

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mohamed Boudiaf - M'sila



Faculté des sciences
Département des sciences de la nature et de la vie

Master 1 : Ecologie des zones arides et semi arides

Matière

BIOCLIMATOLOGIE

Par

Pr. REBBAS Khellaf

Intitulé de Master 1 : Ecologie des zones arides et semi arides

Semestre : 01

Matière : **Bioclimatologie**

VHS : 45 / C : 1H30 ; TD : 1H30 / Coeff. : 1 ; Crédits : 2

Objectifs de l'enseignement

Cette matière permet aux étudiants de Master 1 en écologie des zones arides et semi arides d'acquérir des connaissances en climatologie générale, de caractériser un climat méditerranéen, d'apprendre à faire des traitements des données climatiques, application des indices climatiques aux différentes stations météorologiques (transect nord-sud), utilisation des synthèses bioclimatiques à des problèmes d'écologie appliquée et connaître les relations végétation-climat.

Connaissances préalables recommandées

Une bonne base en statistique, physique et mathématique (S1 et S2).

Contenu de la matière :

Chapitre 1. Climatologie générale

- 1.1. Définitions
- 1.2. Les principaux types de fronts dans le monde
- 1.3. Les différents types de nuages
- 1.4. Mouvement latéraux de l'atmosphère
- 1.5. Les variations du champ de pression dans le temps
- 1.6. Eléments des types de temps
- 1.7. Fronts
- 1.8. Centres d'action
- 1.9. Courants de perturbations
- 1.10. Les type de temps

Chapitre 2. Les données climatologiques : sources de données, exploitation des données, leurs applications.

Chapitre 3. La structure et dynamique des couches atmosphériques

Chapitre 4. Bilan thermique de l'atmosphère terrestre

Chapitre 5. Classification climatique physique (Basée sur la température et la pluviosité)

Chapitre 6. Différents indices d'aridité

Chapitre 7. Hydrologie (Bilans de l'eau, Problèmes spécifiques aux : Forêts, Steppes et Sahara)

Chapitre 8. Evapotranspiration réelle et Evapotranspiration potentielle

Chapitre 9. Relations végétation-climat

Chapitre 10. Méthodes de caractérisation du climat méditerranéen

Chapitre 11. Utilisation des synthèses bioclimatiques à des problèmes d'écologie appliquée

Chapitre 12. Classification biologique des climats

Mode d'évaluation : Interrogations, EMD, rattrapage

Références bibliographiques

- Bagnouls F. et Gaussen H., 1953. Saison sèche et indice xérothermique. Bull. Soc. Hist. Nat. Toulouse. 88 : 193-239p.
- Bagnouls F., Gaussen H., 1957. Les climats biologiques et leur classification. In: Annales de Géographie, t. 66, n°355, 1957. pp. 193-220; doi : <https://doi.org/10.3406/geo.1957.18273>
https://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1957_num_66_355_18273
- Benhamiche N., 2016. Eléments pour l'étude du climat et la bioclimatologie. 1er cycle : Licence EE. Univ. de Béjaia.
- Chalon J-P, 2020. «ATMOSPHERE - La couche atmosphérique terrestre», Encyclopædia Universalis. <https://www.universalis.fr/encyclopedie/atmosphere-la-couche-atmospherique-terrestre/>
- Djellouli Y., 1990. Flore et climat en Algérie septentrionale. Déterminismes climatiques de la répartition des plantes. Thèse Doct d'Etat, USTHB, Alger.
- Dubief , 1959-1963. Le climat du sahara.1I, Mém.Inst.Rech. Sahar. Alger, 2tomes. 314p+275p.
- Gazal, 1956. Types bioclimatiques de l'Amérique du Sud. Toulouse.
- Halimi A., 1980. L'Atlas blidéen, climat et étages végétaux. O.P.U., Alger.
- Hirche A.; Boughani A. & Salamani M., 2007. Évolution de la pluviosité dans quelques stations arides algériennes. Science et changement planétaire/Sécheresse, Vol.18, N°4 314-20.
- Isnard H., 1950. La répartition saisonnière des pluies en Algérie. Annales de géographie. DOI : <https://doi.org/10.3406/geo.1950.13115>
- Jaziri B., 2013. Les paysages forestiers. FSHST, Département de Géographie, Univ. Tunisie.
- Jaziri B., 2016. Bioclimatologie végétale. Cours en forme de diapos. Département de Géographie, Univ. Tunisie.
- Lebourgeois F., 2010. Cours de bioclimatologie à l'usage des forestiers. Départ. SIAFEE - UFR FAM. AgroParisTech-ENGREF – Nancy.
- Le Houerou HN., 1989. La variabilité de la pluviosité annuelle dans quelques régions arides du monde : ces conséquences écologiques. In: Brent coordon." Les hommes face aux sécheresses" Nord-est Brésilien., 127-137p.
- Le Houerou H.N., 1995. Bioclimatologie et Biogéographie des steppes arides du Nord de l'Afrique, Diversité biologique, développement durable et désertisation, Options méditerranéennes, série B : recherches et études : 1-396 p.
- Medjerab A., 2013. Cours de de bioclimatologie. Licence LMD, science de la terre. spéc. Climat- environnement. Univ. USTHB, Alger.
- Mokhtari N., Mrabet R., Lebailly P. & Bock L., 2014. Spatialisation des bioclimats, de l'aridité et des étages de végétation du Maroc. Rev. Mar. Sci. Agron. Vét. 2 (1):50-66.
- Rouabhi A., 2016. Polycopiés de cours Bioclimat et changement climatique. Spéc. : Master Production végétale. Univ. de Sétif 1.
- Seltzer P., 1946. Le climat de l'Algérie. Carbonnel, Alger.
- Vidal J., 1956. La végétation du Laos .Travaux du Laboratoire forestier de Toulouse, Première section : L'Asie, Toulouse.

Site internet :

Le système mondial d'observation du climat : <http://www.wmo.int/pages/prog/qcos/index.php>

Le Groupe Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC/IPCC) :

<http://www.ipcc-data.org/>

National Climatic Data Center (NCDC) : <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/ncdc.html>

National Aeronautic and Space Administration (NASA) :

<http://gcmd.nasa.gov/Resources/pointers/meteo.html> <http://aeronet.gsfc.nasa.gov>

National Corporation of Atmospheric Research (NCAR) <http://dss.ucar.edu/>

Indices climatiques : ETCCDMI <http://ccma.seos.ubic.ca/ETCCDMI/>

Les pluies en Algérie :

https://www.persee.fr/doc/geo_0003-4010_1950_num_59_317_13115

Atmosphère : https://fr.wikipedia.org/wiki/Atmosph%C3%A8re_terrestre
https://meteo45.com/couches_atmospheriques.html
<https://www.atmo-hdf.fr/tout-savoir-sur-l-air/composition-de-l-atmosphere.html>
<https://www.aeronomie.be/fr/encyclopedie/couches-atmospheriques-ordre-caracteristiques>

Appareils de mesures de précipitations :
http://www.risknat.org/pages/programme_dep/docs/lthe/2006_Boudevillain-annexe.pdf
<https://www.alliance-technologies.net/produit/arg-314/>

Bilan radiatif de la terre : <https://planet-terre.ens-lyon.fr/article/bilan-radiatif-terre3.xml>

Bilan thermique : <http://rpn.univ-lorraine.fr/UVED/impacts-environnementaux-acv/potentiel-rechauffement/co/equilibre.html>

Climat de la terre : <https://sagascience.cnrs.fr/>

Effet de serre : <http://www.meteofrance.fr/climat-passe-et-futur/comprendre-le-climat-mondial/leffet-de-serre-et-autres-mecanismes>

Classification des climats : https://meteo45.com/classification_des_climats.html

Climats : <https://science7.blogspot.com/2016/11/ecologie-vegetale.html>

L'hydrologie : https://www.actu-environnement.com/ae/dictionnaire_environnement/definition/hydrologie.php4
<https://hydrologie.org/glu/FRDIC/DICHYDROL.HTM>
https://www.globe.gov/documents/10157/380996/hydro_chap_fr.pdf

Climats biologiques : https://www.persee.fr/docAsPDF/geo_0003-4010_1957_num_66_355_18273.pdf
<http://www.environnement.gouv.qc.ca/changements/classification/1methode.htm#1-4>

Plantes et climat : <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00008446/document>

Climat méditerranéen :
<https://www.tandfonline.com/doi/pdf/10.1080/01811789.1984.10826668?needAccess=true>
<https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/climatologie-climat-mediterraneen-16806/>

Climat de France : <https://journals.openedition.org/cybergeogeo/23155>
https://fr.wikipedia.org/wiki/Climat_m%C3%A9diterran%C3%A9en

Chapitre 1. Climatologie générale

1.1. Définitions

Bioclimatologie

Etude des influences du climat sur les organismes vivants.

Climatologie

Etude scientifique des climats (cause, variation, répartition, types, etc...).

Etude de l'ensemble des constituants de climats.

Climat

Ensemble fluctuant des conditions atmosphériques caractérisé par les états et les évolutions du temps d'un domaine spatial déterminé.

Ensemble des phénomènes météorologiques (température, pression, vent, précipitation...) qui caractérisent l'état moyen de l'atmosphère et son évolution en un lieu donné.

Météorologie

Science de l'atmosphère (Atmosphère : masse d'air qui entoure la terre /G. Oscar Villeneuve 1980, Unité de pression, numériquement égale au poids d'une colonne cylindrique de mercure ayant pour hauteur 76 cm et ayant pour base 1 cm²).

Le temps et les types du temps

Temps : A un moment déterminé, état de l'atmosphère défini par les éléments météorologiques.

Type de temps : Répartition particulière de systèmes de pression et de masses d'air sur une région géographique déterminée, associée à des caractères généraux typiques du temps.

Elément météorologique

Variable ou phénomène atmosphérique qui permet de caractériser l'état de temps en un endroit déterminé et à un moment donné (température de l'air, pression, vent, humidité, orage, brouillard, etc..).

Les masses d'air et les fronts

Masse d'air :

Ensemble de particules d'air dont les trajectoires et les propriétés physiques ne présentent horizontalement qu'une différence faible et continue. Cet ensemble peut s'étendre sur des aires de millions de kilomètres carrés et sur une épaisseur de plusieurs kilomètres. (Air : Mélange de gaz composant l'atmosphère terrestre).

C'est un flux d'air qui présente une certaine homogénéité et dont les qualités physiques (pression, température, degré d'humidité) varient suivant la position géographique qu'il occupe.

Flux : déplacement de masse d'air à l'échelle planétaire, de caractère zonal (dans le sens des parallèles) ou méridiens.

Les Fronts

Surface de séparation de deux masses d'air (surface frontale) ; ligne d'intersection de la surface de séparation de deux masses d'air avec une autre surface ou avec le sol (qui donnent des pluies)

* Front chaud

Front (non occlus) se mouvant de façon telle que la masse d'air chaud succède à la masse d'air froid. Au début de la formation du front chaud, on aura naissance de pluie sur 100 à 300Km.

Le front chaud est symbolisé par :

Front chaud en surface



Front chaud en altitude

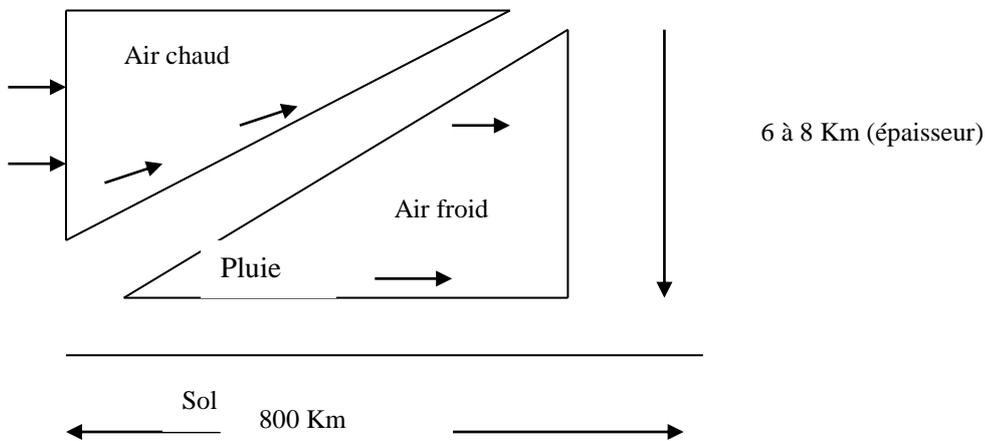


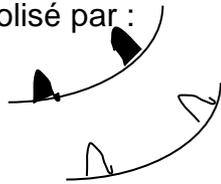
Schéma - Coupe verticale d'un front chaud

* Front froid :

Front (non occlus) se mouvant de façon telle que la masse d'air froid succède à la masse d'air chaud. La masse d'air chaud a tendance d'être soulevé par la masse d'air froid.

Le front froid est symbolisé par :

Front froid en surface



Front froid en altitude

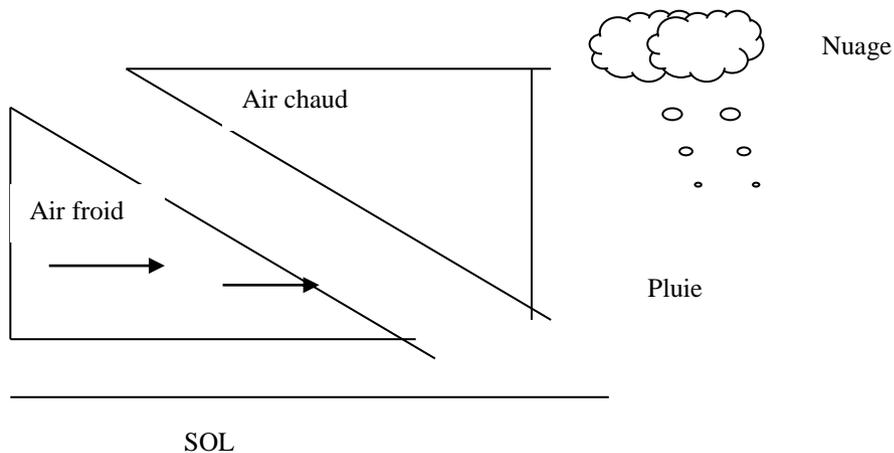


Schéma - Coupe verticale d'un front froid

* Front occlus

Front séparant deux masses d'air froid qui sont entrées en contact par suite du processus d'occlusion (Occlusion : processus de diminution progressive de l'air de secteur chaud à la surface terrestre et finalement par disparition par jonction des masses d'air froid qui initialement précèdent le front chaud et suivent le front froid ; front entre ces deux masses d'air froid après leur jonction (appelé aussi front occlus).

Symbole :



* Front quasi stationnaire

Mélange de front froid et front chaud, cette situation représente la fin des toutes activités des deux fronts.

Symbole :



1.2. Les principaux types de fronts dans le monde

1. Front antarctique : Front de grande étendue, des latitudes australes élevées, qui sépare l'air antarctique relativement froid de l'air polaire relativement chaud, et sur lequel se produisent des ondulations.
2. Front arctique : front de grande étendue, des latitudes boréales élevées, qui sépare l'air arctique relativement froid de l'air polaire relativement chaud, et sur lequel se produisent des ondulations.
3. Front des alizés : Front de la saison chaude, entre une poussé d'air frais de l'alizé océanique et l'air chaud des continent voisin.
4. Front intertropical (front équatorial) : Front quasi permanent, séparant l'alizé boréal de l'alizé austral ou constituant le bord limite d'une mousson (vent de la circulation générale de l'atmosphère) tropicale. Exp. : mousson d'été : M. d'origine océanique qui souffle en été. Mousson d'hiver : M. d'origine côtière orientale qui Souffle en hiver.
(Alizés : vents persistants, principalement de l'atmosphère inférieure, qui souffle sur de vastes régions, d'un anticyclone subtropicale vers des régions équatoriales. Les directions prédominantes des alizés sont du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans l'hémisphère sud.)
5. Front méditerranéen : front se formant en hiver dans la zone de basse pression qui recouvre la Méditerranée, entre l'air froid d'Europe centrale et l'air chaud saharien, et sur lequel se produisent des ondulations.
6. Front polaire : front quasi permanent de grande étendue, des latitudes moyennes, qui sépare l'air polaire relativement froid et l'air tropical relativement chaud, et sur lequel se produisent des ondulations.

1.3. Les différents types de nuages

Nuage : ensemble visible de minuscules particules d'eau liquide ou de 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 liquides non aqueuses ou des particules solides, provenant par exemple de vapeurs industrielles de fumées ou de poussières.

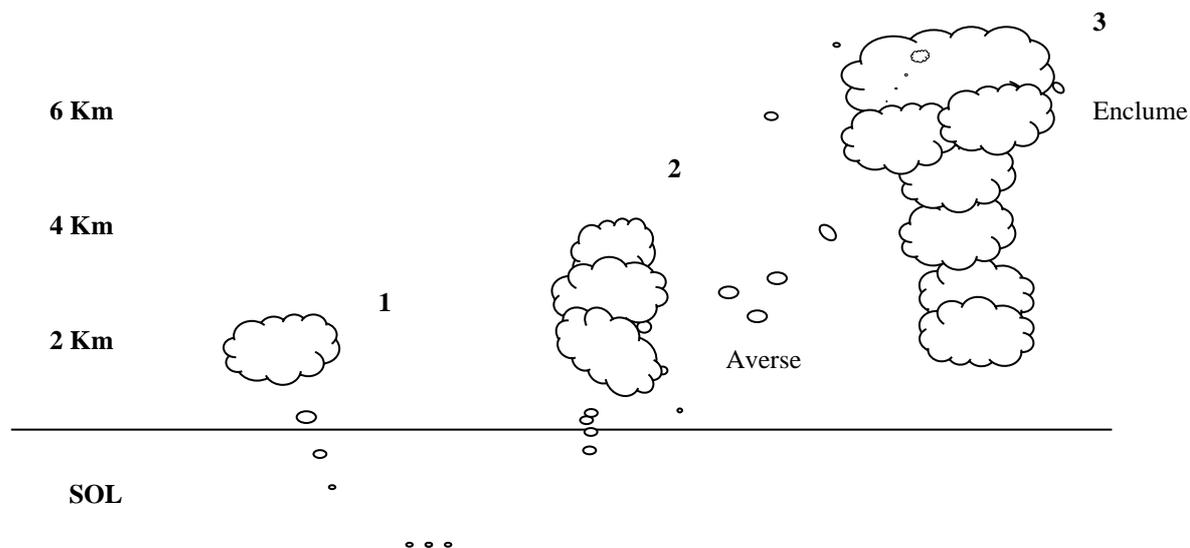
Il y a deux grands types de nuages :

1. Nuage à développement vertical
2. Nuage à développement horizontal

1- Nuage à développement vertical

Se sont des courants ascendants de convection (convection: mouvements internes produits dans une couche d'air amenant des transferts verticaux de chaleur, de quantité de mouvement, etc..)

Les différents nuages sont : 1- Cumulus, 2- Cumulus bourgeonnant, 3- Cumulus nimbus, 4- Cumuliformis et 5- Cumulus de beau temps.



1- Cumulus :

Nuages séparés, généralement denses et à contours bien délimités, se développant verticalement en forme de mamelons, de dômes ou de tours, dont la région supérieure bourgeonnante ressemble souvent à un chou-fleur.

2- Cumulus bourgeonnants :

Cumulus arrondis, bourgeonnants, dont les dômes ont l'aspect de choux-fleurs. Ce cumulus va donner quelques gouttes de pluie, on dit qu'on a des ondées (pluie passagère de courte durée, averse).

