothermique réalisée par Barry et *al.*, (1974) dans la carte du couvert végétal algérien (fig. 76) combine les deux facteurs précipitation et température. Cependant, Stewart définit en Algérie cinq régions "homogènes" du point de vue bioclimatique (fig. 77).

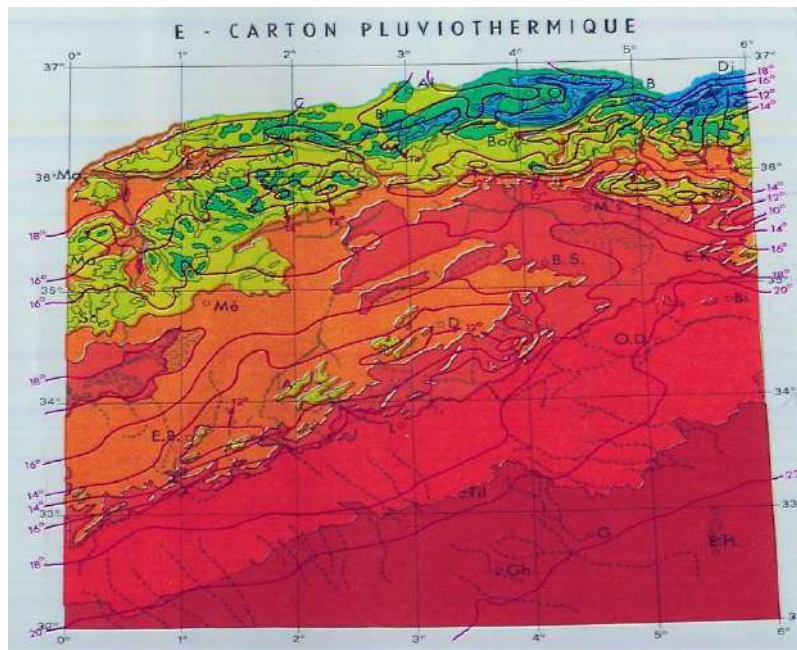


Figure76 : Carton pluviothermique e : 1 / 5.000.000 dans la carte du couvert végétal algérien d'après Barry et *al.*, (1974)

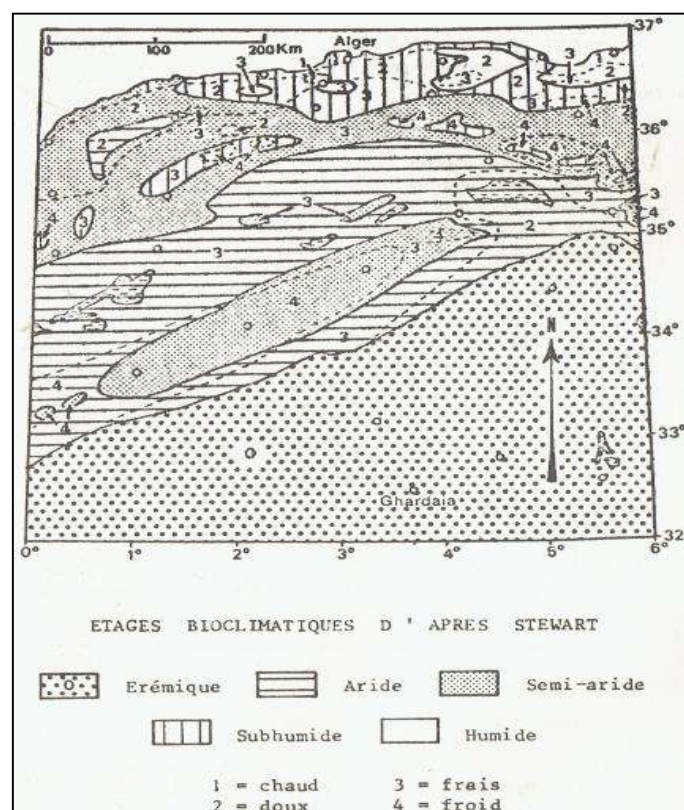


Figure77 : Etages bioclimatiques de l'Algérie d'après Stewart (Source : Barry et *al.*, 1974)

4. Cartographie de la végétation :

L'objectif principal est de cartographier de manière précise les types de végétations présentes dans un territoire donné. Si la photo-interprétation d'images aériennes et satellitaires est une technique encore utilisée aujourd'hui pour cartographier les zones humides, les habitats

forestiers et plus généralement, les grands types de végétation, un nombre croissant d'études produisent des cartes de la végétation par classification automatique d'images aériennes et satellitaires (Lucas *et al.*, 2011), qui offre une économie et une reproductibilité des procédures de traitement.