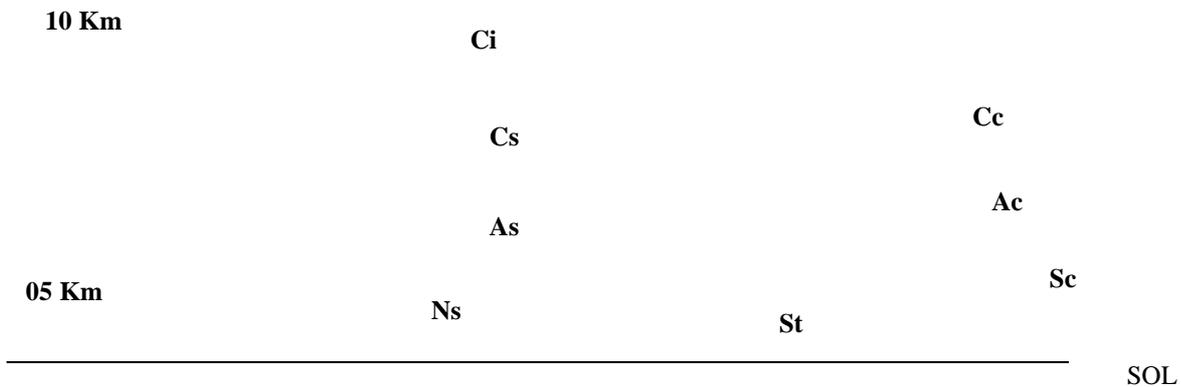
3- Cumulo- nimbus :

Nuage dense et puissant à extension verticale considérable, en forme de montagne ou d'énormes tours. Une partie au moins de sa région supérieure est généralement lisse, ou fibreuse ou striée et presque toujours aplatie ; cette partie s'étale souvent en forme d'enclume ou de vaste panache. Au - dessous de la base de ce nuage, souvent très sombre, il existe fréquemment des nuages bas déchiquetés, sondés ou non avec elle, et des précipitations, parfois sous forme des averse.

4- Cumuliformis : formes particulières que présentent certains nuages dont la partie supérieure s'arrondit comme celle d'un cumulus. On peut les noter à tous les niveaux depuis le cirrus jusqu'au stratus.

5- Cumulus de beau temps (C. humilis): cumulus peu développés en hauteur et comme aplatis. On les observe généralement par beau temps.

2- Nuage à développement horizontal



- Cirrus (Ci):

Nuages séparés, en forme de filaments blancs et délicats ou de bancs ou de bandes étroites, blancs ou en majeure partie blancs. Ces nuages ont un aspect fibreux (chevelu) ou un éclat soyeux, ou les deux.

- Cirro - stratus (Cs):

Voile nuageux transparent et blanchâtre, d'aspect fibreux (chevelu) ou lisse couvrant entièrement ou partiellement le ciel et donnant généralement lieu à des phénomènes de halo (halo: zone circulaire ou anneau qui présente un rayon de 22° ou plus rarement de 46°).

Exemple : cercle lumineux qui entoure le soleil ou la lune ; par suite de la réfraction de la lumière au sein des cristaux ou de nuages de glace.

- Cirro - cumulus (Cc) :

Blanc, nappe ou couche mince de nuages blancs, sans ombre propres, composés de très petits éléments en forme de granules, de rides, etc... Soudés ou non, et disposés plus ou moins régulièrement, la plupart des éléments ont une largeur apparente inférieure à un degré.

- Alto - stratus (As) :

Nappe ou couche nuageuse grisâtre ou bleuâtre, d'aspect situé fibreux ou uniforme couvrant entièrement ou partiellement le ciel et présentant des parties suffisamment minces pour laisser voir le soleil au moins vaguement. L'Alto- stratus ne présente pas de phénomène de halo.

- Nimbo- stratus (Ns) :

Couche nuageuse grise, souvent sombre dont l'aspect est rendu flou par des chutes plus ou moins continues de pluies ou des neiges qui, dans la plupart des cas, atteignent le sol. L'épaisseur de cette couche est partout suffisante pour masquer complètement le soleil. Il existe fréquemment au - dessous de la couche, des nuages bas déchiquetés, soudés ou non avec elle.

- Alto- cumulus (Ac) :

Banc, nappe ou couche de nuages blanc ou gris, ou à la fois blancs et gris, ayant généralement des ombres propres, composés de lamelles d'aspect parfois

partiellement fibreux ou diffus soudés ou non; la plupart des petits éléments disposés régulièrement ont généralement une largeur apparente comprise entre un et cinq degrés.

- Strato- cumulus (Sc) : Banc, nappe ou couche de nuages gris ou blanchâtres, ou à la fois gris et blanchâtres, ayant presque toujours des parties sombres composées de dalles, galets, rouleaux etc... , d'aspect non fibreux, soudés ou non; la plupart des petits éléments disposés régulièrement ont une largeur apparente supérieure à cinq degrés.

- Stratus (St) : Couche nuageuse généralement grise, à base assez uniforme, pouvant donner lieu à la bruine, des prismes de glace ou de la neige en grains. Lorsque le soleil est visible au travers de la couche, son contour est nettement discernable. Le stratus ne donne pas lieu à des phénomènes de halo, sauf éventuellement aux très basses températures. Parfois, le stratus se présente sous forme de bancs déchiquetés.

1.4. Mouvement latéraux de l'atmosphère

Le champ de pression atmosphérique

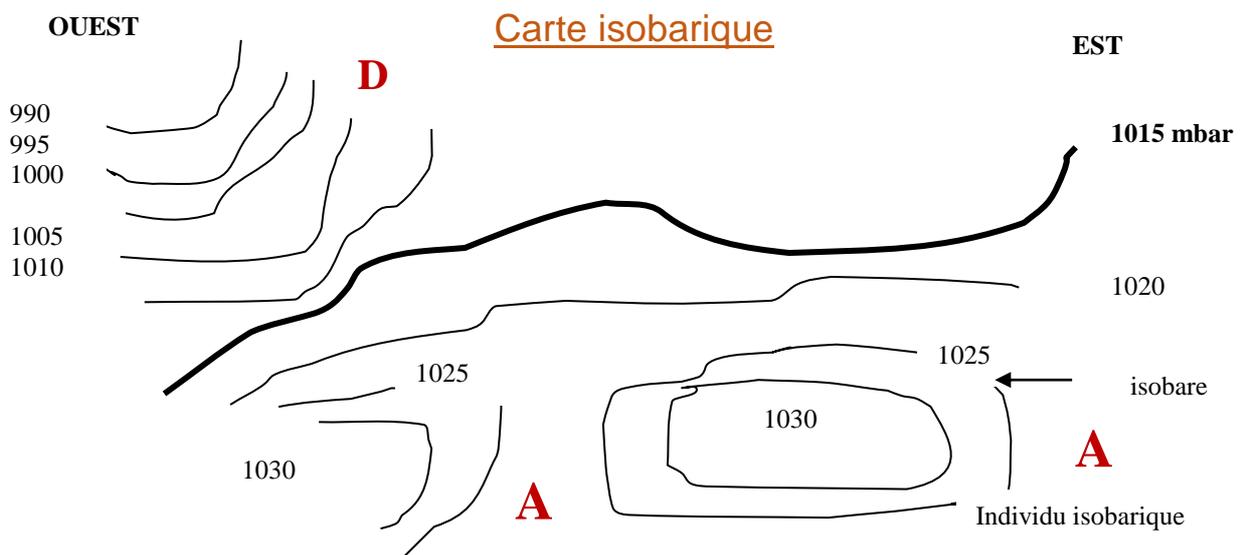
- Pression atmosphérique : pression (force par unité d'aire) exercée par l'atmosphère en vertu de son poids sur une surface donnée ; elle est numériquement égale au poids d'une colonne verticale d'air; au dessus de la surface de section de base unité, s'étendant jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère.

- Champ de pression : région de l'espace à tout point de laquelle correspond une valeur définie de pression.

La pression au sol est du 1015 mbar (millibar : unité de pression très usitée en météorologie). Un millibar (mbar) vaut 0,0001 bar, soit 1000 baryes, soit 0,750062 mm de mercure normal. A la surface du sol, la pression atmosphérique peut être variable, soit de hautes pressions (A, anticyclone) ou de basses pressions (D, dépression ou cyclone).

1.1- La répartition des pressions à la surface

La différence de pression est de 5 mbar.



- D : dépressions ou basses pressions (cyclone), symbolisée par le signe (-); région de l'atmosphère où la pression est basse par rapport au voisinage aux mêmes niveaux. Prédominance du temps agité (nuages, pluies et vent).

- A : Anticyclone ou hautes pressions, symbolisée par le signe (+); région de l'atmosphère où la pression est élevée par rapport au voisinage aux mêmes niveaux. Temps calme (soleil ou brouillard).
- Une pression moyenne est plus difficile à interpréter. Si la pression se maintient à une valeur moyenne et que le vent soit faible, cela peut correspondre à une situation appelé marais barométrique. Plus fréquente en été; cette situation se traduit par un temps brumeux le matin et orageux l'après-midi.
- Isobare : Ligne, lieu des points de même pression sur une surface donnée (surface de niveau, plan vertical de coupe, etc...).
- Carte isobarique (carte à pression constante) : carte sur laquelle sont tracées les isohypses d'une surface isobare déterminée (topographie barique absolue). On peut aussi y présenter la répartition synoptique des valeurs, à cette surface, d'autres éléments météorologiques.

1.5. Les variations du champ de pression dans le temps

Le champ de pression évolue selon le temps et l'espace. Les anticyclones sont plus stables que les dépressions, qui disparaissent plus rapidement. On remarque dans certaines régions, la formation toujours d'un anticyclone : Anticyclone des Açores dans la région atlantique près du Maroc.

Dans la région d'Islande on a toujours la formation d'une dépression : La dépression d'Islande.

Les zones où on a les mêmes types de pressions, on les appelle : Centres d'action.

Centre d'action : Dépression ou anticyclone, de grande étendue, presque stationnaire, guidant le mouvement des perturbations atmosphériques sur une grande région.

Isallobare : Ligne, lieu des points d'une même valeur de la variation de pression pendant un intervalle de temps donné.

Une carte d'isallobare nous permet de connaître le type de temps en 24 heures.

1.6. Eléments des types de temps

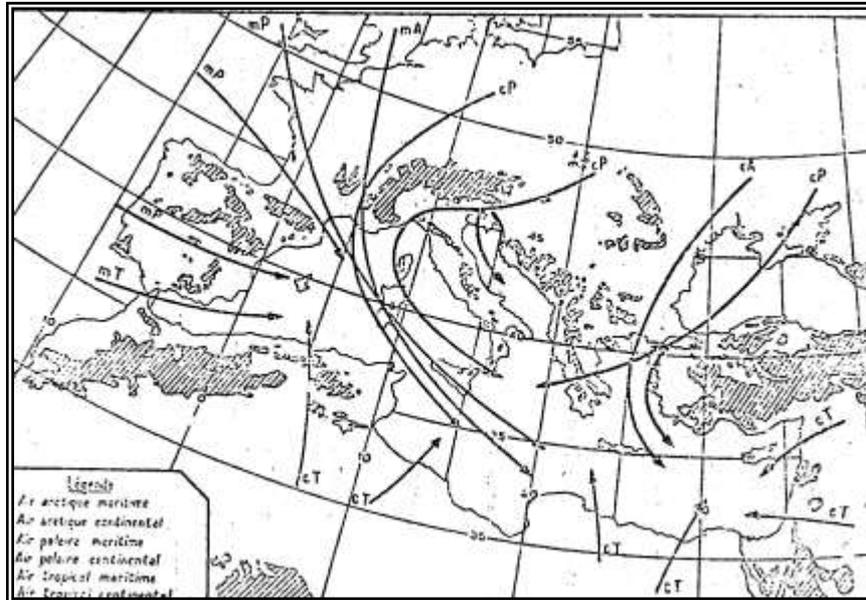
- Masse d'air

Il est indispensable en étudiant les tendances de types de temps, de définir les masses d'air ainsi que les centres d'action qui agissent et qui sont liée étroitement à ces types de temps.

Dans le tableau ci-dessous, on distingue 05 sortes de masses d'air qui visitent l'Afrique du nord, parmi lesquelles 02 masses d'air froid qui viennent du Nord ou du Nord-ouest, 02 masses d'air chaud qui viennent du sud, du Sud-est (Sahara) de l'Ouest ou du Nord-ouest (Atlantique), et une masse d'air frais qui vient de Nord ou du Nord-est (carte 1).

Tableau - Masses d'air qui visitent l'Afrique du nord

Masse d'air	Lieu d'origine	Saison d'invasion
Tropical continental chaud	Sahara	Les 4 saisons
Tropical maritime chaud	Océan atlantique	Les 4 saisons
Polaire continental froid	Europe centrale	Hiver
Polaire maritime froid	Océan atlantique	Hiver
Air méditerranéen frais	En dehors de la Méditerranée mais modifié par celle-ci	Été et hiver



Légende :

mA : Air arctique maritime; cA : Air arctique continental
 mP : Air polaire maritime; cP : Air polaire continental
 mT : Air tropical maritime; cT : Air tropical continental

Carte 1 - Principales trajectoires des masses d'air

- Masse d'air froid

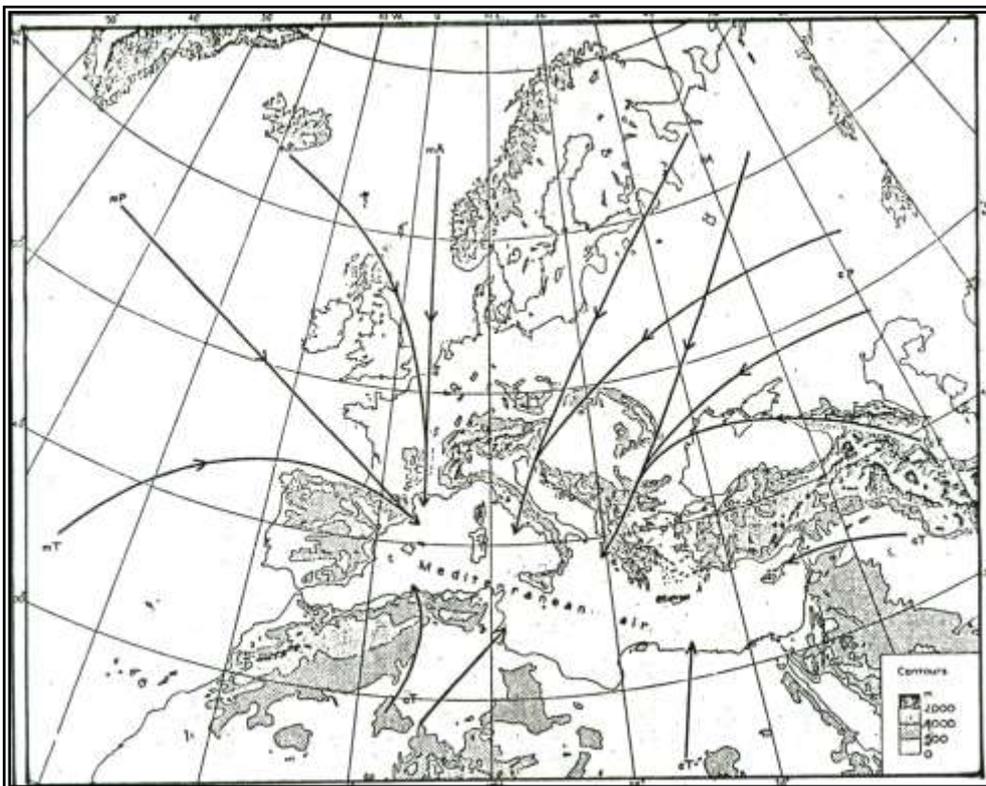
* L'air polaire maritime froid (cartes 2 et 3):

Cet air se génère sur le Nord de l'océan Atlantique, il pénètre en Méditerranée, ensuite en Algérie par le sud de la France ou l'est de l'Espagne donc il arrive en Algérie dans les directions composées entre le nord-ouest et le nord (Halimi, 1980).

En hiver, l'air polaire maritime, en traversant la Méditerranée, à une température nettement inférieure à celle de la mer ; il provoque donc les chutes de températures, l'instabilité plus ou moins prononcée, avec quelque fois des averses. Les nuages qui accompagnent cet air sont des types : Cirrus, Cumulus, Altocumulus, Strato-cumulus ou Nimbus, qui donnent des précipitations sous forme d'averses accompagnées de temps en temps par des grêles et des neiges sur les hautes altitudes. (Nimbus (Nb) : nuage inférieur, gris sombre, se combinant avec les stratus (Nimbo- stratus) et les Cumulus (cumulo- nimbus).



- En janvier



Carte 2 et 3 - Masses d'air - En juillet

Il reste à remarquer que cet air possède une humidité plus élevée quand elle a effectué un long trajet sur la mer Méditerranée avant d'arriver en Algérie. Par contre, son humidité spécifique est plus faible quand elle traverse la péninsule ibérique, et effectue un court trajet sur la mer Méditerranée avant d'arriver en

Algérie. Ceci explique dans certains cas les faibles précipitations qu'on observe en Algérie occidentale par rapport à l'Algérie orientale.

(Humidité spécifique : Rapport de la masse de vapeur d'eau m_v à la masse $m_v + m_a$ de l'air humide dans laquelle la masse de vapeur d'eau m_v est contenue : $q = m_v / m_v + m_a$).

En été, cette masse d'air est généralement réchauffé par son passage sur la péninsule ibérique ou sur l'Europe occidentale, alors elle se trouve en traversant la mer Méditerranée, plus chaude que la surface de celle-ci ; ainsi elle donne du beau temps caractérisé par sa stabilité.

* L'air polaire continental froid

Cette masse d'air se déplace en général dans le sens cyclonique comme la masse d'air polaire maritime, mais elle est caractérisée par sa source qui se trouve dans le Nord-est de l'Europe. Elle arrive donc en Algérie dans les directions Nord ou Nord-est, après avoir traverser le bassin central de la mer Méditerranée.

En hiver, à son départ cette masse est sèche, froide et stable. Elle s'échauffe légèrement pendant son passage sur la Méditerranée et surtout s'humidifie ou se charge de vapeur d'eau ; ainsi elle se perd ses caractères de stabilité et devient instable par réchauffement par la base et apport d'humidité. Des cumulus et cumulo-nimbus se développent avec averses ayant un début et une fin brusque.

En été, la masse d'air polaire continentale se caractérise par sa stabilité et son beau temps, accompagne de temps en temps par des strato-cumulus. Arrivant en Algérie, sa température augmente et s'accompagne d'une faible probabilité de précipitations mais elle donne de temps en temps un peu de brouillard, surtout les matinées le long du littoral.

- Masse d'air chaud

Les masses d'air chaud sont d'origine maritime ou continentale. Leurs sources se situent au voisinage des Açores ou du grand Sahara.

* Les masses d'air chaud maritime

Elles trouvent leur source près de des Açores et des Canaries dans l'océan Atlantique, près du 30ème parallèle. Elles entrent en Méditerranée par Gibraltar, puis ils arrivent en Algérie dans les directions comprises entre le Sud et l'Ouest. A l'origine, elles sont humides, chaudes et stables dans leurs basses couches et dans leurs régions sources. Quittant leur lieu d'origine elles perdent cette stabilité et peuvent devenir très instable. Ces masses se caractérisent par des nuages sous forme de: stratus, strato-cumulus, cirrostratus, de faibles fréquences dans les régions orientales de l'Algérie. Par contre dans les régions occidentales et surtout les régions nordiques de l'Atlas Marocain, elles atteignent leur maximum de fréquence.

En hiver elle entre en contact avec l'air polaire, déjà présent sur la mer Méditerranée et donne ainsi des perturbations sur les régions occidentales,

perturbations qui se déplacent en suite vers l'Est, accompagnées de temps en temps par des averses. (perturbation: trouble, désordre dans le cours normal des événements météorologiques).

En été, la mer Méditerranée est plus chaude que les régions avoisinantes de l'Atlantique, à vrai dire, l'air en contact de la surface Atlantique, est plus froid que l'air en contact avec la surface des eaux méditerranéennes ; il s'ensuit un déplacement d'air atlantique vers le bassin méditerranéen. Cet air se réchauffe par la base et donne en général des cumulus insuffisamment développés pour avoir des averses.

* L'air tropical continental chaud

Il se génère normalement sur le Sahara oriental et central, il peut s'étendre à l'Asie mineure en été, vu son origine, il provient de direction comprises entre le sud et le sud-est. Il est caractérisé par sa haute température et donne le plus souvent les vents appelés les Sirocco.(Sirocco : vent chaud du sud ou du sud -est à l'avant d'une dépression qui se meut vers l'Est au dessus de la partie sud de la Méditerranée et de l'Afrique du Nord). L'air vient de Sahara comme vent de désert ; il est chaud et poussiéreux. En Afrique du Nord, on l'appelle chom (chaud,) ou arifi (soif).

En traversant la Méditerranée, le Sirocco recueille beaucoup d'humidité à cause de sa température élevée et atteint Malte, la sicile et le sud de l'Italie comme vent humide et chaud. En se mouvant vers le nord, il produit du bouillard et de la pluie. Dans l'extrême sud-ouest de la Grèce un Föhn chaud qui traverse les montagnes côtières porte le nom de sirocco di levante.

En hiver, l'air tropical continental est chaud et stable par manque d'humidité relative et spécifique, bien que le gradient de température soit assez fort. Il forme le secteur chaud des perturbations sahariennes et méditerranéennes. Les nuages qui l'accompagnent sont rares et de type altocumulus lenticulaires ou cirrostratus. Lorsqu'il y a suffisamment d'humidité en altitude, ces nuages peuvent avoir un fort développement vertical et donner des pluies ou averses orageuses. De temps en temps cette masse d'air contient des sables très fins en suspension jusqu'à des altitudes élevées.

En été, l'air chaud saharien est excessivement sec et provoque quelque fois des tempêtes de sable dont l'influence dépasse la région septentrionale du Sahara, car les vents de type sirocco en cette saison arrivent jusqu'aux confins Nord de la mer Méditerranée. Cet air est caractérisé en Algérie par sa faible humidité relative et spécifique, ainsi que par les nuages qui l'accompagnent sous forme de cirrostratus, et les poussières de sable jusqu'à une altitude très élevée, cet air donne les vents les plus néfastes en Algérie.

- Masses d'air méditerranéen

La masse d'air méditerranéen est une masse d'air (originale de la masse polaire) modifiée. Les conditions favorables à la formation de cette masse d'air sont liées étroitement à la situation anticyclonique sur la mer Méditerranée ou à un marais barométrique avec une distribution irrégulière du gradient. Les vents qui soufflent de cette masse d'air proviennent en Algérie des directions Nord et Nord-est.

En hiver, l'air méditerranéen, une fois soulevé par des invasions froides, ou des effets orographiques, ou par des réchauffements diurnes de la terre donne des averses locales avec des précipitations d'intensité variables ou des orages secs et éphémères.

En été, l'air méditerranéen est plus fréquent, il peut produire des brouillards sur les côtes. Près de la surface de la terre, sa température est normalement inférieure à celle du substratum, le jour, et vice versa la nuit. Son humidité spécifique et absolue est forte. (Humidité absolue : Dans un mélange de vapeur d'eau et d'air sec, le rapport de masse de vapeur d'eau m_v au volume d'air humide v qui la contient : $dv = m_v / v$).

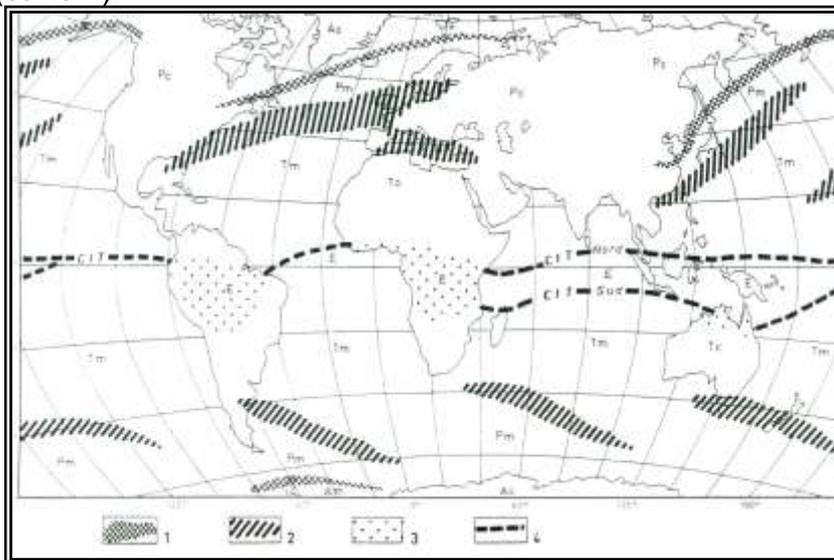
Les nuages sont des genres : fracto-cumulus ou strato-cumulus, accompagnés de stratus et des brumes sur la mer. Leur influence est concentrée dans la région littorale où elles sont accompagnées le plus souvent par du beau temps.

1.7. Fronts

Le plus souvent ces fronts sont éphémères, c'est-à-dire qu'ils ne vivent qu'un temps limité. En Algérie, on rencontre les fronts semi permanents suivants :

* Le front africo-méditerranéen : qui sépare l'air saharien de l'air méditerranéen, il coïncide avec la chaîne de l'Atlas.

*Le front atlantico-méditerranéen : qui sépare l'air atlantique de l'air méditerranéen (carte 4).



1 : Bande balayée par les fronts arctique et antarctique. 2: par les fronts polaires. 3: Secteurs de convergence intertropicale mal définie ou fluctuante. 4: position moyenne de la convergence intertropicale.

Carte 4 - Localisation moyenne des fronts et des discontinuités en janvier. Principales masses d'air.

1.8. Centres d'action

Les régions où se forment constamment les mêmes agencements de lignes isobariques sont les centres d'action, qui peuvent être pris comme régions d'attraction (centre cyclonique, ou centre négatif) s'ils représentent des baisses

barométriques, ou comme région d'expulsion (centre anticyclonique ou centre positif) s'ils représentent des hausses barométriques.

- Centres d'action de basses altitudes

* Centres positifs (cartes 5 et 6)

L'anticyclone des Açores est une zone de haute pression permanente qui s'étale sur l'Atlantique central dans la région des îles d'Açores, en face de la presqu'île ibérique. Sa moyenne normale (1901-1930) de janvier est de 1023 millibars. C'est l'une des sources des vents d'ouest qui arrivent en Afrique de Nord, et l'une des cellules anticycloniques subtropicales en général.

Donc la zone méditerranéenne se trouve en hiver entre deux centres d'action positifs, alors elle représente en général un col de pression entre la cellule de haute pression des Açores à l'Ouest et la cellule de haute pression asiatique à l'est.

En été, cette zone représente une région de voyage libre pour les vents ceci explique l'effet de la dominance des vents continentaux et surtout de ceux qui viennent du Sahara en cette saison (le sirocco en Algérie).

* Centres négatifs

La mer Méditerranée se convertit en centre d'action négatif en hiver et au printemps. La Méditerranée se trouve en une région de baisses barométrique et de faibles gradients barométrique.

Cette zone de convergence est influencée par les perturbations générées sur l'atlantique, ou élaborée par les masses d'air arctique ou polaire venant de l'atlantique, d'Europe et d'Asie.

La dépression méditerranéenne est très rare en été, période à laquelle les hautes pressions subtropicales sont pulsées vers le Nord, aussi la température moyenne de l'air venant de l'extérieur est en général plus élevée que celle de la surface de la mer.

- Centres d'action de hautes altitudes

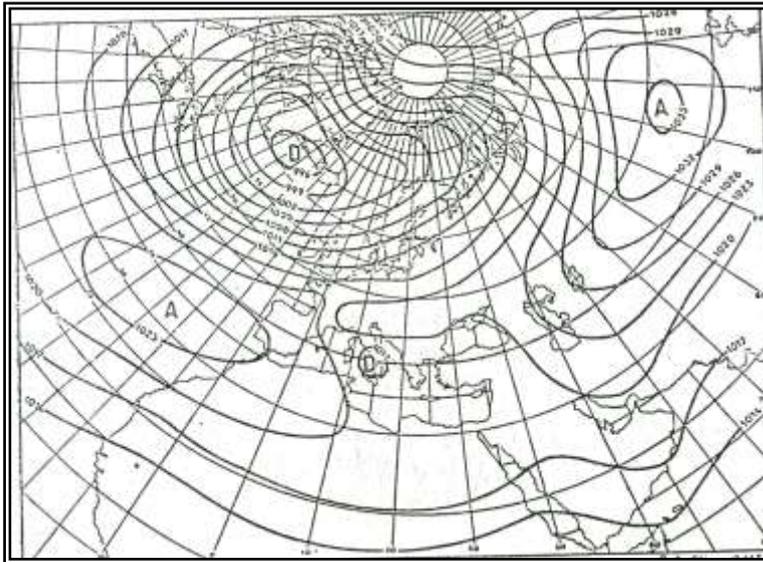
Les types de temps en Algérie dépendent étroitement des processus qui jouent en altitude et non en surface. Ces centres sont les mécanismes directeurs du climat en Algérie.

L'Algérie est située à la bordure méridionale de cette zone de tourbillon circumpolaire située au nord du 35^{ème} parallèle, donc elle se trouve en position d'abri par rapport à la circulation polaire, en position excentrique par rapport aux Westerlies (zone des vents d'ouest : zone entre les latitudes d'environ 35° et 65° dans chaque hémisphère, dans laquelle le principal transport d'air s'effectue d'Ouest en Est, en particulier dans la partie élevée de la troposphère et dans la stratosphère inférieure. Près de la surface terrestre, la zone des vents d'ouest est particulièrement bien marquée dans l'hémisphère Sud).

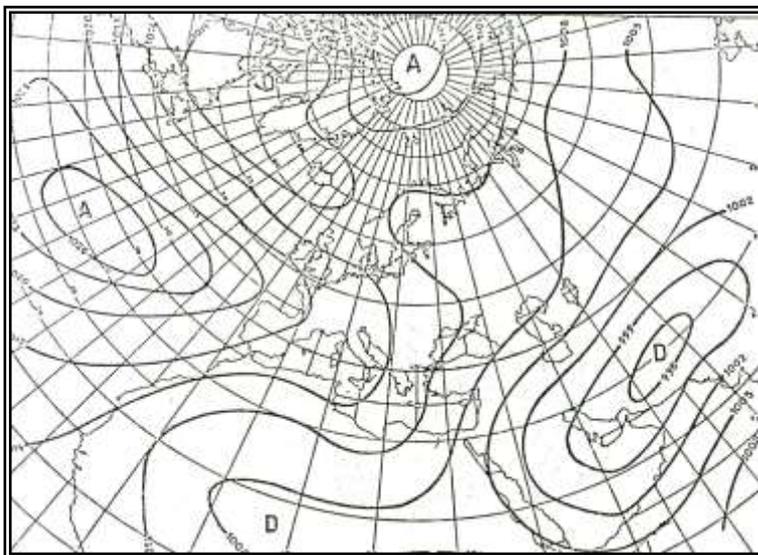
En somme, la circulation tempérée dirige toujours le temps en Algérie. Elle convient nettement à l'explication de l'alternance de la période sèche et de la période humide.

En hiver les pluies sont dues à l'accélération de la vitesse zonale sur la zone tempérée et à la translation corrélative des cyclones vers le Sud. En été les coulées

cycloniques venant du Nord s'affaissent, stagnent et ne donnent que rarement les pluies dont la fréquence sous forme d'orage est élevée.



Carte 5 - Centres d'action (janvier, moyenne 1901-1930)



Carte 6 - Centres d'action (juillet, moyenne 1901-1930)

1.9. Courants de perturbations

Perturbation atmosphérique : En général, toute, interruption d'un état d'équilibre de l'atmosphère ; terme appliqué habituellement à une faible dépression ou aux conditions météorologiques dans une région où apparaissent les signes de développement d'une circulation cyclonique.

* Perturbations météorologiques affectant l'Algérie

Quatre types de situations météorologiques affectent le pays :

- Les perturbations atmosphériques du Nord

Cette situation est caractérisée par une "descente d'air polaire" assez importante dans les couches moyennes et supérieures de l'atmosphère. Ces perturbations, qui arrivent en hiver, traversent l'Europe et garderont leur caractère de front polaire en arrivant sur le nord du pays où elles donnent des pluies importantes, souvent accompagnées de chutes de neige, sur l'Atlas et les Hauts-Plateaux (Sari Ahmed, 2002).

- Les perturbations atmosphériques du Nord-Ouest

Ces perturbations proviennent du Nord-Atlantique, traversent les chaînes de montagnes portugaises et espagnoles, ce qui produit un effet de Föhn. Ces masses d'air se réalimentent en traversant la Méditerranée. Ceci explique l'accroissement des précipitations d'ouest en est dans le nord du pays. Ainsi l'Oranie reçoit moins de précipitations que le Centre et l'Est en raison de l'effet de Föhn joué par les reliefs portugais et espagnols; la mer Méditerranée réalimente ces masses d'air quand elles la traversent. Les distances parcourues au-dessus d'elle sont plus longues pour les masses d'air qui aboutissent à l'Est que pour les masses d'air qui aboutissent en Oranie, ce qui permet aux premières de se réalimenter plus longtemps.

- Les perturbations d'Ouest

Elles proviennent du proche Atlantique. Elles donnent des pluies assez importantes sur le Maroc et perdent de leur activité en abordant l'Oranie à cause de l'effet de Föhn produit par les reliefs du Rif et de l'Atlas marocains. Les pluies provenant de cette source sont assez faibles, on les rencontre souvent en automne et au printemps.

- Les perturbations du Sud-Ouest

Elles proviennent du Golf de Guinée et des zones équatoriales de l'Atlantique. Les précipitations générées par ces phénomènes intéressent le Sud du pays (Tanezrouf, Hoggar, Tassili). Ces précipitations sont rares et peu abondantes, avec quelques exceptions cependant : 52 mm en 24 heures à Bordj Badji Mokhtar l'été 1993.

1.10. Les type de temps

Quelques types de temps remarquables en Algérie. Le tableau ci-dessus rassemble les types de temps d'hiver et d'été.

Tableau - Les types de temps d'hiver et d'été.

Semestre	Régimes	Types de temps	Caractéristiques
Hiver	Anticyclones	Nord-Est	Calme et froid
		Sud	Sec et chaud
		Ouest	Humide
	Cyclones	Dépression Tyrrhénienne	Mauvais et très froid
		Courant d'ouest	Pluvieux et humide
		Courant du sud-ouest	Mauvais - humide
Eté	Anticyclones	Méditerranéen	Doux - beau temps
	Cyclones	Courant du sud et sirocco	Très chaud

- Exemples des types de temps d'hiver

a- Régimes anticycloniques

Type du nord-est, calme et froid :

Ce type temps est très fréquent en hiver, qui s'étend soit en direction du N.E. au S.W., du Sud de l'Europe Centrale jusqu'à l'Afrique du Nord, soit du Nord au Sud c'est-à-dire de l'Europe Occidentale jusqu'aux confins du Sahara.

b- Régimes cycloniques

Type de dépression Tyrrhénienne, mauvais et très froid :

Ce type de mauvais temps se réalise fréquemment en hiver par régime cyclonique à l'Est de l'Algérie, surtout le mois de décembre. Il est caractérisé par le beau temps qu'il fait à l'Ouest de l'Algérie et le mauvais temps qu'il fait à l'Est, avec précipitation abondante à l'Est et sécheresse à l'Ouest. D'ailleurs il permet d'expliquer la grande différence de pluviosité moyenne entre l'Est et l'Ouest de l'Algérie.

- Exemples des types de temps en été

a- Régimes anticycloniques

Type méditerranéen doux avec beau temps :

Le type de temps méditerranéen est plus fréquent en été que tous les autres types de temps.

La mer Méditerranée devient un centre d'action positif avec la pression élevée qui peut dépasser les 1025 mbar. Cette pression décroît régulièrement vers le Sahara où stationnent les centres de basses pressions qui peuvent descendre au-dessous de la normale. Les pressions élevées sur la mer Méditerranée font partie très souvent d'un faible anticyclone qui couvre l'Europe occidentale.

b- Régimes cycloniques

Type à sirocco, très chaud :

Parmi les caractéristiques des temps d'été en Algérie, le sirocco. C'est un vent chaud et sec qui souffle soit directement du Sud, soit du sud-est, soit du sud-ouest, suivant la position et l'orientation du gradient barométrique, mais il reste toujours un vent du continent vers la mer Méditerranée.

Il arrive que ce vent, vu son origine, est accompagné de poussières de sable, plus ou moins denses et assez suffisant pour voiler le soleil et même rendre la respiration difficile. Les habitants de la région l'appellent "Guebli" lorsqu'il souffle de l'Est.

Les manifestations orageuses peuvent se déclencher à la fin de la phase de ce type de temps qui ne persiste normalement pas plus d'une journée.

En descendant de l'Atlas saharien et en traversant les hautes plaines, les vents chauds, secs et poussiéreux du Sahara, ne peuvent atteindre facilement la côte, à cause de la barrière formée par l'Atlas Tellien. Mais une ascension est obligatoire, suivie d'une chute de descentance qui comprime adiabatiquement l'air saharien, il s'ensuit un réchauffement (accroissement de température) accompagné d'une diminution de l'humidité relative.

Chapitre 2. Les données climatologiques

1-Sources des données climatologiques

L'Algérie compte près de 300 postes climatologiques dont 122 sont complets c'est-à-dire que l'on peut avoir à la fois les données pluviales et thermiques, le reste est représenté par des postes pluviométriques (Djellouli, 1990).

Les sources de données anciennes sont :

- La publication de Seltzer (1946) qui fit la première synthèse sur le climat de l'Algérie du 1913-1938
- Les publications de Dubief (1959-1963) présentent les mêmes avantages que les résultats de Seltzer pour les stations du Sahara septentrional.
- L'atlas agroclimatique (Ahdali, 1978), constitué pour les pays arabes et dont trois volumes sont consacrés à l'Algérie.
- Enfin l'atlas climatologique publié par l'O.N.M. présente deux avantages :
 - * de comporter pour 48 stations professionnelles plusieurs paramètres météorologiques (pluviosité, température, humidité, vent, pression atmosphérique, rayonnement, etc.)
 - * d'utiliser des données récentes.

Pour déterminer le climat d'une station, il faut utiliser une série d'au moins 25 à 30 ans selon les normes de l'O.M.M. (Organisation Météorologique Mondiale).

2- Qualité des Stations et de l'information climatique

Il existe en Algérie trois sortes de stations :

- * Les stations professionnelles où l'ensemble des données météorologiques sont relevées aussi bien au sol qu'en altitude (par ballons sondes). Il s'agit de stations installées au niveau des aéroports, et les relevés sont fiables.
- * Les stations principales où sont relevés au moins une station par daïra et plusieurs par wilaya.
- * Les stations pluviométriques où ne sont notées que les quantités de précipitations.