En Algérie il existe une carte de végétation de l'ensemble du territoire réalisée au 1/1.000.000 établie par Barry *et al.*, (1974). En effet, la subdivision en domaines et secteurs biogéographiques de Lapie en 1909 et de Maire en 1926 est le reflet de l'étroite dépendance climat-végétation. Quézel et Santa (1962) et Barry et Celles (1974) l'ont **modifiée** pour des préoccupations plus **floristiques** :

Groupe méditerranéen de l'Holarctis (deux sous régions) (fig. 78) :

1. Sous-région eu- méditerranéenne :

1.1. Domaine Maghrébin méditerranéen

Secteur numidien

Sous-secteur de la Grande Kabylie (K 1)

Sous-secteur de la Petite Kabylie (K 2)

Secteur algérois

Sous-secteur littoral (A 1)

Sous-secteur de l'Atlas tellien (A 2)

Secteur du Tell méridional

Sous-secteur du tell constantinois (C 1)

Secteur oranais

Sous-secteur des sahels littoraux (O1)

Sous-secteur des plaines littorales (O2)

Sous-secteur de l'Atlas tellien (O3)

1.2. Domaine Maghrébin steppique

Secteur des Hauts Plateaux Algéro-oranais (H 1)

Secteur des Hauts Plateaux constantinois (H 2)

Secteur de l'Atlas saharien

Sous-secteur de l'Atlas saharien oranais (AS 1)

Sous-secteur de l'Atlas saharien algérois (AS 2)

Secteur du sud Constantinois

Sous-secteur de l'Atlas saharien Aurésio-constantinois (AS 3)

Sous-secteur du Hodna (Hd)

2. Sous-région saharo-sindienne :

2.1. Domaine Saharo-méditerranéen

2.1.1. Sous-Domaine du Sahara-septentrional

Secteur de la bordure saharienne

Sous-secteur algérien (SS 1)

Sous-secteur tunisien

2.1.2. Sous-Domaine du Sahara nord occidental

Secteur de la bordure saharienne

Sous-secteur oranais (SS 2)

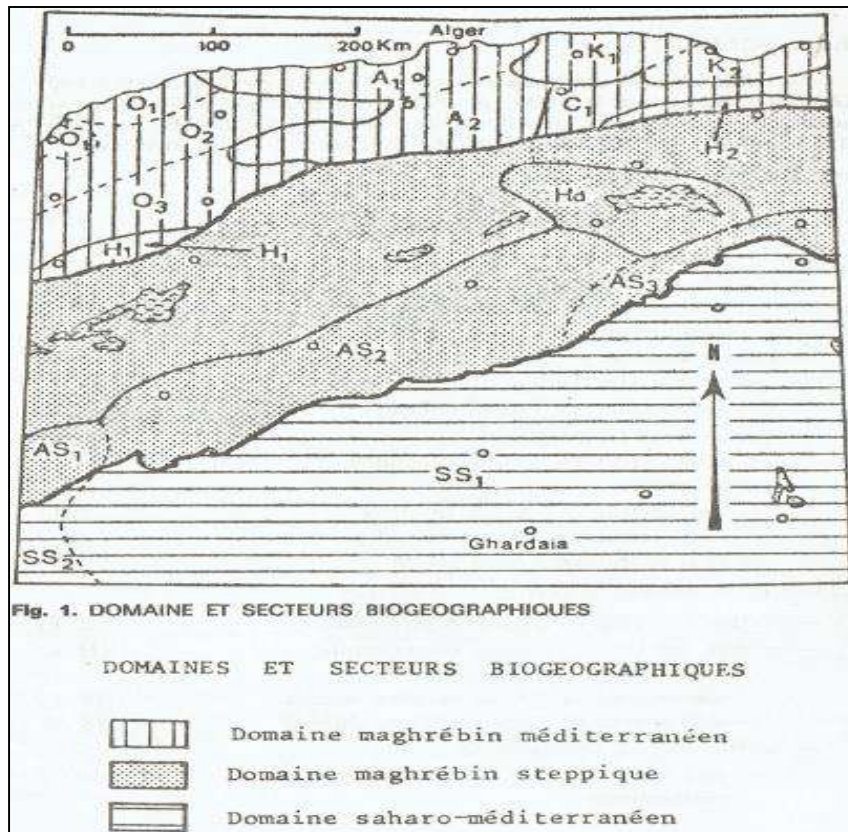


Figure78 : Subdivision en domaines et secteurs biogéographiques de l'Algérie
(Source : Barry et al., 1974)

5. Carte internationale du tapis végétal et des conditions écologiques de l'Algérie au 1/1.000.000 établie par Barry et al., (1974) :

5.1. Méthodologie

L'analyse de la végétation de la feuille d'Alger (fic. 79), se base sur deux concepts phytogéographiques :

- ✓ **La série (Phylum de végétation)** : lorsque les groupements végétaux représentent les étapes phytodynamiques d'un climax forestier (Ozenda, 1954 ; Gaussen, 1963). L'essence forestière, espèce vedette (climacique), indique aussi la finalité d'un mélange de plusieurs essences forestières en concurrence. Cette notion est utilisée pour la totalité du domaine Maghrébin méditerranéen et en partie pour le domaine Maghrébin steppique.
- ✓ **La formation végétale** : dans son acceptation « type de végétation », si l'on n'est pas certain. Cette dernière est un groupement de composition floristique définie, caractérisé par

une ou plusieurs espèces à pouvoir dynamique élevé et dont la physionomie est le fait de la juxtaposition d'un même type biologique (Ionesco et Sauvage, 1962). Cette notion est utilisée dans une partie du domaine Maghrébin steppique et dans la totalité du domaine Saharo-méditerranéen.