Presque toutes ces stations sont gérées par les services de l'O.N.M., et il y a surtout dans la troisième catégorie, qui dépend des services de l'hydraulique, des forêts et de l'agriculture. L'O.N.M., ayant officiellement la responsabilité de tous les postes.

3- Déplacement de sites

La plupart des stations n'ont pas gardé leur premier lieu où elles étaient installées la première fois. Quelquefois elles ont subi plusieurs déplacements.

4- Précision des instruments

Les instruments météorologiques employés dans les mesures et les enregistrements ne sont pas toujours mentionnés dans les bulletins des observations, ceci implique des manques d'informations pour les chercheurs qui essaient de détecter l'efficacité des instruments, au bien ceux qui essaient de connaître les corrections qui ont été portées aux enregistrements.

5- Lacunes dans les séries d'observations

Les lacunes dans les séries de notes d'observations ne manquent pas d'apparaître dans la plupart des bulletins météorologiques. Les années 1962 et 1963 demeurent pour toujours les années de lacunes pour la plupart des séries d'informations météorologiques en Algérie.

En 1962, la plupart des observateurs et des techniciens qui étaient d'origine européenne, ont quitté l'Algérie en masse, ceci a paralysé le fonctionnement du réseau météorologique.

6- Instabilité de gestion

Le service météorologique en Algérie a été créé pour la première fois en 1873, date à laquelle parut le premier bulletin mensuel géré par trois commissions météorologiques départementales : Alger, Oran et Constantine. En 1884 le service fut rattaché à l'Ecole Supérieure des Sciences, qui porta son siège dans la municipalité d'Alger. Ce nouveau service a fait son effort pour la promotion et la bonne marche des stations météorologiques, et il publia plusieurs recherches dans ce domaine : citons par exemple : 1) Recherches sur les Influences de la chaleur, du vent et de la vapeur d'eau sur la pression barométrique ; 2) Recherches de thermodynamique sur la distribution des éléments météorologiques à l'intérieur des masses d'air en mouvement (en 1903); 3) Recherches sur les prévisions du temps en Algérie.

Il augmenta le nombre des stations à travers tout le territoire national en le portant de 87 stations en 1874 à plus de 300 stations en 1912.

En 1913, la gestion du réseau météorologique fut confiée au Comité Directeur. Il était placé sous la présidence de l'Académie.

En 1920, l'O.N.M. (Office National Météorologique), devenu actuellement la Météorologie Nationale en France, entra en Algérie, et après une dizaine d'années, il partagea avec le service météorologique la gestion de la météorologie en Algérie. L'O.N.M. se chargea de prendre la partie dynamique et le service météorologique qui venait, par décret du 4 mars 1931, d'être promu institut de météorologie et de physique du globe de l'Algérie (I.M.P.G.A.) a gardé la partie statistique. Après l'Indépendance de l'Algérie en 1962, le Gouvernement Algérien créa l'établissement national de l'exploitation météorologique de l'Algérie (E.N.E.M.A.) qui remplaça l'O.N.M. ainsi que l'I.M.P.G.A., qui a en principe la charge de la gestion de toutes les stations météorologiques en Algérie (sauf ceux gérées par l'armée et les services de l'hydraulique D.M.R.H. Actuellement, E.N.E.M.A. est nommé O.N.M et le service de l'hydraulique par Agence Nationale des ressources hydraulique (ANRH).

7. Les éléments du climat

La détermination du climat est effectuée à l'aide de moyennes établies à partir de mesures statistiques annuelles et mensuelles sur des données atmosphériques locales: précipitations, température, ensoleillement, humidité, vitesse et direction du vent. Sont également pris en compte leur récurrence ainsi que les phénomènes exceptionnels. Ceci s'appuie sur des relevés météorologiques historiques, comme sur des mesures relevées par satellite, mais aussi l'épaisseur du manteau neigeux, le recul des glaciers, l'analyse chimique de l'air emprisonné dans la glace, etc.

Les précipitations

L'eau dans l'atmosphère : L'eau existe sous trois états physiques : liquide, solide et vapeur. **Le cycle de l'eau traduit bien les transformations de l'état physique de l'eau.**

L'évaporation : L'évaporation est le passage de l'eau de l'état liquide à l'état gazeux. L'évaporation est plus intense quand les températures sont élevées et quand l'air est très sec. La vitesse du vent est également importante. La majeure partie de l'évaporation est provoquée par les plantes, qui extraient l'humidité du sol et la rejettent par leurs feuilles dans l'atmosphère : c'est l'évapotranspiration.

La condensation : Au sein de l'atmosphère, l'eau est souvent **en état de vapeur**. Son retour dans le sol nécessite une condensation de la vapeur, puis des précipitations ou des gouttes d'eau. La condensation explique la formation de brouillard, de nuage ou de la rosée.

Le brouillard :

Il se forme à la basse atmosphère, c'est un nuage au sol. Le brouillard résulte d'un refroidissement de l'air humide au contact du sol ou au-dessus des surfaces d'eau, par rayonnement nocturne. Ils se produisent surtout au printemps et en automne et notamment en temps anticyclonique.

Les nuages :

C'est la forme de condensation la plus fréquente. Les nuages se forment suite à un refroidissement d'une masse d'air humide par un mouvement ascendant de l'air.

La rosée : La rosée est la condensation de l'eau continue dans une masse d'air refroidi au contact du sol ou des végétaux qui se refroidissent par rayonnement nocturne.

Instruments de mesure :

Le pluviomètre est un instrument météorologique destiné à mesurer la quantité de précipitations (surtout la pluie) tombée pendant un intervalle de temps donné en un endroit (annexe). L'un des plus communs dans les stations météorologiques, il en existe différents types, certains à mesure directe et d'autres automatiques. Ces derniers peuvent être reliés à des enregistreurs en continu de la hauteur d'eau des précipitations et sont alors appelés **pluviographes**.

Le pluviographe se distingue du pluviomètre en ce sens que la précipitation, au lieu de s'écouler directement, va dans un dispositif particulier (réservoir à flotteur) qui permet un enregistrement en permanence et en continu, et permet ainsi de déterminer, non seulement la hauteur de précipitations, mais aussi sa répartition dans le temps donc son intensité. Il en existe 2 types principaux utilisés en Europe : pluviographe à siphon et à augets basculeurs.

La mesure s'exprime généralement en millimètres d'épaisseur ou en litres par mètre carré, mais parfois en dizaines de mètres cubes par hectare pour l'agriculture, toutes identiques quand on fait la conversion ($1 \text{ mm/m}^2 = 1 \text{ l/m}^2 = 10 \text{ m}^3/\text{ha}$).

Les températures

C'est une grandeur physique liée à la notion immédiate de chaud et de froid. La physique statistique montre que la température est la manifestation à l'échelle macroscopique du mouvement des atomes et des molécules. Autrement dit, l'énergie cinétique moyenne des molécules ou des atomes qui le composent. Elle est mesurée grâce à des thermomètres disposés dans un abri météorologique.

Instruments de mesure :

Un abri météorologique, ou abri météo, également appelé abri Stevenson (l'ingénieur écossais Thomas Stevenson, 1818-1887) désigne un boîtier utilisé en météorologie pour protéger les instruments de mesure (annexe).

Thermomètre sec : dont le réservoir est exposé à l'air, et bien ventilé, pour mesurer la température de l'air.

Thermomètre mouillé : dont le réservoir est recouvert d'une mèche de mousseline humide ou d'une pellicule de glace pure, le tout étant ventilé, pour mesurer la température du point de rosée (température du thermomètre mouillé).

Thermomètre à minimum et maximum : permettant de mesurer les températures maximales et minimales atteintes pendant un intervalle de temps donné.

Thermomètre enregistreur ou thermographe : est un thermomètre muni d'un dispositif qui enregistre continuellement la température.

L'évaporation

L'évaporation se définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur. Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau. On parle de sublimation lorsque le principal facteur régissant l'évaporation est la radiation solaire.

L'évaporomètre : Le plus simple de ces appareils est le Piche (annexe).

L'évaporomètre de Piche : Sous abri, l'eau s'évapore à travers la surface d'un papier filtre (ou buvard). La baisse de niveau de l'eau est directement lisible sur le tube et le taux d'évaporation est alors calculé par unité de surface de papier filtre.

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

L'humidité

La notion d'humidité caractérise la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air. L'humidité relative est le rapport de la quantité d'eau contenue dans l'air sur la quantité d'eau maximale possible. L'humidité relative s'exprime en pour cent. 100% correspond à un air saturé en vapeur d'eau : risque de nuage, pluie, brouillard, rosée ou givre et 0% correspond à un air parfaitement sec. On exprime parfois l'humidité de l'air en kg d'eau par unité d'air humide (humidité spécifique) ou encore en gramme d'eau par m³ d'air humide (humidité absolue). On mesure le taux d'humidité dans l'air par :

Hygromètre : Les plus simples sont les hygromètres organiques. Ils sont basés sur la propriété d'une substance organique de se contracter ou se dilater selon l'humidité. Le cheveu humain dégraissé s'allonge de 25% lorsque l'humidité relative passe de 0

à 100%. L'appareil relié à un système d'enregistrement constitue un hygromètre.

Psychromètre : On appelle " psychromètre " un hygromètre constitué de deux thermomètres convenablement ventilés avec l'air dont on veut mesurer l'humidité. L'élément sensible de l'un des deux thermomètres est recouvert d'une gaze humidifiée avec de l'eau déminéralisée. L'évaporation de l'eau dans l'air provoque un refroidissement jusqu'à une valeur d'équilibre appelée " température humide ". L'autre thermomètre mesure la température de l'air, appelée par opposition " température sèche "

La pression atmosphérique

La pression atmosphérique se mesure en pascals et correspond, en un point donné, au poids (mesure en newtons) de la colonne d'air verticale qui s'étend à partir d'une surface horizontale jusqu'à la limite supérieure de l'atmosphère. La pression atmosphérique est moins grande si la pression varie avec l'altitude. Elle varie également en fonction des données météorologiques. On utilise comme unité de mesure l'hectopascal (ou hpa) qui est la même chose que le millibar (seul le nom a changé).

On considère qu'à l'altitude 0, c'est-à-dire, au niveau de la mer, la pression atmosphérique normale est de 1013.25 hpa que l'on arrondit, le plus souvent, à 1015 hpa. La pression atmosphérique est une des données qui permet de prévoir les évolutions météorologiques sur une carte météorologique. On représente la pression par des isobares qui relient des points de même pression au même moment. Il existe 04 modèles de baromètres couramment utilisés : le baromètre à mercure ; le baromètre anéroïde ; le baromètre à eau de Goethe ; le baromètre à gaz d'Eco-Celli.

Le vent

Le vent est le résultat de la différence de pression entre deux zones voisines. Le vent est un déplacement d'air engendré par une masse d'air chaud qui rencontre une masse d'air froid. Il provoque le déplacement des masses d'air et transporte ainsi les caractères climatiques. On rappelle par exemple les moussons indiennes qui sont de deux sortes : les moussons humides et pluvieuses dont l'air circule de l'océan vers le continent et les moussons sèches dont l'air circule du continent vers l'océan.

A noter un vent fort, en contact avec la surface de l'eau ou du corps humain favorise le phénomène de l'évaporation (l'énergie cinétique est perdue en chaleur) La direction du vent est indiquée par la girouette, tandis que la vitesse est mesurée par un anémomètre mécanique ou électrique. L'estimation de la vitesse est obtenue aussi par l'échelle Beaufort (tableau, annexe).

Chapitre 3. La structure et dynamique des couches atmosphériques

L'atmosphère est une enveloppe gazeuse qui entoure le globe terrestre. 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 composée par des couches qui sont organisées verticalement.

L'atmosphère terrestre est l'enveloppe gazeuse entourant la Terre que l'on appelle air. L'air sec se compose de 78,087 % de diazote, 20,95 % de dioxygène, 0,93 % d'argon, 0,041 % de dioxyde de carbone et des traces d'autres gaz. L'atmosphère protège la vie sur Terre en filtrant le rayonnement solaire ultraviolet, en réchauffant la surface par la rétention de chaleur (effet de serre) et en réduisant partiellement les écarts de température entre le jour et la nuit.

1. La troposphère

La troposphère est la partie la plus basse de l'atmosphère ; elle commence à la surface et s'étend entre 7 et 8 km aux pôles et de 13 à 16 km à l'équateur, avec des variations dues aux conditions climatiques (annexe).

La troposphère se caractérise par une décroissance de la température avec l'altitude : ce qu'on appelle **gradient thermique vertical**. La décroissance de la température peut y être considérée comme résultant d'une **croissance adiabatique de la pression**. Il est à rappeler que : le gradient adiabatique de l'air sec est de l'ordre de 1°C par 100 m d'altitude, le gradient adiabatique de l'air humide est de l'ordre de 0,5°C par 100 m d'altitude.

Dans la troposphère, la composition de l'air est la suivante : Azote (N₂) 78% ; Oxygène (O₂) 21% ; Argon (Ar) 0,9% ; Gaz carbonique (CO₂) 0,04 % ; Gaz rares 0,07%.

La partie la plus basse de la Troposphère est aussi appelée Peplos. Cette couche qui trouve sa limite vers 3 km est aussi qualifiée de couche sale en raison de son taux d'impureté très important (aérosol ou nucléus) qui sont des noyaux auxquels viennent se former les gouttes d'eau dans le cas d'un air ayant atteint 100 % d'humidité relative. Cette couche se termine par la pélopause. La présence de cette couche sale explique la quasi absence d'air sur-saturé dans la couche supérieure de la troposphère.

La tropopause est une zone de l'atmosphère terrestre qui fait la transition entre la troposphère (au-dessous) et la stratosphère (au-dessus). Elle se situe à une altitude qui diminue avec la latitude depuis environ 17 kilomètres à l'équateur jusqu'à ~9 km aux pôles, mais qui varie aussi en fonction des saisons.

Il s'agit d'une couche atmosphérique plus ou moins épaisse, où la température est stable alors qu'on observe une décroissance dans l'atmosphère à partir du sol et une augmentation par la suite dans la stratosphère à cause de l'absorption des rayons ultraviolets par l'ozone. La tropopause est ainsi la partie la plus froide de la basse atmosphère (-50 à -65 C).

2. Stratosphère

La stratosphère s'étend de la tropopause, entre 7 à 17 km et environ 50 km. La température y augmente avec l'altitude. La stratosphère contient la majeure partie de la couche d'ozone.

La température dans la stratosphère varie naturellement en fonction de l'altitude (et selon un cycle saisonnier et jour/nuit), car celle-ci est réchauffée par l'absorption des rayons ultraviolets provenant du Soleil : À l'intérieur de cette colonne d'air, la température augmente au fur et à mesure qu'on s'y élève en altitude (voir l'article couche d'inversion). Au point le plus haut de la stratosphère, la température tourne autour de 270 °K (-3 °C), ce qui avoisine le point de congélation de l'eau. Cette partie de la couche se nomme la stratopause, où la température recommence à diminuer quand on monte.

La couche d'ozone ou ozonosphère désigne la partie de la stratosphère contenant une quantité relativement importante d'ozone (concentration de l'ordre de un pour cent mille). À haute altitude la couche d'ozone est utile : elle absorbe la plus grande partie du rayonnement solaire ultraviolet dangereux pour les organismes. Elle a donc un rôle protecteur pour les êtres vivants et les écosystèmes.

La stratopause est une zone de l'atmosphère terrestre qui fait la transition entre la stratosphère (au-dessous) et la mésosphère (au-dessus). Elle se situe à une altitude d'environ 50 km.

La stratopause est épaisse d'environ 5 km. Dans cette zone, la température de l'air est constante et proche du zéro Celsius (mais légèrement négative). Au-dessus de cette «zone frontière», la température redescend en fonction de l'altitude et de la concentration en ozone.

3. La mésosphère

C'est la couche de l'atmosphère terrestre comprise entre la stratosphère (au-dessous) et la thermosphère (au-dessus). Sa limite inférieure, la stratopause, se situe à une altitude d'environ 50 km et sa limite supérieure, la mésopause, vers 80 km.

C'est une zone de transition entre la Terre et l'espace. En y pénétrant, pour descendre sur Terre, les météorites, satellites, etc.

C'est dans cette zone atmosphérique que parfois des flashes lumineux nommés phénomènes lumineux éphémères (sprites ou sylphes, sont des éclairs lumineux visibles en haute atmosphère et accompagnant les orages) se produisent au-dessus des cumulonimbus. La manifestation fugace (quelques dizaines de millisecondes) de ce phénomène est une source de rayonnements gamma.

Mésopause : La température minimale se rencontre à la mésopause, frontière entre la mésosphère et la thermosphère. C'est le lieu le plus froid de la Terre, avec une température de -100 °C (173,1 K). Au-dessus de la mésopause la température augmente avec l'altitude.

4. La thermosphère

La thermosphère est la couche de l'atmosphère terrestre comprise entre la mésosphère (au-dessous) et l'exosphère (au-dessus). Sa limite inférieure, la

mésopause, se situe à une altitude d'environ 95 km et sa limite supérieure, la thermopause, entre 500 et 1 000 km. C'est notamment au sein de la thermosphère qu'orbite la station spatiale internationale.

Avec l'exosphère, la thermosphère constitue l'hétérosphère, où la composition de l'air n'est plus uniforme.

L'ionosphère d'une planète est une couche de son atmosphère caractérisée par une ionisation partielle des gaz. Dans le cas de la Terre elle se situe entre environ 60 et 800 km d'altitude et recouvre donc une partie de la mésosphère, toute la thermosphère et une partie de l'exosphère.

L'ionosphère, la partie de l'atmosphère ionisée par les radiations solaires, s'étire de 60 à 800 km et se constitue de trois couches :

-la couche D (60 à 90 km),

-la couche E (90 à 120 km),

-la couche F (120 à 800 km) qui chevauche à la fois la thermosphère et l'exosphère.

Elle joue un rôle important dans l'électricité atmosphérique et forme le bord intérieur de la magnétosphère. Grâce à ses particules chargées, elle a une importance pratique car elle influence, par exemple, la propagation des ondes radio sur la Terre. Elle est le lieu où se déroulent les aurores et les phénomènes lumineux transitoires liés aux orages.

5. L'exosphère

L'exosphère commence avec l'exobase ou thermopause, qui est aussi connue comme le «niveau critique», vers 500–1 000 km et s'étire jusqu'à plus de 10 000 km d'altitude. Elle contient des particules circulant librement et qui migrent ou proviennent de la magnétosphère ou du vent solaire.

Un des grands intérêts de l'exosphère réside dans l'exceptionnelle capacité de durée de vie des satellites placés dans ses couches les plus hautes : des centaines voire des milliers d'années, alors que les satellites évoluant à une altitude inférieure, de l'ordre de 300 kilomètres (thermosphère), subissent un freinage permanent non négligeable.

La magnétosphère est la région entourant un objet céleste dans laquelle les phénomènes physiques sont dominés ou organisés par son champ magnétique.

Toute planète dotée d'un champ magnétique (Mercure, la Terre, Jupiter, Saturne, Uranus et Neptune) possède sa propre magnétosphère. Vénus ne possède pas de champ magnétique interne et ne forme donc pas de véritable magnétosphère autour d'elle.

La magnétosphère terrestre est située au-delà de l'ionosphère, c'est-à-dire au-dessus de 800 à 1 000 km d'altitude. La magnétosphère agit comme un écran et protège la surface terrestre des excès du vent solaire, nocif pour la vie. En contrepartie le vent solaire déforme le champ magnétique de la Terre en lui donnant généralement une forme de queue de comète.