5.2. Etude de la végétation

Deux types de végétation sont à distinguer :

1 – Les formations climatiques :

Région méditerranéenne

Sous-région méditerranéenne

- Domaine Maghrébin méditerranéen (Etages méditerranéens)

1 – Série du cèdre

2 à 5 – Série des chênes à feuilles caduques

6 à 7 – Série du chêne liège

17 – Série du thuya de Berbérie

18 à 19 – Série de l'olivier-lentisque

- Domaine Maghrébin méditerranéen et Maghrébin steppique (Etages méditerranéens)

8 à 12 et 21 à 23 –Séries du chêne vert, du chêne vert et du pin d'Alep

13 à 16 et 24 à 26 –Séries du pin d'Alep, du pin d'Alep et du thuya de Berbérie

- Domaine Maghrébin steppique (Etage méditerranéen aride)

27 à 32 – Les steppes à alfa

33 à 34 – Les steppes buissonneuses à alfa et remt (*Arthrophytum scoparium*)

35 à 41 et 43 à 44 –Les steppes buissonneuses à *Arthrophytum scoparium* et les dayas à Bétoum (*Pistacia atlantica*)

42 – La formation du M'Zab

43 à 50 - Les steppes buissonneuses à *Rhanterium suaveolens ssp. Intermedium*

(Etage érémitique méditerranéen)

51 à 55 –Les steppes buissonneuses diffuses à *Stipagrostis plumosa sl.*

2 – Les formations édaphiques :

- Domaine Maghrébin et saharo-méditerranéen

56 à 61 – La végétation des terrains salés et des terrains gypseux

62 à 69 – La végétation des terrains sableux

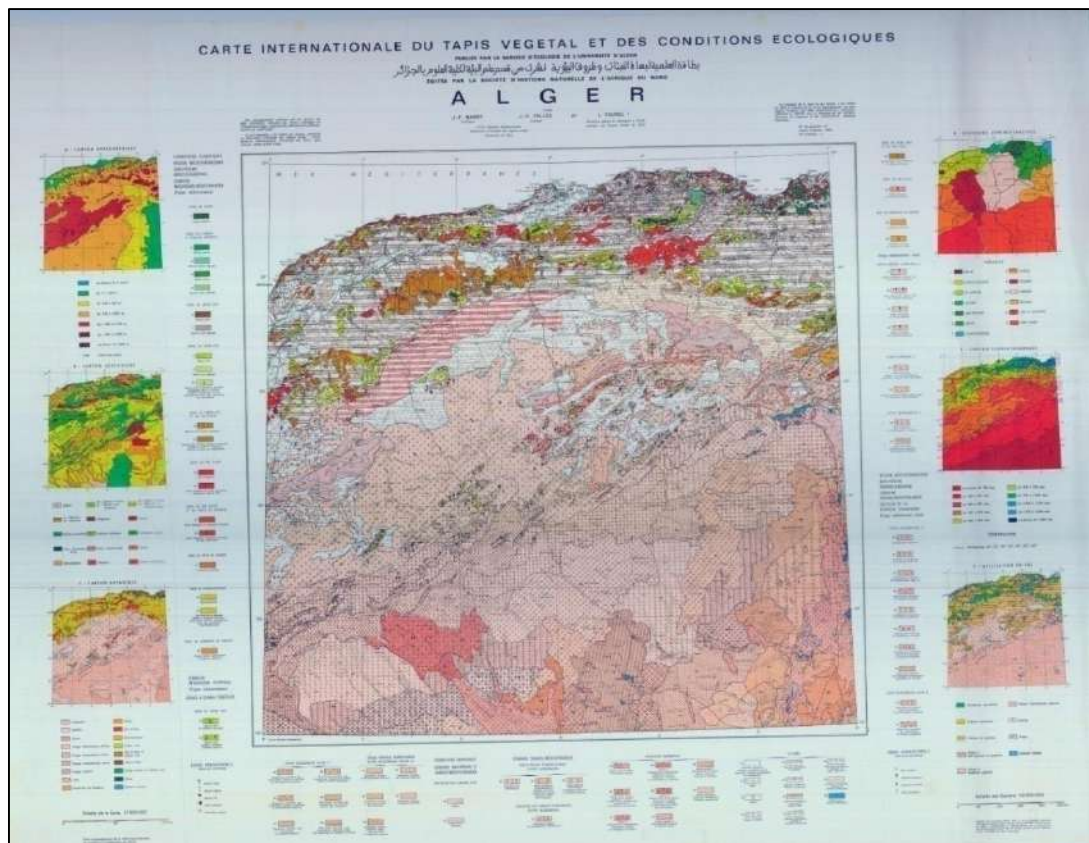


Figure79 : Carte internationale du tapis végétal et des conditions écologiques au 1/1.000.000 établie par Barry et al. (1974).

Références bibliographiques

Agence Nationale de l'Aménagement du Territoire, 2004 - Carte bioclimatique de l'Algérie.

Angot A., 1916 - Traité élémentaire de météorologie. Édition Gauthier-Villars et Cie, Paris, 415 p.

Bagnouls F. et Gaussen H., 1957 - Les climats biologiques et leur classification. *Ann. Géogr.* 66, 355 : 193-220.

Bagnouls F., Gaussen H., 1953 – Saison sèche et indice xérothermique. *Bull. Soc. Hist. Nat.*, Toulouse, 88 : 193- 239.

Baldit A., 1922 - Etudes élémentaires de météorologie pratique. 2e édition. 1 vol. (XIII). Météorologie. Paris : Gauthier-Villars 428 p.

Barry J.P., Celles J.C., Faurel L., 1974 - Notice de la carte internationale du tapis végétal et des conditions écologiques. Feuille d'Alger, échelle 1/1.000.000. CRBT, Université d'Alger, 42 p.

Beltrando G., 2000 - La climatologie : une science géographique. In: *L'information géographique*, volume 64, n°3, pp. 241-261; DOI : <https://doi.org/10.3406/ingeo.2000.2705>

Beltrando G., Chémery L., 1995. Dictionnaire du climat. Edition Larousse Références. 344 pages.

Berger A., 1992 - Le climat de la terre. Un passé pour quel avenir ? Bruxelles : De Boek Université. 479 p.

Bertrand P., Couturier D., Vogelsinger B., 2010 - L'effet de Foehn. INP Toulouse, ENSEIHT, 17 p.

Birost P., 1945 – Sur une nouvelle fonction d'aridité au Portugal. Editions Orbois, Collection PUF, 180 p.

Blaney H.F., et Criddle W.D., 1950 - Determining Requirements Water in Irrigated Areas from Climatological and Irrigation. Data. Washington Soil Conservation Service, 48.

Capot Rey R., 1952 - Les limites du Sahara français. *Travaux Institut Recherches Sahariennes*, Alger, 8 : 23-43.

Capot-Rey R., 1951 - Une carte de l'indice d'aridité au Sahara français. *Bulletin de l'Association de Géographes Français* : 73-76.

Caviedes E., et Daget P., 1984 - Les climats méditerranéens du Chili: contribution pour une nouvelle synthèse, *Bulletin de la Société Botanique de France. Actualités Botaniques*, 131:2-4, 205-212, DOI: 10.1080/01811789.1984.10826661

Chaumont M., Paquin C., 1971 - Carte pluviométrique de l'Algérie du Nord. Echelle 1/500 000" (4 feuilles et notice). *Société de l'Histoire Naturelle d'Afrique du Nord*.

Choisnel, E., 1996 - Les échelles d'espace et de temps en climatologie. *La Météorologie 8e série*, 13 : 29-38.

Da Lage A. et Métaillie G. (Coord.), 2000 - Dictionnaire de Biogéographie végétale. Paris : CNRS éditions, 579 p.

Daget Ph., 1977 - Le bioclimat méditerranéen : caractères généraux, modes de caractérisation. *Vegetatio*, Vol. 34, 1 : 1-20.