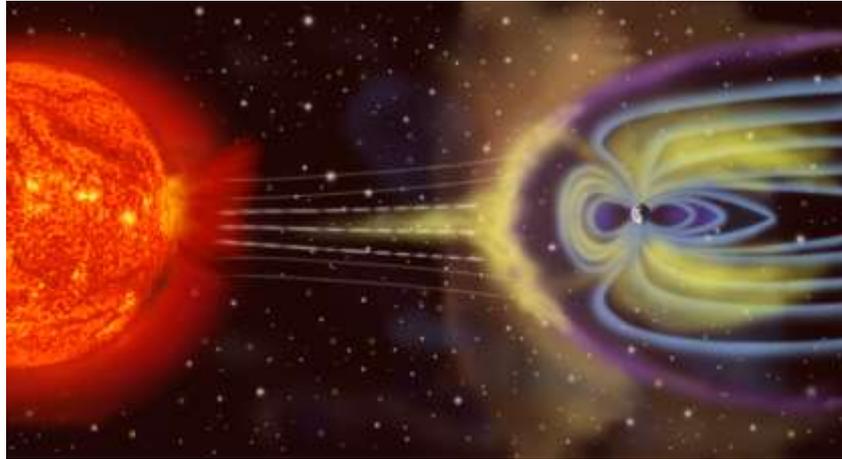


Figure .Vue artistique de la magnétosphère terrestre déviant le vent solaire
(NASA — <http://sec.gsfc.nasa.gov/popscise.jpg>)

Chapitre 4. Bilan thermique de l'atmosphère terrestre

La température sur la surface de la Terre est le résultat d'un équilibre thermique entre l'énergie qui chauffe la surface de la Terre et l'énergie que perd cette même surface.

Il est intéressant de comprendre l'origine de ces apports et pertes de chaleur car un changement dans chacune de ces origines, qu'il soit naturel ou lié à l'homme, entraînera un nouvel équilibre thermique, et par conséquent modifiera la température moyenne sur Terre.

Un bilan des flux de chaleur au niveau de la Terre et de l'atmosphère est indiqué dans la figure suivante.

Mécanismes de chauffage de la terre

Deux sources de chaleur contribuent au chauffage de la surface de la Terre.

Le rayonnement solaire :

Moyennée sur l'année et sur l'ensemble de la Terre, l'énergie solaire qui arrive est de 342 watts par m². Environ 30% est renvoyé (ou réfléchi) dans l'espace. Il en reste donc 235 watts par m² qui chauffent la Terre

Le rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère :

Tout comme la surface de la Terre l'atmosphère émet, elle aussi, un rayonnement infrarouge. Une partie (195 watts par m²) vers l'espace et l'autre (324 watts par m²) vers la surface de la Terre.

Au total c'est une énergie de 492 watts par m² qui chauffe la surface de la Terre.

Mécanismes de refroidissement de la Terre

Trois sources de chaleur contribuent au refroidissement de la surface de la terre.

Le rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre, estimé à 390 watts par m²

L'évaporation de l'eau :

L'eau liquide sur la Terre s'évapore en moyenne à raison de 3 mm d'eau par jour. Cette évaporation produit un refroidissement de la surface qui, exprimé en énergie, correspond à 78 watts par m²

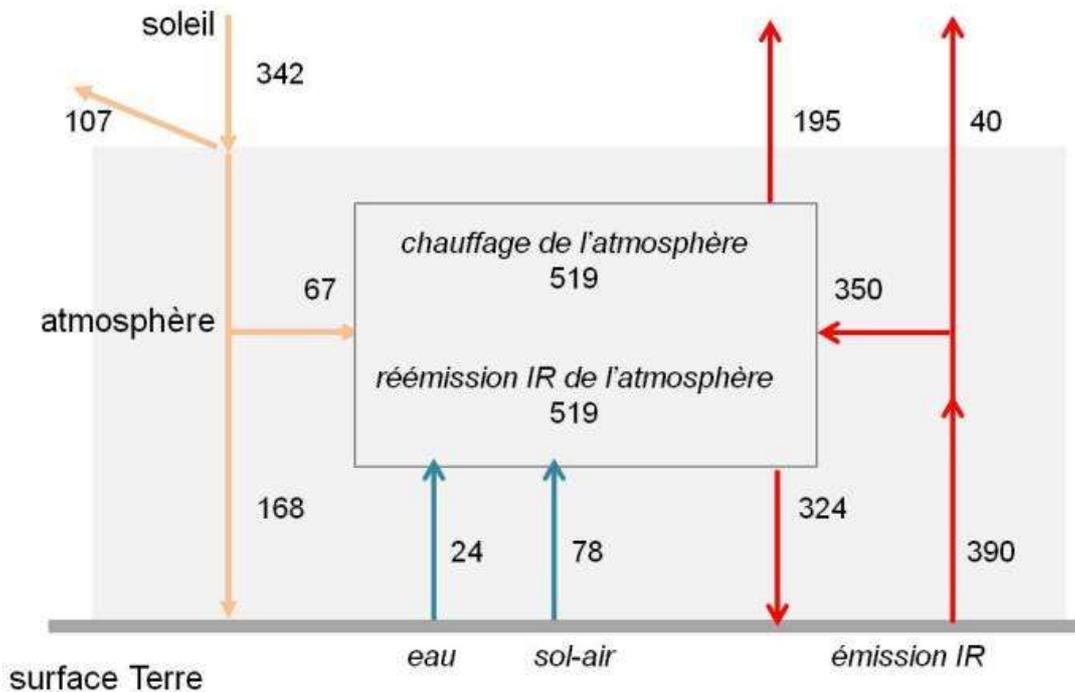


Figure .Bilan thermique de l'atmosphère terrestre (en watts par m²)

Le réchauffement de l'air par le sol :

La surface de la Terre plus chaude que l'air se refroidit par transfert thermique conductif et convectif sol-air. En moyenne cela correspond à une perte de 24 watts par m².

Au total l'énergie qui refroidit la surface de la Terre est de 492 watts par m²

Bilan thermique de l'atmosphère

Globalement, l'ensemble de ces phénomènes contribuent à un chauffage de l'atmosphère à une puissance de 519 watts par m². Elle est compensée par une réémission équivalente de chaleur de l'atmosphère vers la terre et l'espace.

Température à la surface de la Terre

La température à la surface de la Terre est le résultat d'un équilibre entre l'énergie qui chauffe la surface et l'énergie que perd cette même surface.

Si l'atmosphère était totalement transparente au rayonnement infrarouge émis par la terre, il ferait beaucoup plus froid. La température serait en moyenne de -18°C.

A cause de l'effet de serre de son atmosphère, la terre est plus chaude et sa température moyenne de 15°C.

Définition de l'impact PRG

L'impact **Potentiel de Réchauffement Global (PRG)** représente l'action de composés gazeux à effet de serre émis par les activités humaines, qui en absorbant le rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre, contribuent au récent réchauffement climatique.

L'impact est aussi dénommé Potentiel de Changement Climatique ou Émission de Gaz à Effet de Serre.

Les principaux **gaz à effet de serre (GES)** sont :

le dioxyde de carbone (CO₂),

la vapeur d'eau (H₂O),

le méthane (CH₄),

le protoxyde d'azote (N₂O),

l'ozone (O₃),

des gaz fluorés, comme les hydrochlorofluorocarbures, les chlorofluorocarbures (CFC), le tétrafluorométhane (CF₄) ou l'hexafluorure de soufre.

Origine des gaz à effets de serre

Les gaz à effet de serre (GES) sont d'origine naturelle ou résultent de l'activité humaine.

Les principales origines des GES sont :

pour le dioxyde de carbone (CO₂) : la respiration, les incendies et volcans, la combustion d'énergie fossile (charbon, gaz naturel, pétrole...).

pour le méthane (CH₄) : la décomposition naturelle végétale et animale, l'élevage (ruminants), la production par les surfaces inondées (estuaires, marais, rizières), les décharges.

pour le protoxyde d'azote (N₂O) : les émissions des terres cultivées provenant des engrais azotés.

pour (O₃) : les réactions de photooxydation.

pour les gaz fluorés : les émissions des systèmes de réfrigération et de climatisation.

pour la vapeur d'eau : l'évaporation de l'eau à la surface de la Terre.

Mécanismes d'action des gaz à effet de serre

Rayonnements thermiques solaires et terrestres :

Tout corps émet des rayonnements électromagnétiques pouvant porter de l'énergie thermique.

Le spectre de longueur d'onde de ces rayonnements dépend de la température.

Pour le soleil, dont la température de surface est proche de 5600°C, les rayonnements thermiques sont dans le visible, avec une longueur d'onde moyenne de 0,5 micron.

Pour la terre, à une température moyenne de la dizaine de degrés, les rayonnements thermiques sont dans l'infra-rouge (entre 5 et 50 microns), avec une longueur d'onde moyenne de 10 microns.

Principe de l'effet de serre :

Considérons une serre fermée par une vitre. Le verre est essentiellement transparent aux rayonnements visibles du soleil, mais non transparents aux rayonnements infrarouges de la terre.

Dans ces conditions, le rayonnement solaire incident traverse la vitre de la serre pour atteindre et réchauffer la surface terrestre.

Le rayonnement réémis par la surface terrestre, par contre, est en grande partie réfléchi par la vitre et conservé à l'intérieur de la serre.

L'ensemble de ces phénomènes contribue au réchauffement de l'air à l'intérieur de la serre.

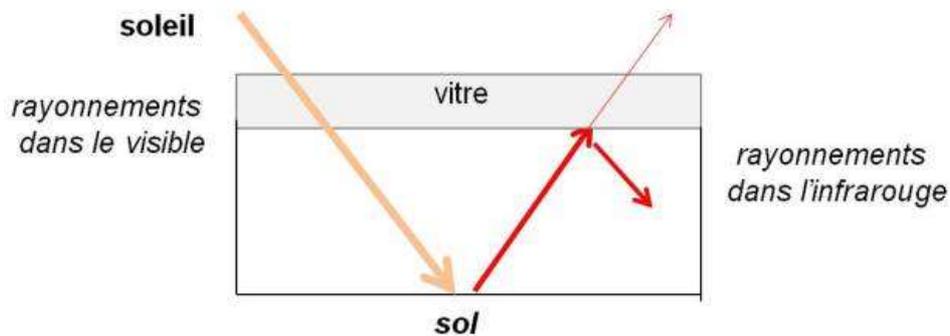


Figure . Effet de serre

Les différentes composantes de l'effet de serre :

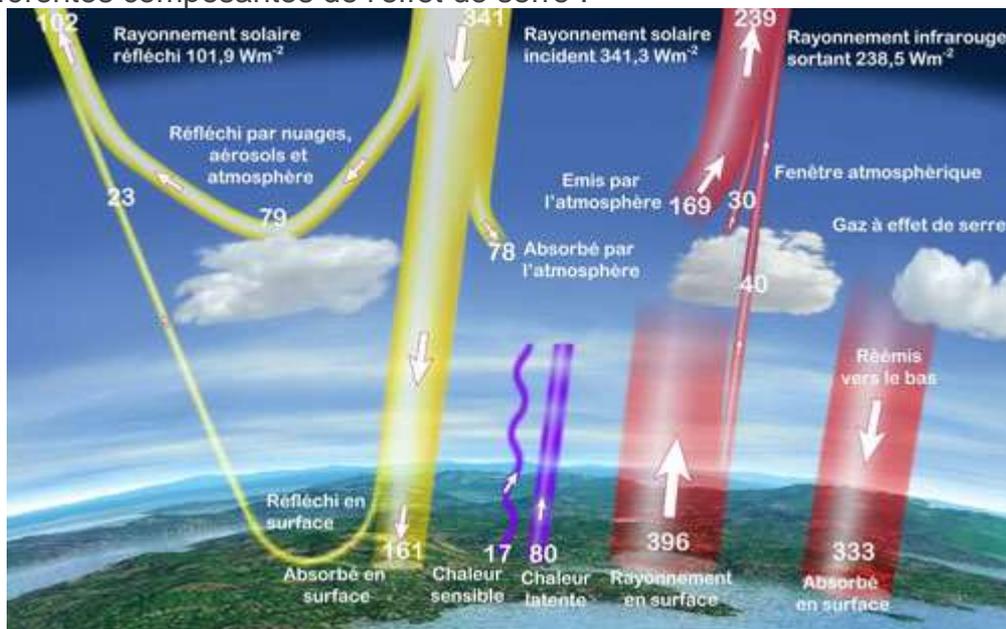


Figure . Les gaz à effet de serre (vapeur d'eau, gaz carbonique, méthane...) sont pratiquement transparents au rayonnement solaire (longueur d'onde du visible) et opaques au rayonnement infrarouge émis par la Terre. La chaleur est piégée.

© Météo-France/François Poulain

Chapitre 5. Classification climatique physique (Basée sur la température et la pluviosité)

La détermination du climat est effectuée à l'aide de moyennes établies à partir de mesures statistiques et annuelles et mensuelles sur des données atmosphériques locales : température, précipitations, ensoleillement, humidité, vitesse du vent. Sont également pris en compte leur récurrence ainsi que les phénomènes exceptionnels

Il existe plusieurs systèmes de classification des climats ; certains se réfèrent aux latitudes, d'autres prennent en considération les vents dominants, la pluviosité ou l'altitude. L'un d'eux répartit les climats en cinq grandes familles (tropicale, subtropicale, tempérée, steppique et polaire), auxquelles il faut ajouter le climat de montagne, qui dépend de l'altitude. La grande variété des types de climats et le nombre de facteurs intervenant dans leur définition rendent toute tentative de classification nécessairement imparfaite. On les choisie en fonction des buts des observateurs. Une des plus connue est la classification de Köppen.

La Classification de Köppen :

Wladimir Peter Köppen, climatologue et météorologue allemand d'origine russe est le premier à avoir dressé une cartographie complète des régions climatiques du globe.

Ce travail mène au développement du système de Classification de Köppen (basé sur les précipitations et les températures) aux alentours de 1900, qu'il continua à améliorer toute sa vie. 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.

Après la mort de Köppen en 1940 Geiger continue à travailler aux modifications du système de classification des climats. Un climat est ainsi repéré par un code de deux ou trois lettres. 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 (tableau).

Un climat est ainsi repéré par un code de deux ou trois lettres. C'est la plus courante des classifications climatiques dans sa version présentée par Rudolf Geiger en 1961. 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, tant dans les domaines de l'hydrologie, de la géographie, de l'agriculture, de la biologie, la climatologie à travers ses recherches sur l'évolution des climats.

Exemples:

Le Sahara, ou le désert d'Arabie, sont de type BWh (B = Climat sec; W = Climat désertique; h = Température moyenne annuelle > 18°C)

La zone équatoriale est de type Af (A = Climat tropical; f = Climat humide sans saison sèche)

La France du nord est de type Cfb (C = Climat tempéré chaud; f = Climat humide sans saison sèche; b = été tempéré) (carte, annexe).

Abréviations du tableau ci desous

P : précipitations en mm, avec Pmin (précipitations du mois le plus sec), Pann (cumul annuel), Psmín (précipitations du mois le plus sec du semestre estival), Pwmin (idem pour le semestre hivernal), Psmáx (précipitations du mois le plus humide du semestre estival), Pwmax (idem pour le semestre hivernal) ; T : températures en °C, avec Tann (température moyenne annuelle), Tmax : température moyenne du mois le plus chaud, Tmin : température moyenne du mois le plus froid. Pth (th pour threshold, seuil) est égal à $2 \times Tann$ si au moins les 2/3 des précipitations annuelles ont lieu en hiver, $2 \times Tann + 28$ si au moins les 2/3 des précipitations annuelles ont lieu en été, $2 \times Tann + 14$ dans les autres cas.

Tableau . Grands types de climats de Köppen-Geiger selon M. Kottek, J. Grieser, C. Beck, B. Rudolf et F. Rubel, 2006. Meteorol. Z., 15, 259-263

Types de climat	Sous-types de climat	Caractéristiques (voir légende ci-dessous)
A : climats équatoriaux ($T_{min} \geq +18 \text{ °C}$)	Af : forêt humide équatoriale	$P_{min} \geq 60 \text{ mm}$
	Am : mousson équatoriale	$P_{ann} \geq 25(100 P_{min})$
	As : savane équatoriale à été sec	$P_{min} < 60 \text{ mm}$ en été
	Aw : savane équatoriale à été humide	$P_{min} > 60 \text{ mm}$ en été
B : climats arides $P_{ann} < 10 P_{th}$	BS : climat de steppe	$P_{ann} > 5 P_{th}$
	BW : climat de désert	$P_{ann} \leq 5 P_{th}$
C : climats tempérés $-3 \text{ °C} < T_{min} < +18 \text{ °C}$	Cs : climats tempérés à été sec	$P_{smin} < P_{wmin}$, $P_{wmax} > 3 P_{smin}$ and $P_{smin} < 40 \text{ mm}$
	Cw : climats tempérés à hiver sec	$P_{wmin} < P_{smin}$ and $P_{smax} > 10 P_{wmin}$
	Cf : climats tempérés toujours humides (ni Cs ni Cw)	
D : climats neigeux $T_{min} \leq -3 \text{ °C}$	Ds : climats neigeux à été sec	$P_{smin} < P_{wmin}$, $P_{wmax} > 3 P_{smin}$ and $P_{smin} < 40 \text{ mm}$
	Dw : climats neigeux à hiver sec	$P_{wmin} < P_{smin}$ and $P_{smax} > 10 P_{wmin}$
	Df : climats neigeux toujours humide (ni Ds ni Dw)	
E : climats polaires $T_{max} < +10 \text{ °C}$	ET : climat de toundra	$0 \text{ °C} \leq T_{max} < +10 \text{ °C}$
	EF : climat des glaces	

Chapitre 6. Différents indices d'aridité

Indice bioclimatique

En 1943, Emberger écrivait « ... il n'est pas douteux que climat et végétation sont solidaires comme force et matière, mais il est clair qu'avant d'affirmer que telle ou telle espèce ou groupement permet de délimiter une aire aussi naturelle que les territoires climatiques, il faut d'abord connaître le climat, puis fixer les limites sur le terrain, et alors seulement chercher les espèces, qui à l'intérieur de l'aire délimitée, suivent le plus étroitement la frontière climatique...». Pour ces différents auteurs, la principale difficulté était de définir à partir de quand un climat, une saison, sont-ils secs ? On peut légitimement admettre qu'une période est sèche quand celle-ci dépense plus d'eau qu'elle n'en reçoit, donc qu'elle perd par évaporation et transpiration une quantité d'eau supérieure à celle des précipitations qui tombent pendant le même laps de temps. Les éléments les plus couramment analysés sont les précipitations, les températures et l'évaporation pour établir le bilan de l'eau.

Indice d'aridité de De Martonne (1926)

En se basant sur des considérations essentiellement géographiques, De Martonne a défini comme fonction climatologique nouvelle l'indice d'aridité du climat par le quotient $IDM = P/(T+10)$ (Coutagne 1943). Cet indice permet de caractériser le pouvoir évaporant de l'air à partir de la température ; l'évaporation étant considérée comme une fonction linéaire de la température. Il a été ajouté 10 aux moyennes thermométriques pour éviter les valeurs négatives de l'indice. On notera l'ingéniosité de la méthode, qui, à première vue, un peu déconcertante par les raisons qui ont fait ajouter 10 à la température- (pourquoi pas 7, ou 8 ou 12 ?), a conduit à une expression essentiellement empirique, mais intuitivement très satisfaisante, ayant une valeur hydrographique et climatologique indéniable (Coutagne 1943). De fait de sa simplicité, il a été beaucoup utilisé par les géographes.