- Daniel V., 2003** - Le bilan radiatif de la Terre. École normale supérieure de Lyon. planet-terre.ens-lyon.fr/article/bilan-radiatif-terre3.xml.
- De Martonne Emm., 1940** - Traité de Géographie Physique. Sixième édition revue et corrigée. Tome 1. Notions générales, Climat, Hydrographie. Edition Armand Colin, 496 p.
- Delpierre N., 2016** - Bilan radiatif et éléments de bioclimatologie. Université Paris Sud. <https://fr.slideserve.com/dugan/impacts-des-changements-globaux-r-cents-sur-les-cosyst-mes>.
- Djellouli Y., 1981** - Etude climatique et bioclimatique des hauts plateaux du sud Oranais (Wilaya de Saida): Comportement des espèces vis-à-vis des éléments du climat. Thèse de doctorat 3eme cycle, USTHB, Alger, 178 p + ann. Et cartes.
- Douguedroit A., 2005** - La révolution scientifique de la climatologie pendant la seconde moitié du XXème siècle : le paradigme de l'état du « système climatique ». *Annales de l'Association Internationale de Climatologie*, vol 2, 2005.
- Emberger L., 1930a** - Sur une formule applicable en géographie botanique. *C.R. Ac. Sc.* 191 : 389-390.
- Emberger L., 1930b** - Sur l'étage de végétation. *C.R. Ac. Sc.* 191: 389-390.
- Emberger L., 1936** - Remarques critiques sur les étages de végétation dans les montagnes marocaines. *Bull. Soc. Bot. Suisse*, vol. jub. Rtibel, 46: 614-4531.
- Emberger L., 1939** - Aperçu général sur la Végétation du Maroc. *VerOffentl. d. Geobot. Inst. Rubel in Zurich*, 14, 40-157, 1 carte 1/1 500 000.
- Emberger L., 1952** - Sur le quotient pluviothermique. *C.R. Ac. Sc.* 23: 2308-2310.
- Emberger L., 1955** - Une classification biogéographique des climats. *Rec. Trav. lab. Bot. Géol. Zool. Fac. Sc. de Montpellier* 7: 3-43.
- Emberger L., 1971b** - Travaux de botanique et d'Ecologie. Masson, Paris, 520 p.
- Emsalem R., 1989** - Climatologie générale. Tomes 2, 255 p. Entreprise nationale du livre, Alger.
- Emsalem R., 1970** - Climatologie générale. Tomes 1 : fondements des équilibres atmosphériques, 215 p. et 2). SNED, Alger.
- Estienne P. et Godard A., 1970** - Climatologie. Armand Colin, collection U, série «Géographie». Paris, 368p.
- Floret C., Gounot M., Rossetti C. et Schwaar D., 1968** - Conception générale des travaux de cartographie phyto-écologique réalisés par le C.N.R.S. en Tunisie septentrionale. *Ann. Inst. Nat. Rech. Agron. de Tunisie*, Tunis, vol. 41 (1) : 25 - 142, annexes.
- Gaussen H., 1963** - Ecologie et phytogéographie. In « Précis de sciences biologique : Botanique » : 926-972.
- Genève R., 1952** - Le climat à travers les âges. La météorologie, 68-89.
- Gorcinski W., 1920** - Sur le calcul du degré de continentalisme et son application dans la climatologie. *Geographic Annaler* 2 : 324-331
- Habani N., 2016** - Contribution à l'étude Ecodendrométrie et Dendroécologie du Pistachier de l'Atlas (*Pistacia atlantica* Desf.) en Algérie. Thèse de doctorat, USTHB, 147p.
- Halimi A., 1980** - L'Atlas Blidéen : climats et étages végétaux. Edition: OPU, 523p.
- Hartman D.L., 1994** - Global Physical Climatology. Academic Press, San Diego, CA, USA.

Hufty A., 2001 - Classification des climats de Köppen dans Introduction à la climatologie : Le rayonnement et la température, l'atmosphère, l'eau, le climat et l'activité humaine, 12 p., Presses Université Laval.

Hufty, A. 1968 - Les climats thermiques du Québec méridional. *Cahiers de géographie du Québec*, 12(25), 25–47. [https:// doi.org/10.7202/020785ar](https://doi.org/10.7202/020785ar).

Ionesco T., Sauvage C., 1962 - Les types de végétation au Maroc. Essai de nomenclature et de définition. *Rev. Géog. Maroc* : 1-2 : 75-86.

Jaziri B., 2016 - Cours de Bioclimatologie végétale. <https://cours-examens.org/images/An-2018/Etudes-superieures/Bioclimatologie/bioclimatologie%20-%201.pdf>

Joly M., 2008 - Le rôle des océans dans la variabilité climatique de la mousson africaine. Sciences de la Terre. Université Paris-Est.

Kiehl J. T., Trenberth K. E., 1997 - Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*. Vol. 78, (2) : 197-208.

Köppen W., 1918 - Classification climatique de type empirique. Paris, 324p

Labeyrie L., Jouzel, J., 1999 - Les soubresauts millénaires du climat. *La Recherche*, n° 321, 60-61.

Lebourgeois F., 2010 - Cours de bioclimatologie à l'usage des forestiers. *AgroParisTech-ENGREF, Nancy*, 245 p.

Lemée G., 1978 - Précis d'écologie végétale, Paris, Masson, 285 p.

Lucas R., Medcalf K., Brown A., Bunting P., Breyer J., Clewley D., Keyworth S., Blackmore P., 2011 - Updating the Phase 1 habitat map of Wales, UK, using satellite sensor data. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 66, 81-102.

Meddour R., 2010 - Bioclimatologie, phytogéographie et phytosociologie en Algérie. Exemple des groupements forestiers et préforestiers de la grande Kabylie Djurdjurenne. Thèse de Doctorat, Université Mouloud Mammeri, 397 pages

Ministère des Ressources en Eau, 2010 - Réalisation de l'étude d'actualisation du plan national de l'eau en Algérie. Mission 2 : Ressources et demandes ; Tome 3 : Envasement des barrages. Programme MEDA de l'Union Européenne, Ministère des Ressources en eau de la République Algérienne Démocratique et Populaire, Direction des études et des aménagements hydrauliques, 65 p.