L'aridité augmente quand la valeur de l'indice diminue. Une faible aridité correspondant à des pluies abondantes et/ou des températures basses. De Martonne a proposé six grands types de climats selon les valeurs de l'indice annuel.

$$\text{Formule : } I = \frac{P(mm)}{T(^{\circ}C) + 10}$$

Tableau . Classification du climat

Valeur de IDM	Type de climat	Signification
< 5	Aridité absolue	désert sans culture
5 à 10	désert (aride)	désert et steppe ; aucune culture sans irrigation
10 à 20	semi-aride	formations herbacées, steppes ou savanes. Irrigation nécessaire pour les cultures exigeant de l'humidité
20 à 30	semi-humide	prairie naturelle ; irrigation généralement non nécessaire
30 à 40	humide	les arbres jouent un rôle de plus en plus grand dans le paysage
> 40	humide	la forêt est partout la formation climatique. Les cultures de céréales tendent à être remplacées par les herbages

Cet indice ne doit être utilisé que pour un découpage en grandes zones climatiques. De Martonne a ainsi établi une carte des climats dans le domaine atlantique d'Europe (figure...).

L'importance du degré d'océanité et de continentalité des climats apparaît nettement. Les climats sont tout d'abord parfaitement ordonnés selon leurs caractères thermiques, en fonction de la latitude croissante, climats méditerranéens, tempérés et froids puis niveau mensuel. Pour un mois donné caractérisé par une précipitation et une température moyennes p et t , l'indice d'aridité est donné dans la formule ci-dessous. La pluviométrie est multipliée par 12 de façon à obtenir une valeur de l'indice comparable à celle de l'indice annuel.

$$I = \frac{12 p(mm)}{t(^{\circ}C) + 10}$$

Ces procédés expriment la sécheresse mais ne permettent pas de savoir à partir de quel moment une saison est sèche. Dans l'impossibilité de résoudre ce problème, différents seuils plus ou moins arbitraires ont été proposés. Pour certains auteurs le

mois pour lequel $P/(T+10) < 1$ est sec quand à la température de 25-30°C, le mois considéré reçoit 35 à 40 mm de pluie. Pour d'autres, ce rapport doit être inférieur à 1,66 c'est-à-dire que pour une température de 30°, il faut, pour qu'un mois soit sec, moins de 66 mm de pluie ; pour 25°, moins de 58 mm; pour 20°, moins de 50 mm... En règle générale, des valeurs proches de 20 caractérisent des mois particulièrement secs (possibilité de sécheresse).

L'indice de continentalité thermique de Gorczynski (1920) (modifié Daget 1968)

Il caractérise la continentalité thermique des sites par la concentration estivale des températures.

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

A = amplitude thermique annuelle moyenne en °C , γ = latitude en ° , h = altitude en kilomètres.

Un climat est continental ou semi-continental quand la continentalité pluviale (IA) est supérieure à 1 et K' supérieur à 25. En climat méditerranéen, la continentalité pluviale est toujours inférieure à 1 en raison de la forte sécheresse estivale. Par contre, au niveau thermique, ce climat étant par nature contrasté, les amplitudes annuelles sont importantes mais, comme elles dépendent avant tout de l'importance des températures estivales, elles sont peu déterminantes pour la végétation en tant que facteur thermique. En revanche, elles jouent un rôle important dans l'accentuation de l'aridité.

Facteurs de pluie de Lang (1915-1920)

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

Formule : $I_L = P / T$

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

Indice pluviométrique annuel de Moral (1954)

Cet indice est surtout adapté pour la classification des climats dans la zone intertropicale. Pour Moral, la limite entre l'humidité et la sécheresse est donnée par la hauteur des pluies (en mm). IM est inférieur à 1 pour un climat sec et supérieur à l'unité pour un climat humide.

$$I_M = \frac{P}{T^2 - 10T + 200}$$

$I_M < 1 \dots c$ climat sec

$I_M > 1 \dots c$ climat humide

Indice d'humidité de Mangenot (1954)

Cet indice est surtout adapté pour la classification des climats dans la zone intertropicale. Les facteurs thermiques ne sont pas pris en compte car Mangenot estime que dans ces régions la température ne joue pas un rôle direct. L'indice a été établi pour différencier les climats de plaine et des basses montagnes de l'Afrique Occidentale.

$$I = \frac{\left(\frac{P}{100}\right) + Ms + \left(\frac{H_{MAX}}{5}\right)}{nS + \left(\frac{500}{H_{MIN}}\right)}$$

a = facteur d'humidité

- P = pluviométrie moyenne annuelle (en mm)
- Ms = moyenne de la pluviométrie des mois secs (< 50 mm)
- Hmax = humidité relative (en%) annuelle maximale

b = facteur d'aridité

- nS = nombre de mois secs
- Hmin = humidité relative (en%) annuelle minimale

Les valeurs de I diminuent quand les différences entre a et b diminuent c'est-à-dire quand on va vers les climats plus secs. L'auteur considère 5 groupes de climats intertropicaux.

Tableau. Classification climatique d'après Mangenot

Valeurs de l'indice	Signification
$I < 1$	type sahélien (arbres rares, xérophiles spécialisés)
$1 < I < 2$	type soudanien (formation plus dense, savane)
$2 < I < 3$	type à forêt instable (formation plus dense mais instable)
$3 < I < 7,5$	type forêt mésophile (formation dense, arbre de grande taille)
$I > 7,5$	type forêt hygrophile (« rain forest »)

Indices de Gaussen et Bagnouls (1952)

Indices et diagrammes ombrothermiques

C'est encore à l'heure actuelle un des indices les plus utilisés. Cet indice tient compte des moyennes mensuelles des précipitations (P en mm) et de la température (T en °C) et donne une expression relative de la sécheresse estivale en durée et en intensité. Celle-ci est appréciée à travers un indice de sécheresse S (= indice Ombrothermique) calculé en faisant la différence entre les courbes P et T pour le ou les mois les plus secs.

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

$P < 2T$MOIS SEC

$P > 2T$MOIS HUMIDE

Pour repérer les mois "sec" et "humide" et mettre en évidence les périodes de sécheresse d'une localité, on trace généralement les diagrammes ombrothermiques. Ces diagrammes superposent les deux courbes de températures et de précipitations pour les 12 mois de l'année, ce qui permet de définir une aire ombrothermique. Plus l'aire est importante et plus la saison est sèche (valeur de l'intégrale). Pour les basses latitudes, Birot préfère qualifier de sec un mois pendant lequel $P < 4T$. Moral a, quant à lui, établi non pas deux mais quatre types de mois :

- Mois pluvieux : $p \geq 0.1t^2 + t + 30$
- Mois humide : $0.1t^2 + t + 30 > p \geq 0.1t^2 - t + 20$
- Mois sec : $0.1t^2 - t + 20 > p \geq 0.05t^2 - t + 10$
- Mois aride : $p < 0.05t^2 - t + 10$

L'emploi de l'indice xérothermique qui correspond au nombre de jours biologiquement secs durant la période sèche pour un endroit donné et qui fait intervenir les précipitations, l'humidité atmosphérique, la température, les brouillards et la rosée. S'échelonnant entre 0 et 365, l'indice xérothermique s'est révélé très valable dans les régions tropicales, subtropicales et méditerranéennes. En général, il est considéré qu'un milieu est non aride lorsque cet indice est inférieur à 100, semi-aride entre 100 et 290, aride entre 290 et 350, et hyperaride entre 350 et 365.

Calcul de l'indice xérothermique X_t

$$X_t = m(x/10) - (p+b/2)$$

m : nombre de jours de la période pour laquelle l'indice est calculé

x/10 : humidité de l'air

Si

Humidité de l'air est inférieure à 40% les jours sont considérés secs => $x/10=1$

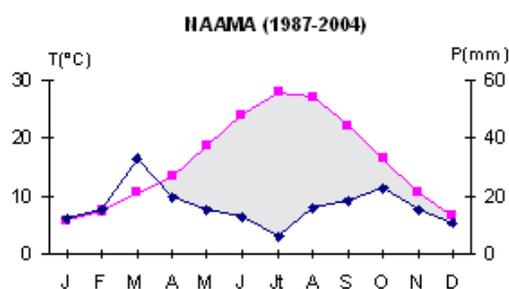
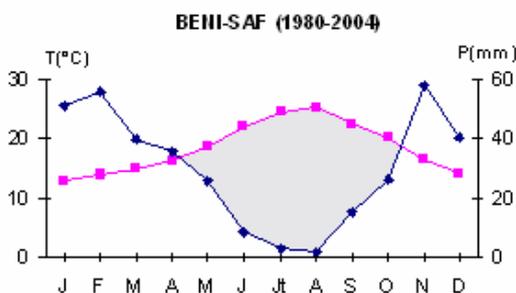
Humidité de l'air est de 40% à 60% les jours sont considérés 9/10 secs => $x/10=9/10$

Humidité de l'air est de 60% à 80% les jours sont considérés 8/10 secs => $x/10=8/10$

Humidité de l'air est sup à 80% les jours sont considérés 7/10 secs => $x/10=7/10$

p : nombre de jours de pluie pour la période concernée

b : nombre de jours de brouillard ou de rosée durant la période considérée



P (courbe bleu) et T (courbe rouge)

Exemple : Diagrammes ombrothermiques

Quotient pluviothermique d'Emberger (1932)

L'indice d'Emberger (Q_2) définit le degré d'humidité du climat. Il prend en compte les précipitations annuelles P , la moyenne des maxima de température du mois le plus chaud (M) et la moyenne des minima de température du mois le plus froid (m). Comme pour l'indice xérothermique de Gaussen, il est plus particulièrement adapté aux régions méditerranéennes dans lesquelles il permet de distinguer différents étages climatiques. Dans ces régions, Emberger a remarqué que l'amplitude thermique ($M-m$), donc l'évaporation, est un facteur important de la répartition des végétaux. On sait en effet que, à température moyenne égale, l'évaporation est d'autant plus grande que l'amplitude thermique est élevée. Le facteur de pluie pris en compte est le produit du nombre de jours de pluie par an (n) par le cumul moyen annuel (P).

$$Q_2 = 2000P / M^2 - m^2$$

P en mm

M et m en degré kelvin.

Un climat méditerranéen est d'autant moins sec que le quotient est grand. Il est également très important de noter que, à quotient équivalent, celui-ci à une valeur écologique différente selon les valeurs des températures qui y interviennent. La valeur m est une différentielle très importante. Elle est un seuil biologique. D'une manière générale, elle exprime assez bien le degré et la durée de la période critique des gelées, car plus m est bas, plus celles-ci sont sévères. Pour en tenir compte, il est indispensable de combiner Q_2 avec m (Abaque de Sauvage). Cet abaque dû à Sauvage permet de placer une station dans l'une des cinq classes de climat méditerranéen qui ont été définies (figure).

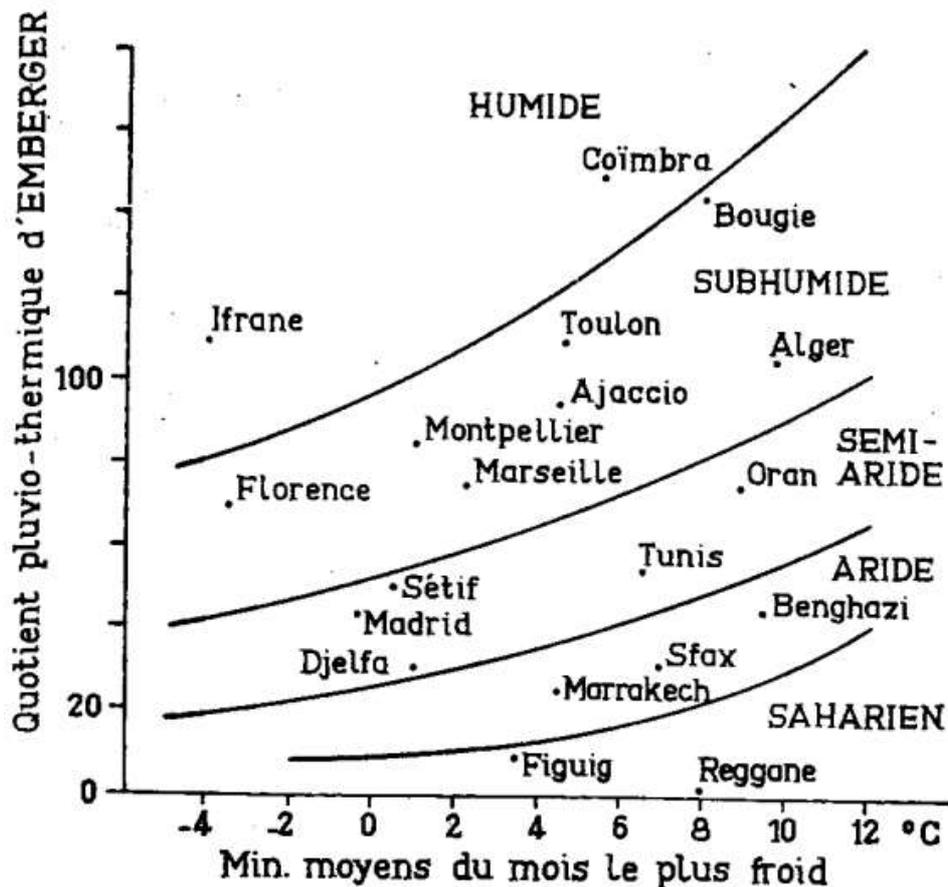


Figure . Zonage de quelques stations méditerranéennes selon le Quotient d'Emberger (d'après Sauvage)

Les villes de Florence, Marseille et Oran ont des valeurs Q_E équivalentes mais des températures minimales très différentes. Elles sont classées dans des climats différents et se caractérisent par une végétation très différente. Le climat méditerranéen peut être divisé en trois faciès selon la valeur de m :

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

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

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

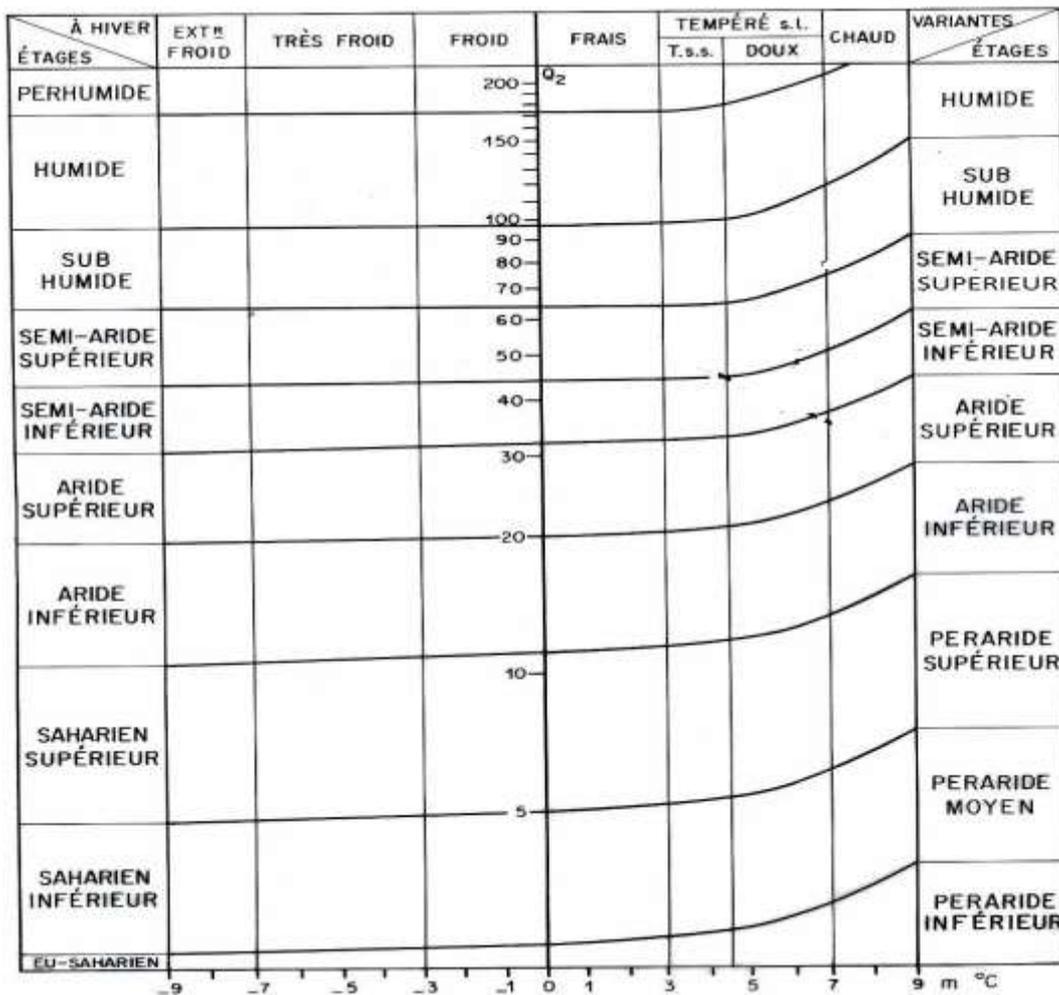


Figure . Climagramme d'Emberger

Indice de sécheresse estivale de Giacobbe

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

Chapitre 7. Hydrologie (Bilans de l'eau, Problèmes spécifiques aux : Forêts, Steppes et Sahara)

L'hydrologie (nom vient du grec « hidro » eau et « logos » étude, connaissance) est la science qui traite des eaux que l'on trouve à la surface de la Terre, ainsi qu'au-dessus et au-dessous, de leur formation, de leur circulation et de leur distribution dans le temps et dans l'espace, de leurs propriétés biologiques, physiques et chimiques et de leur interaction avec leur environnement, y compris avec les êtres vivants.

L'hydrologie est la science de la terre qui s'intéresse au cycle de l'eau, c'est-à-dire aux échanges entre l'atmosphère, la surface terrestre et son sous-sol.

Au titre des échanges entre l'atmosphère et la surface terrestre, l'hydrologie s'intéresse aux précipitations (pluie et neige), à la transpiration des végétaux et à l'évaporation directe de la couche terrestre superficielle.

L'hydrologie de surface étudie le ruissellement, les phénomènes d'érosion, les écoulements des cours d'eau et les inondations.

L'hydrologie de subsurface ou hydrologie de la zone non-saturée étudie les processus d'infiltration, de flux d'eau et de transport de polluants au travers de la zone non saturée (encore appelée zone vadose). Cette zone a une importance fondamentale car elle constitue l'interface entre les eaux de surfaces et de profondeur.

L'hydrologie souterraine ou hydrogéologie porte sur les ressources du sous-sol, leur captage, leur protection et leur renouvellement.

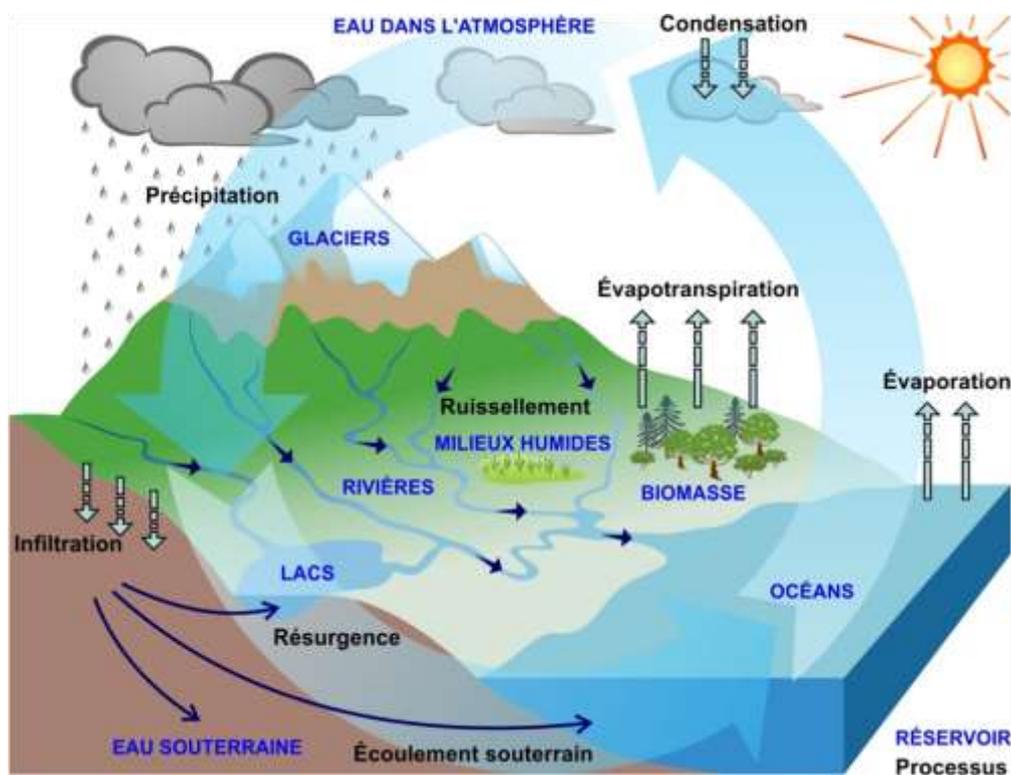
L'hydrologie urbaine constitue un « sous-cycle » de l'eau lié à l'activité humaine : production et distribution de l'eau potable, collecte et épuration des eaux usées et pluviales.

On distingue l'océanologie (science des océans), de la météorologie (science de l'atmosphère), de la glaciologie (science des glaciers), de la nivologie (sciences des neiges), de la potamologie (science des rivières), de la limnologie (science des lacs), de l'hydrogéologie (science des eaux souterraines), émiettement auquel se superpose la diversité des approches physiques, chimiques et biologiques. Dans son acception et ses pratiques actuelles l'hydrologie se limite en fait à la partie continentale du cycle de l'eau et s'intéresse surtout aux flux d'eau.

L'hydrologie médicale est enseignée dans les facultés de pharmacie (Morette, 1964). Comme l'hydrologie que nous avons définie ici, cette discipline s'intéresse, entre autres choses, aux gisements de l'eau dans le milieu naturel, mais elle se consacre principalement aux problèmes d'hygiène liés à l'utilisation de l'eau ainsi qu'aux propriétés thérapeutiques des eaux thermales et des eaux minérales qui ne font pas partie du champ auquel nous nous intéressons.

Cycle de l'eau en forêt

L'eau est un facteur essentiel pour la végétation forestière. On associe d'ailleurs souvent luxuriance de la couverture forestière et satisfaction des besoins en eau. L'importance et la répartition des précipitations sont effectivement des facteurs décisifs qui règlent avec la température l'existence des forêts et des différents types auxquels elles se rattachent. Inversement, la forêt exerce des influences sur le cycle hydrologique. Ces influences dépendent du climat mais aussi de la nature et du type de peuplement (Aussenac 1980 ; Fort-Sénéquier 1999).



Cycle de l'eau

<https://www.flapointequebec.com/cycle-de-leau/>

En forêt, les précipitations (liquides ou solides) qui tombent sur le couvert forestier n'arrivent pas directement au sol. Une partie est interceptée par les surfaces végétales (feuilles, branches, troncs) et est évaporée. Le reste arrive au sol directement par égouttement des surfaces végétales et par écoulement le long des troncs. Une fraction de l'eau qui arrive au sol peut ruisseler en surface. La fraction restante s'infiltrate dans le sol où elle peut circuler par écoulement hypodermique. Le surplus d'eau percole et alimente les nappes d'eau souterraines. Dans le sol l'eau est absorbée par les racines des végétaux et retourne dans l'atmosphère par transpiration. Elle est aussi évaporée directement à partir de la surface du sol et des surfaces végétales inertes (Aussenac 1980)

Interception des pluies

Le premier effet du couvert forestier est l'interception des pluies incidentes. Le bilan peut s'écrire de la façon suivante. P est la part potentiellement disponible et **$(P_s + E_s + E_t)$** la fraction réellement utilisable. L'interception peut se définir comme la part de l'eau que recueillent les couronnes et qui est directement évaporée

$$I = P - (P_s + E_s + E_t)$$

- I = interception nette par les couronnes
- P = pluie incidente au-dessus du couvert
- P_s = pluie arrivant directement au sol
- E_s et E_t = pluie arrivant au sol après écoulement le long des troncs ou à travers les houppiers.

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

- La durée et l'intensité des pluies ;
- l'espèce à travers :

- La morphologie de la ramification et du feuillage ;
- La surface des houppiers ;
- Type et grosseur des troncs ;
- La structure du peuplement à travers la densité des tiges ;
- de la saison...

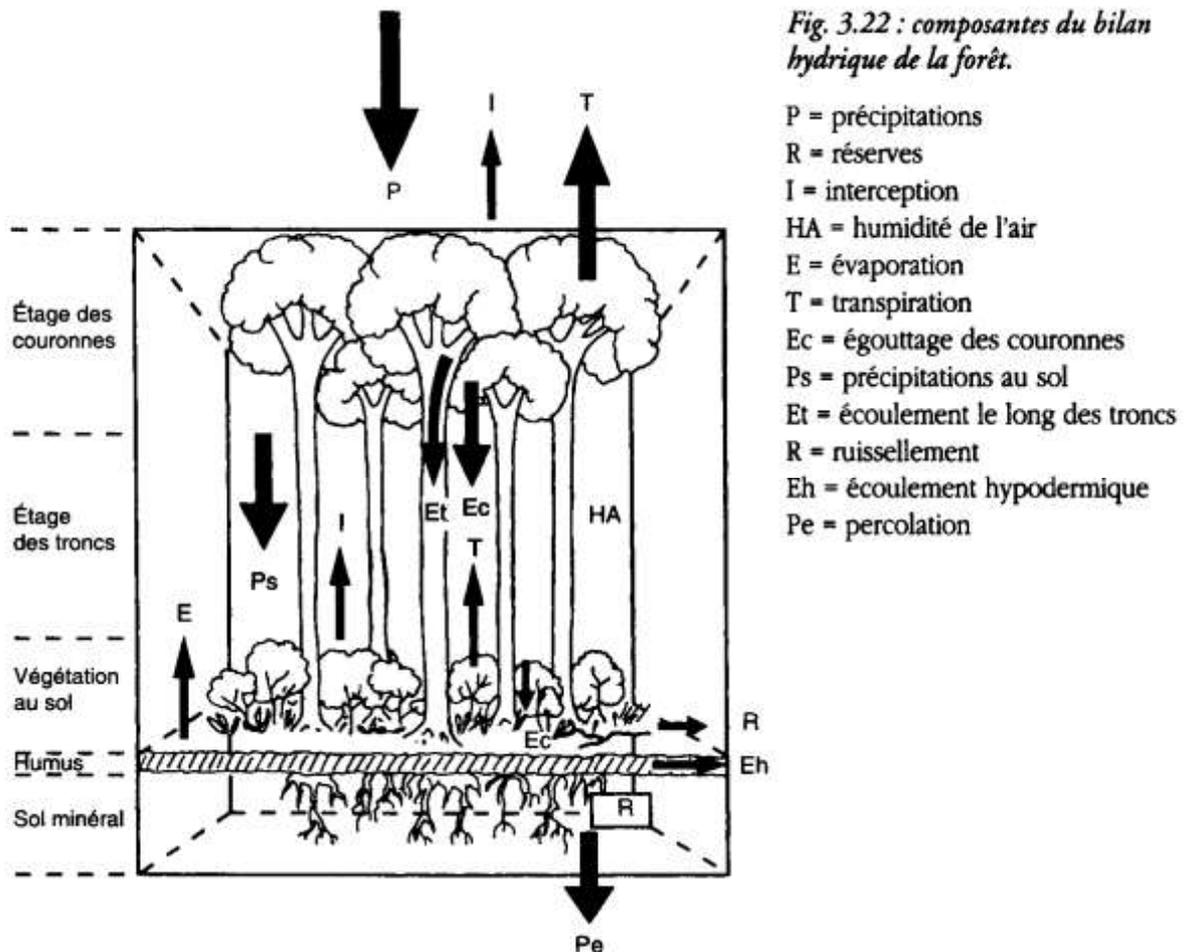


Fig. 3.22 : composantes du bilan hydrique de la forêt.

- P = précipitations
- R = réserves
- I = interception
- HA = humidité de l'air
- E = évaporation
- T = transpiration
- Ec = égouttage des couronnes
- Ps = précipitations au sol
- Et = écoulement le long des troncs
- R = ruissellement
- Eh = écoulement hypodermique
- Pe = percolation

(Otto 1998 in Lebougeois, 2010)

Chapitre 8. Evapotranspiration potentielle et Evapotranspiration réelle

L'évapotranspiration (ET) concerne l'ensemble des processus renvoyant dans l'atmosphère sous forme gazeuse une partie des précipitations (forme liquide). Ce phénomène combine les pertes en eau par évaporation directe d'eau liquide (eau libre ou eau du sol dans les 15 premiers centimètres environ) et par transpiration de la biomasse (Figure). L'évapotranspiration s'exprime en mm d'eau pour une période donnée et peut intervenir à tout moment du cycle de l'eau à condition qu'il y ait assez d'eau à évapotranspirer et une énergie suffisante. En effet, ce phénomène nécessite une quantité importante d'énergie que l'on appelle chaleur latente de vaporisation de l'eau. Il faut $2.45 \cdot 10^6$ J pour évaporer 1 kg d'eau à 20°C (= 1 mm d'eau = 1 litre d'eau par m^2 = 1 kg).

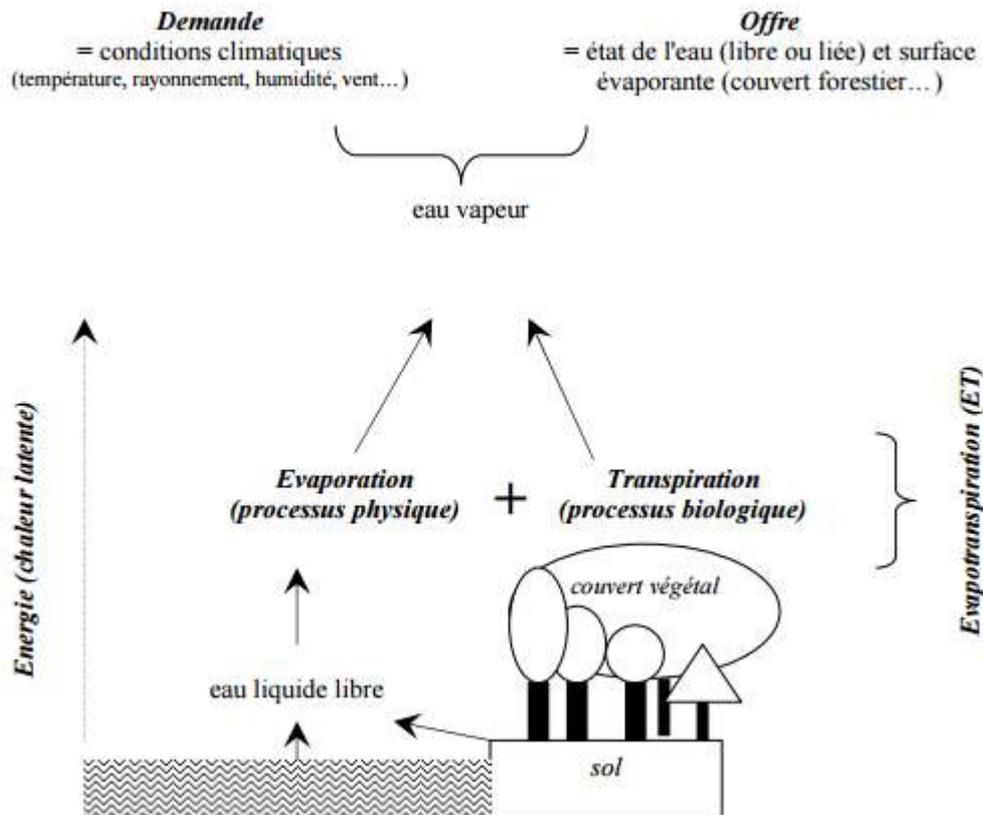


Figure . Illustration de l'évapotranspiration dans un écosystème (Lebourgeois, 2010)

L'évapotranspiration potentielle (ETP)

C'est l'évapotranspiration qui se produirait dans le cas où la **quantité d'eau** évaporable ou transpirable **n'était pas limitée**. Cette évapotranspiration n'est conditionnée que par l'éloignement de la saturation dans lequel se trouve l'air, c'est-à-dire par les seules conditions climatiques ambiantes. L'ETP, qui est parfois appelée **évapotranspiration maximale (ETM)** ou **demande climatique**, évolue donc 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 pour lequel on estime que la structure ne joue pas un rôle majeur dans le transfert de la vapeur d'eau.

L'évapotranspiration réelle (ETR)

Elle correspond au cas général dans les conditions naturelles. Pour un couvert végétal, elle correspond à la quantité d'eau **réellement transpirée** et prend en compte la disponibilité réelle en eau. L'ETR correspond donc à la situation où la demande est supérieure à l'offre. 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,...) ;

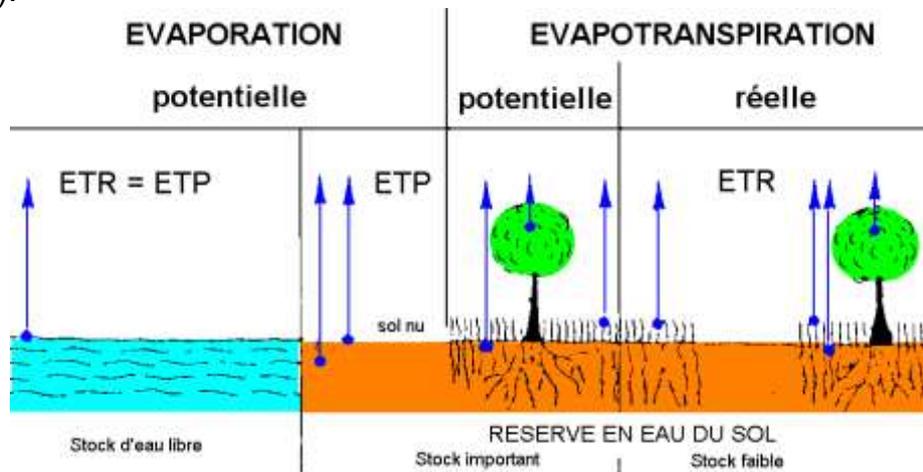
➤ des caractéristiques de la surface évaporante (taille et surface des houppiers, disposition des feuilles,...) (ibid).

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

ETP = évapotranspiration potentielle maximale 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 potentielle maximale pour laquelle le seul facteur limitant est le système surface évaporante – liaison de l'eau. Par définition, $ETR < ETM < ETP$ (ibid).



Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration

On peut distinguer deux grandes méthodes : l'évaporomètre et les cases lysimétriques. Ces mesures sont fondées sur l'évaporation d'une certaine masse d'eau.

- L'évaporomètre Piche

- Les cases lysimétriques

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

$$DS = P + I - (D + R + ETR)$$

Avec :

DS = variation du stock d'eau dans le sol

P = pluie

I = irrigation

D = drainage

R = ruissellement (échanges latéraux d'eau) (ibid).

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

$$DS = P + I - ETR$$

Connaissant les pluies incidentes et les apports par irrigation (dans le cas des cultures), la difficulté majeure consiste à estimer la variation du stock d'eau du sol entre deux dates. Une case lysimétrique est un bac exposé en plein air (Figure) qui contient un sol couvert d'un certain type de végétation (exemple gazon), ou laissé à nu, dont on évalue la quantité d'eau infiltrée et drainée par rapport à celle apportée par les précipitations. Certains lysimètres peuvent être pesés régulièrement pour connaître le volume d'eau contenu dans le sol. La profondeur d'un lysimètre varie de 0.5 à 2 mètres, sa surface est 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 le pluviomètre.

L'ETR est alors connue par différence. Si les bacs sont maintenus à une humidité optimale par recharge journalière, on mesure, dans ce cas, 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 une culture herbacée peut s'avérer insuffisante par forte sécheresse. De plus, la représentativité des mesures exige de limiter au maximum les échanges adventifs entre le dispositif et son environnement immédiat (anneau de garde). La surface évaporante à prendre en compte est aussi délicate quand il y a transgression de la végétation au dessus des bords des cuves (Ibid).

Les variations du stock d'eau dans le sol peuvent également être appréhendées à l'aide d'appareillage complexe du type humidimètre (sonde à neutron), réflectomètre dans le domaine temporel (sonde TDR)... (Ibid).

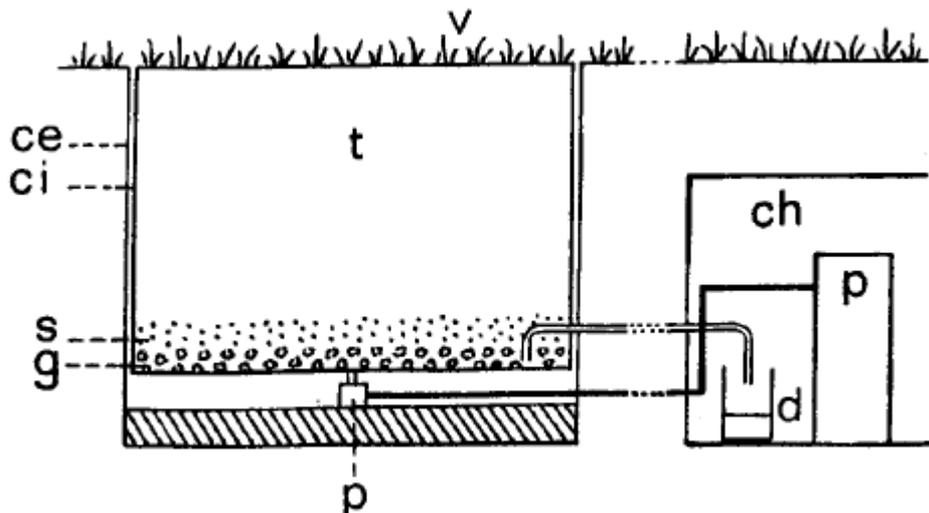


Figure . Schéma d'un évapotranspiromètre pesable et de son dispositif de mesures. v : couverture végétale uniforme ; ce : cuve cylindrique extérieure ; ci : cuve intérieure remplie de terre t ; s et g : couches de sable et de gravier ; p : dispositif de pesée ; d : récipient recevant l'eau de drainage ; ch : chambre souterraine (Lemée, 1978).

- Formules d'estimation de l'évapotranspiration

Ces formules ont été établies, soit à partir des ajustements statistiques de mesures directes (Blaney et Criddle, Thornthwaite, Turc,...), soit sur une analyse physique des phénomènes d'évapotranspiration (Penman et Brochet-Gerbier).