Mounier J., 1977 - Le type de temps un choix pour le géographe : climatologie synoptique ou climatologie compréhensive, *Cahier n°7 du Centre de Climatologie de Dijon*, p. 99-117.

Nedjraoui D. et Bédrani S., 2008 – La désertification dans les steppes algériennes : causes, impacts et actions de lutte. *Vertigo - la revue électronique en sciences de l'environnement*, Volume 8 Numéro 1. <https://journals.openedition.org/vertigo/5375>

O.N.S., 2013 - Statistique sur l'Environnement. Office National des Statistiques. *Coll. Statist.*, n° 177: Série C, 110.p. ISBN: 978-9961-792-91-9

OMM, 1975 - Atlas international des nuages, volume I, 183 p.

OMM, 2006 - Suivi de la sécheresse et alerte précoce : principes, progrès et enjeux futurs. N° 1006, 26 p.

http://www.droughtmanagement.info/literature/WMO_drought_monitoring_early_warning_fr_2006.pdf

OMM, 2012 - Glossaire International d'Hydrologie. ISBN 978-92-63-03385-8. http://www.wmo.int/pages/prog/hwrr/publications/international_glossary/385_IGH_2012.pdf

OMM, 2014 - Guide des pratiques climatologiques. N° 100, 141 p. https://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_100_fr.pdf

ONM, 2016 - Présentation du réseau d'observation de la météo et du climat en Algérie. Disponibilité des données observées. Description et disponibilité des produits climatiques. <http://www.climasouth.eu/docs/PresentationONM-algerie-Lotfi-HALIMI.pdf>

Organisation Météorologique Mondiale (OMM), 2008 - Guide des instruments et des observations météorologiques. N° 8, 742 p. https://library.wmo.int/pmb_ged/wmo_8-2014_fr.pdf

Ozenda P., 1954 - Observations sur la végétation d'une région semi-aride : les Hauts-Plateaux du Sud-algérois. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. N.*, 45 (3-4) : 189-223.

Ozenda P., 1975 - Sur les étages de végétation dans les montagnes du bassin méditerranéen. *Doc. Cart. Ecol.*, 16: 1-32.

Pédélaborde P., 1957 - Le climat du Bassin parisien. Essai d'une méthode rationnelle de climatologie physique, Paris, 539p.

Peguy, Ch. P., 1970 - Précis de climatologie. Masson, Paris, 468 p.

Penman H.L., 1948 - Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proc. roy. soc. (London) ser. A*, 193 : 120-145.

Piéry M., Milhaud M., Van der Elst R., 1934 - Traité de climatologie biologique et médicale. Chapitre éléments météorologiques du climat « Les éléments météorologiques du climat » Paris, Masson, 3 volumes, 664 p.

Remini B., Bensafia Dj., 2009 - Le problème de la sédimentation dans les barrages des zones arides : Cas algériens. Atelier scientifique MED-FRIEND Rabat 11-12 décembre 2009. Université Mohamed V-Agdal.

Rempp G., 1937 - Sur les frontières et les relations entre le macroclimat, le mésoclimat et le microclimat, et entre le climat physique et le bioclimat. *La Météorologie*, septembre-octobre, 380-391.

Rivas-Martinez S., 1981 - Les étages bioclimatiques de la végétation de la péninsule ibérique. *Actas III Congé Optima. Ann. Jard. Bot. Madrid*, 37 (2): 251-268.

Sauvage Ch., 1961 - Recherches botaniques sur les subéraies marocaines. *Trav. Inst. Sc. Chérifien Bot.* 21:1-462 (+annexes).

Seltzer P., 1946 - Le climat de l'Algérie. Institut de météorologie et de physique du globe de l'Algérie. Université d'Alger, 219 p.

Sorre M., 1943 - Les fondements de la géographie humaine. Tome 1 : les fondements biologiques. Essai d'une écologie de l'homme, Armand Colin, Paris, 1951 (3^{ème} éd. revue et corrigée. 1^{ère} éd. 1943), p. 411-419.

Staszak J.-F., 1995 - La géographie d'avant la géographie : le climat chez Aristote et Hippocrate. Edition l'Harmattan, Paris, 256 p.

Stewart P., 1968 - Quotient pluviométrique et dégradation biosphérique : quelques réflexions. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr.*, 59 : 23-36.

Tabet-Aoul M., 2014 - Changement climatique et risques. Edition Ben merabet, 319 p.

Thorntwaite C. W., 1948 - An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38 (1): 55-94.

Touazi M., Bhiry N., Laborde J.-P. et Achour F. 2011 - Régionalisation des débits moyens mensuels en Algérie du nord. *Revue des Sciences de l'Eau*, 24 (2) : 177-191 DOI : 10.7202/1006110ar.

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

Site web :

<http://villemin.gerard.free.fr/Scienmod/Coriolis.htm>

http://www.climate.be/users/vanyp/presentations/2008-3-13_jpvy_ulb_leon_2_climat_et_systeme.pdf

https://tel.archives-ouvertes.fr/file/index/docid/468606/filename/2008PEST0264_0_0.pdf

https://www.meteo45.com/classification_des_nuages.html

Table des matières

Avant-propos

Sommaire

Listes des figures et des tableaux

Résumé

Introduction.....	1
Chapitre 1 : Climatologie générale.....	2
1. La météorologie et la climatologie.....	2
2. Le climat.....	3
3. Temps, les types de temps et le climat.....	4
4. Notions d'échelle, d'espace et de temps.....	5
4.1. Échelle planétaire.....	5
4.2. Échelle synoptique.....	5
4.3. Mésos-échelle ou échelle régionale.....	5
4.4. Micro-échelle ou échelle turbulente.....	6
Chapitre 2 : Les données climatologiques.....	7
1. Les stations météorologiques.....	7
1.1. Classification des stations météorologiques.....	7
1.2. Installation des instruments de mesure.....	7
2. Paramètres mesurés en surface.....	8
2.1. Les précipitations.....	8
2.2. Les température.....	9
2.3. La pression atmosphérique.....	10
2.4. Humidité relative.....	10
2.5. Les vents.....	10
2.6. Insolation (l'ensoleillement).....	11
2.7. Nébulosité.....	11
2.8. Nuages.....	11
2.8.1. Les types de nuages.....	13
2.8.2. Description des nuages.....	13
3. Paramètres mesurés en altitude.....	14
4. Exploitation des données.....	15
Chapitre 3 : Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents.....	17
1. Caractères généraux.....	17
2. Mouvements à grande échelle.....	18
2.1. Vent Alizé.....	19
2.2. Vent d'Ouest.....	19
2.3. Vents polaires.....	19

3. Mouvements à moyenne échelle.....	19
3.1. Les moussons.....	19
3.2. Les cyclones.....	20
4. Mouvements à petite échelle.....	21
4.1. Le mistral.....	21
4.2. Le sirocco.....	21
4.3. Brises de mer et les brises de terre.....	21
4. 4. Le foehn.....	21
Chapitre 4 : L'air et la structure verticale de l'atmosphère.....	23
1. Caractères généraux.....	23
2. Subdivision de l'atmosphère.....	23
2.1 Troposphère.....	25
2.2 Stratosphère.....	25
2.3 Mésosphère (Stratosphère supérieure).....	25
2.4 Thermosphère (Ionosphère).....	25
2.5 Exosphère.....	25
Chapitre 5 : Bilan thermique à la surface de la terre.....	27
1. Notion du système climatique.....	27
2. Caractères généraux.....	27
3. Rayonnement net à la surface de la terre.....	27
4. Variations géographiques du bilan du rayonnement.....	31
5. Variations saisonnières du bilan du rayonnement.....	32
6. Transfert de l'énergie.....	32
7. Bilans énergétiques.....	34
8. Problèmes particuliers relatifs au CO ₂ , effet de serre et ozone.....	36
Chapitre 6 : Classification climatique physique.....	39
1. Caractères généraux.....	39
2. Classification basée sur les températures.....	39
3. Classification basée sur les températures et les précipitations.....	39
3.1. Classification de De Martonne.....	39
3.2. Classification de Köppen.....	40
3.3. Classification de Peguy.....	42
Chapitre 7 : L'aridité.....	45
1. Caractères généraux.....	45
2. Les causes de l'aridité.....	45
3. Les conséquences de l'aridité.....	46
4. Les différents indices d'aridité.....	46
4.1. Indice d'aridité Köppen et Geiger.....	47
4.2. Indice de Lang (1915).....	47

4.3. Indice de De Martone (1926).....	48
4.4. Indice de Birot (1945).....	48
4.5. Coefficient d'aridité de Dubief.....	48
4.6. Méthode de Bagnouls et Gaussen (1953, 1957, 1958).....	49
4 6.1. Diagramme ombrothermique.....	49
4 6.2. L'indice xérothermique.....	50
4.7. L'indice d'aridité de Capot-Rey.....	51
4.8. Indice d'arido-humidité de Giacobbe (1938).....	51
5. Les limites septentrionales du désert du point de vue climatique.....	52
6. Les principaux déserts.....	52
6.1. Dans le monde.....	52
6.2. En Afrique et au Maghreb.....	53
7. Aridité et dégradation anthropique.....	54
Chapitre 8 : Hydrologie.....	55
1. La répartition de l'eau sur la planète terre.....	55
2. Les états de l'eau.....	55
2.1. L'effet de l'hydrosphère sur la lithosphère.....	56
2.2. L'effet de l'hydrosphère sur l'atmosphère.....	56
3. Les différentes étapes du cycle de l'eau.....	56
4. Ressources hydriques naturelles.....	57
4.1. Eaux superficielles.....	57
4.2. Eaux souterraines.....	58
4.3. Ressources non conventionnelles.....	60
5. Problèmes hydrologiques spécifiques aux forêts.....	60
6. Problèmes hydrologiques spécifiques aux steppes.....	62
7. Problèmes hydrologiques spécifiques au Sahara.....	63
Chapitre 9 : Les bilans hydriques.....	65
1. Définition du bilan hydrique.....	65
2. L'évapotranspiration.....	65
3. Les types de l'évapotranspiration.....	66
3.1. L'évapotranspiration potentielle (ETP)	66
3.2. L'évapotranspiration réelle (ETR)	66
4. Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration.....	67
4.1. Les bacs.....	67
4.2. L'évaporomètre Piche.....	67
4.3. Les cases lysimétriques.....	68
5. Estimation de l'évapotranspiration.....	69
5.1. Formule de Blaney et Criddle (1950).....	69
5.2. Formule de Thornthwaite (1948).....	70
5.3. Formule de Turc (1955, 1961).....	72

5.4. Formule de Penman (1948, 1956).....	72
6. Discussions.....	73
Chapitre 10 : Méthodes de caractérisation du climat méditerranéen.....	75
1. Définition de la nature de région climatique.....	75
2. Les caractères de la région méditerranéenne.....	75
3. Climat et végétations.....	77
4. Méthodes de caractérisation du climat méditerranéen.....	77
4.1. Méthode d'Emberger : Quotient pluviothermique d'Emberger (1930) et (1955).....	77
4.1.1. Etablissement de la formule.....	78
4.1.2. Le climagramme d'Emberger.....	78
4.2. Méthode de Daget (1977).....	80
4.2.1. La continentalité pluviale.....	80
4.2.2. La continentalité thermique.....	80
4.3. Méthode de Bagnouls et Gaussen (1953, 1957, 1958).....	81
4.3.1. Diagramme ombrothermique.....	81
4.3.2. L'indice xérothermique.....	82
4.4. Les méthodes dérivées.....	82
4.4.1. Etages bioclimatiques.....	83
4.2.2- Délimitation des étages bioclimatiques.....	83
4.2.3 - Délimitation des variantes.....	84
Chapitre 11 : Utilisation des synthèses bioclimatiques à des problèmes d'écologie appliquée (Notion d'échelles).....	85
1. Introduction.....	85
2. Les différentes échelles spatio-temporelles.....	85
2.1. Au niveau temporel.....	85
2.1.1. Echelle géologique.....	85
2.1.2. Echelle historique.....	86
2.1.3. Echelle contemporaine.....	86
2.2. Au niveau spatial (= géographique).....	86
2.2.1. Les aspects macroclimatiques.....	87
2.2.2. Les aspects mésoclimatiques.....	88
2.2.3. Le topoclimat et le climat local.....	89
2.2.4. Le microclimat.....	91
3. Aridité et dégradation anthropique.....	92
3.1. Les effets de la dégradation du tapis végétal sur le climat et sa répercussion sur le quotient pluviothermique d'Emberger.....	92
3.2. Les effets de la dégradation du sol sur le climat et sa répercussion sur les limites des étages bioclimatiques de végétation.....	93
3.3. Conséquences de l'effet de la dégradation du milieu sur un diagnostic bioclimatique.....	93
4. Conclusion.....	93

Chapitre 12 : Relations végétation climat.....	94
1. Introduction.....	94
2. Etage bioclimatique de végétation.....	94
3. Notion d'étage de végétation.....	96
3.1. L'étage thermoméditerranéen.....	96
3.2. L'étage mésoméditerranéen.....	99
3.3. L'étage supraméditerranéen.....	96
3.4. L'étage oroméditerranéen.....	97
3.5. L'étage altiméditerranéen.....	97
4. Conclusion.....	100
Chapitre 13 : Classification biologique des climats.....	101
1. Introduction.....	101
2. Classification biogéographique des climats (d'après L. Emberger, 1955).....	101
2.1. Climats désertiques.....	101
2.2. Climats non désertiques.....	101
3. Classification de Bagnouls et Gaussen (1953, 1957, 1958).....	103
3.1. Les climats chauds et tempérés chauds.....	103
3.2. Les climats froids et tempérés froids.....	104
3.3. Les climats cryomériques.....	104
Chapitre 14 : Cartographie climatique et bioclimatique.....	105
1. Introduction.....	105
2. Cartographie climatique.....	105
2.1. Carte des précipitations.....	105
2.2. Cartes des températures.....	106
3. Cartographie bioclimatique.....	107
4. Cartographie de la végétation.....	108
5. Carte internationale du tapis végétal et des conditions écologiques de l'Algérie au 1/1.000.000 établie par Barry et al., (1974).....	110
5.1. Méthodologie.....	110
5.2. Etude de la végétation.....	111
Références bibliographiques.....	113
Table des matières.....	118