Chapitre 9. Relations végétation-climat

1. Les facteurs climatiques

Le climat est une résultante des effets produits par les agents météorologiques, dont les principaux sont : la lumière, la température, l'eau et le vent (Jaziri, 2013).

a- La lumière

La lumière fournit aux plantes l'énergie nécessaire pour leur cycle de développement et leurs nutriments. Le besoin en lumière varie avec les espèces, le cycle végétal et l'âge de la plante. On distingue 2 grandes catégories d'essences :

Les espèces d'ombre : appelées les sciaphytes (espèces sciaphiles). Ces espèces vivent dans un milieu peu éclairé. Exemple le sapin et le hêtre. Les espèces de lumière : appelées les héliophytes (espèces héliophiles). Ces espèces ne tolèrent pas l'ombre. Exemple les chênes et les pins. La lumière agit sur la plante par une action :

- Physiologique : la lumière ralentit la croissance en hauteur par contre dans les milieux ombragés, la tige s'allonge et les branches basses déprissent et tombent. Cette action s'appelle l'élagage naturel
- Sur le cycle végétatif comme la floraison et la fructification mais aussi la sécrétion d'huiles essentielles, de résines...
- de sélection : l'existence d'un milieu forestier crée un microclimat différent du climat général et dans lequel la lumière joue un rôle primordial. Ainsi, il y a une concurrence entre les espèces. Les espèces sciaphylles tendent à remplacer les espèces de lumière.
- Sur l'évolution de la flore du sous-bois. En effet, la densité de la strate arborescente conditionne la strate arbustive. Les clairières délaissées offrent des conditions favorables pour le développement des espèces herbacées et arbustives.

b- La température

La température joue un rôle important dans la croissance des végétaux. Pour chaque espèce et chaque fonction, il existe un minimum, un optimum et un maximum thermique. Les différentes essences réagissent de manières différentes aux extrêmes thermiques :

Les hautes températures : ne sont pas nocives au végétaux, mais la stérilité de certaines régions chaudes est due au manque d'eau, c'est le cas des oasis. Les basses températures (le froid) : sont nocives aux végétaux. La résistance au froid varie beaucoup selon les espèces. L'épicéa et le mélèze supportent jusqu'à -30°C par contre l'Eucalyptus ne supporte pas des températures inférieures à -5°C. Le chêne liège ne supporte pas des températures inférieures à -9°C (1 à 2 jours seulement). Le pin d'alep ne supporte pas des températures inférieures à -10°C .

La température agit sur **les fonctions vitales** des plantes (assimilation chlorophyllienne et transpiration). Pour la grande majorité des espèces, les fonctions vitales sont **bloquées en deçà de 0°C et au-delà de 50°C**. On distingue ainsi pour chaque espèce, autour d'une **zone optimale de croissance**, des températures minima et maxima d'activité à partir desquelles l'activité se ralentit voire s'arrête.

Exemples :

- Le chêne zéen supporte des minima absolus de températures comprises entre **-20°C et -25°C** (Maroc).

- Le chêne liège peut supporter des minima absolus de températures de l'ordre de **-12°C** mais de courte durée ; par contre, il supporte des maxima atteignant **49°C** à El Feija.
- Le chêne vert les minima absolus tolérés sont de l'ordre de **-25°C** et les maxima absolus de l'ordre de **45°C** (en Afrique du Nord).
- Le Pin d'Alep les minima absolus tolérés sont de l'ordre de **-15°C à 18°C** et il supporte les maxima absolus de l'ordre de **50°C** et même plus (en Afrique du Nord).
- L'alfa supporte des températures basses de l'ordre de **-10°C à -15°C**.

c- L'eau

Un arbre a besoin d'une certaine quantité d'eau pour vivre. Pour cela il s'établit un équilibre permanent entre l'absorption et la transpiration. La pluie représente le principal facteur d'approvisionnement en eau du sol. Sa quantité totale ainsi que sa répartition saisonnière détermine la physionomie d'un couvert végétal. La relation entre la pluviosité et la répartition géographique des végétaux est évidente. Dans les régions bien arrosées, la végétation est abondante mais elle est absente dans les régions désertiques.

Le facteur « eau » détermine la physionomie de la végétation. Selon les exigences en eau, on peut citer trois cas d'adaptation :

- Les plantes hygrophiles : les besoins en eau sont toujours satisfaits. Ces espèces sont très exigeantes en eau et vivent sur un sol saturé en eau. C'est le cas de la forêt équatoriale.
- Les plantes xérophiles : les besoins en eau sont insuffisants. La plante doit réduire sa transpiration ou augmenter ses facultés d'absorption. C'est le cas des plantes succulentes comme le cactus, les agaves, certaines espèces de la région méditerranéenne...
- Les plantes mésophiles (ou tropophiles) : le besoin en eau est satisfait selon les saisons (périodes pluvieuses et périodes sèches). C'est le cas des forêts tempérées, ou les forêts des conifères...

Exemples :

- Le chêne zéen est exigeant sur la quantité des précipitations : **entre 800 mm/an** (quelques stations au Mogod) et **plus de 1800 mm/ an** (jbel el Ghorra).
- Le chêne liège apparaît dès **700 mm/ an** (aux Mogods) jusqu'à **1800 mm/an** (jbel Ghorra, en mélange avec le chêne zen).
- Le chêne vert, espèce continentale en Afrique du Nord, apparaît entre **400 et 1000 mm/an**.
- Le Pin d'Alep se trouve entre les isohyètes **220 mm jusqu'à 1000 mm** en Afrique du Nord.
- L'alfa se trouve dans les régions recevant moins de **600 mm/an** dans les régions arides.

c- Le vent

L'action du vent est capitale sur le couvert végétal. Le vent agit sur les ambiances climatiques :

- Sur la température : vents chauds (sirocco), vents froids (mistral)
- Sur l'humidité : vents secs, vents humides pouvant provoquer des pluies sur le relief. Le vent peut modifier la forme du végétal : en coussinet, en drapeau où les rameaux ne se développent que des côtés sous le vent.

d- Le microclimat forestier

La forêt est un 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 physicochimiques des autres strates. Cette voûte crée un microclimat différent du climat régional :

→ L'intensité lumineuse : la pénétration de la lumière est assez difficile. Dans une forêt caducifoliée de feuillus, il arrive 80% de la lumière incidente au sol de l'hiver, alors qu'en été seulement 2 à 3% de la lumière incidente arrive au sol. Dans la forêt équatoriale sempervirente, seule 0,1 et 1% de la lumière arrive au sol.

→ La température : pendant le jour, la température à l'intérieure de la forêt est inférieure de 1 à 2 % que la température à l'extérieure. Par contre, au cours de la nuit, elle sensiblement plus élevée au l'intérieure à la forêt.

→ Les 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.

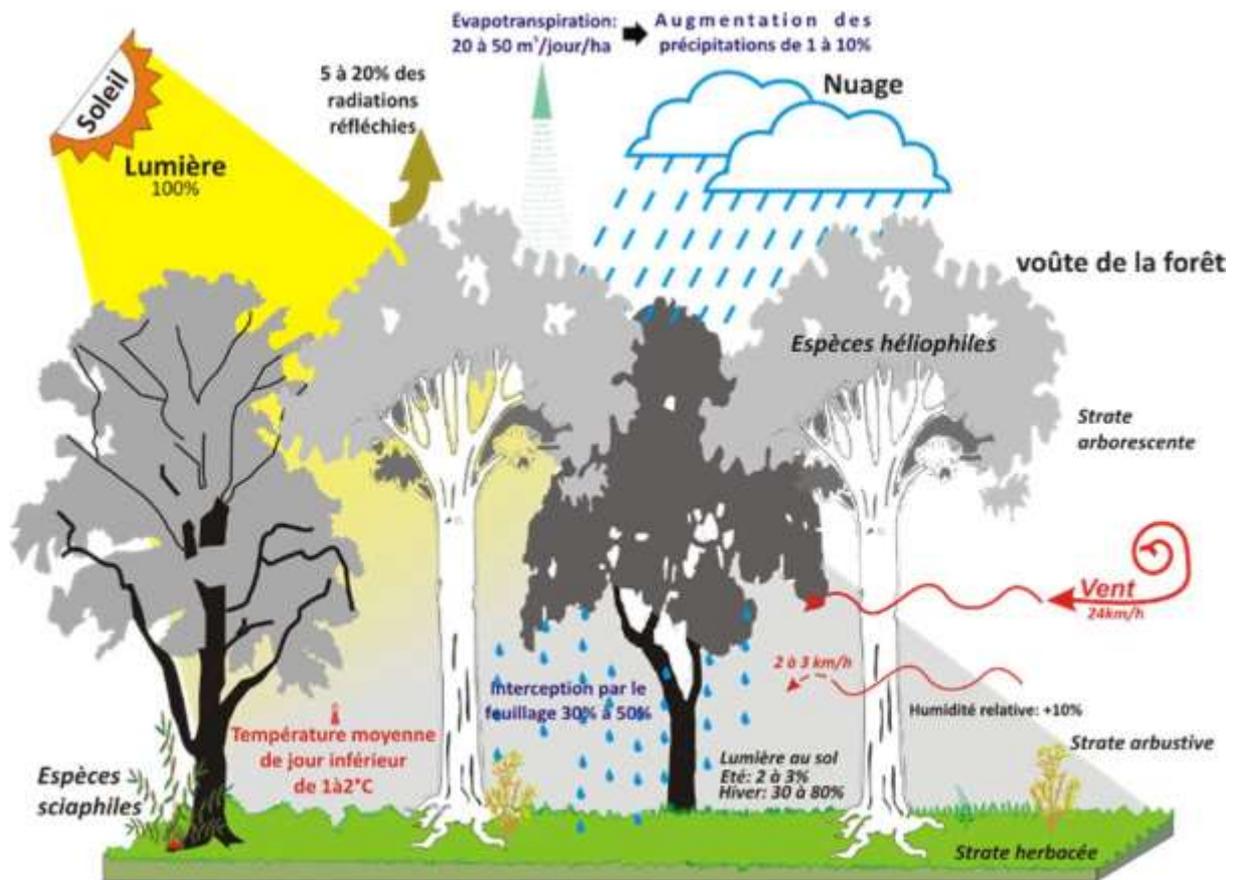
→ L'humidité relative de l'air : elle est d'autant plus élevée que la canopée est continue. Elle peut atteindre la valeur de 90% dans la forêt équatoriale.

→ Le vent : la vitesse du vent est fortement ralentie à l'intérieure de la forêt. Le relief joue un rôle essentiel dans la perturbation de la zonalité climatique et en conséquent la zonalité de la végétation.

→l'exposition :

A l'échelle locale, l'exposition (ou l'orientation) du relief joue un rôle important dans la distribution du couvert végétal.

La configuration Nord / Sud du relief est plus sensible dans les régions méditerranéennes. En effet, sur les reliefs exposés au Sud, l'insolation est plus intense, donc la température plus élevée et la sècheresse est plus accentuées. De façon générale, la forêt se maintient difficilement sur les versants Sud. Les versants exposés au Nord sont plus humides et plus arrosés. Par conséquent la végétation y est plus développée et les forêts sont plus étendues.



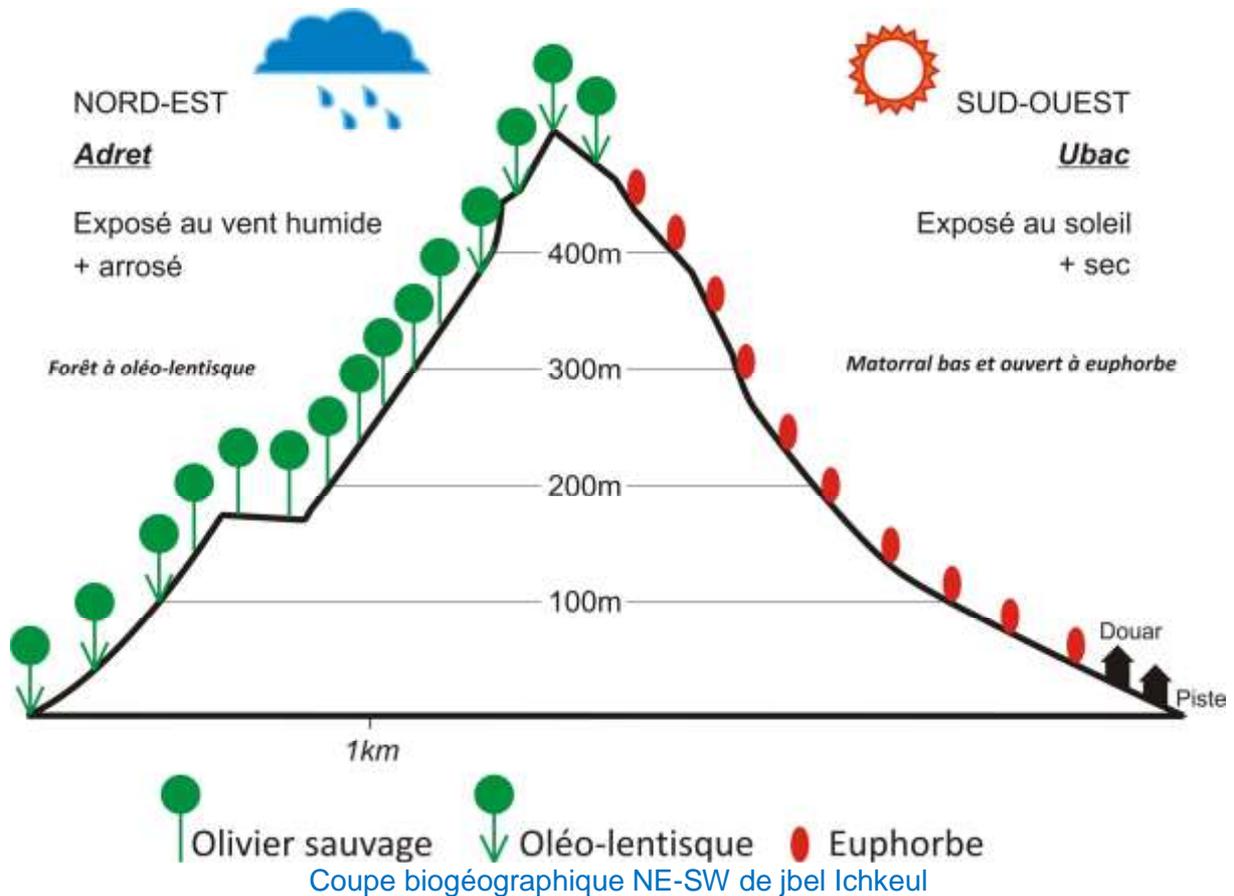
Diversité de microclimat et des strates dans une forêt

- L'altitude :

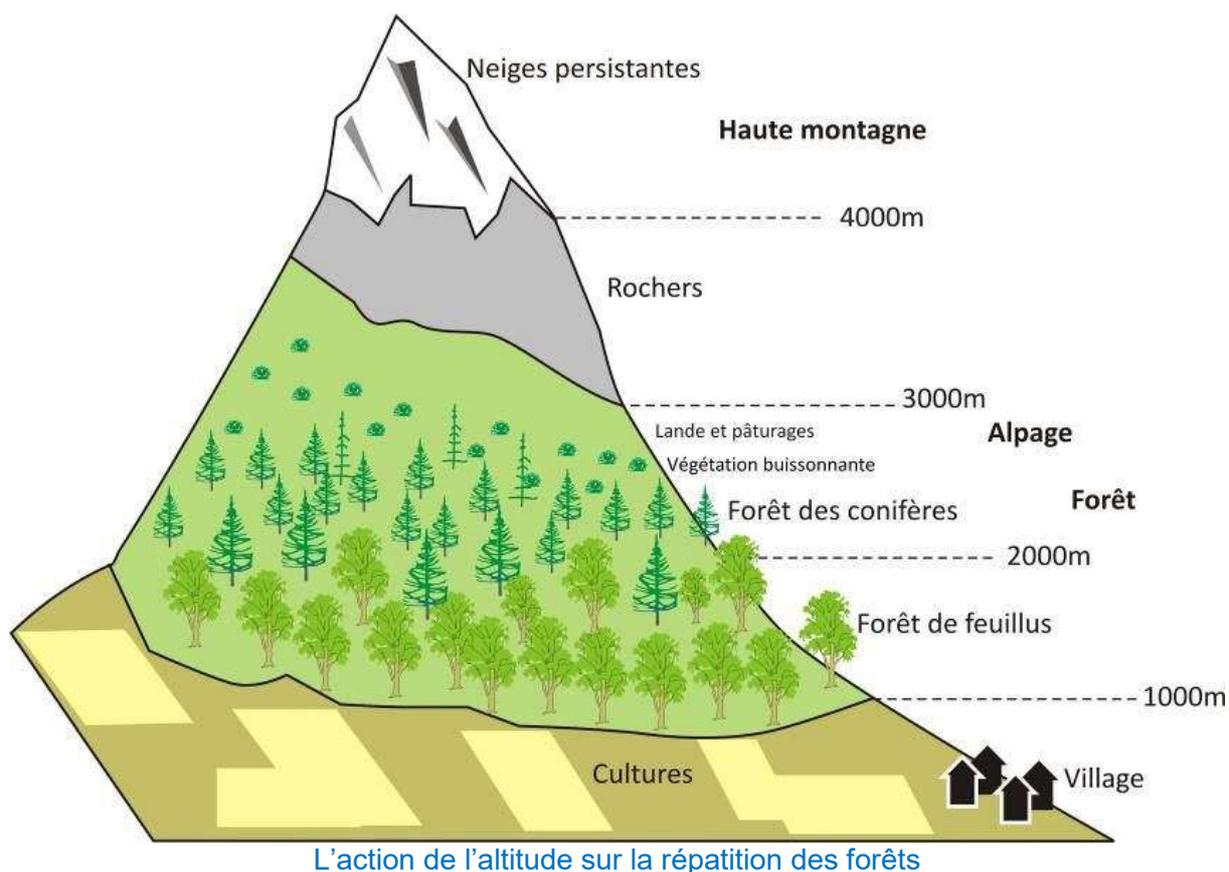
Elle a une action marquée sur :

- * La lumière : l'air étant raréfié, la lumière est plus intense, plus riche en rayon violet et ultras violets
- * Température : la température diminue en moyenne de 5°C tous les 1000m
- * Vent : le vent est très fort et cette vitesse est d'autant plus que la montagne est haute et isolé.
- * L'humidité : l'air est plus sec en altitude et l'évaporation est intense par temps découvert.

Par contre, la nébulosité, la pluviométrie et l'enneigement sont plus importants que dans les plaines. L'abaissement des températures et l'enneigement ont pour conséquence la réduction de la période de végétation. Par conséquent la forêt disparaît progressivement avec l'altitude. On passe de la forêt à une végétation buissonnante, puis à la lande enfin aux pâturages. Ces derniers disparaissent à leur tour à la limite altitudinale de la végétation. La limite de la végétation forestière est due au raccourcissement de la période la végétation et surtout au vent. L'action humaine (pâturage, extension des cultures...) peut abaisser artificiellement cette limite.



La couverture végétale de jbel Ichkeul reflète bien le contraste entre le versant nord et le versant sud. Le versant nord de l'Ichkeul est plus humide, plus ombragé et loin de toute activité humaine destructive. Il abrite les formations les plus luxuriantes et les plus évoluées du jbel. Par conséquent, la végétation est très dense surtout dans les vallées encaissées. Sur le versant sud, la végétation est claire. Ceci s'explique par l'importance des affleurements rocheux, la diminution des précipitations (450mm sur le versant sud), l'ensoleillement intense et surtout l'action humaine. La coupe biogéographique montre l'opposition entre les deux versants. Les versants exposés au Nord abritent une végétation luxuriante et couvrante à olivier sauvage (*Olea europaea*) et à oléo-lentisque. Sur les versants exposés au Sud, la végétation est basse et peu couvrante. Seules dans les vallées encaissées se développe un groupement d'*Olea europaea* ou d'oléo-lentisque. L'euphorbe (*Euphorbia dendroïdes*) est l'espèce la plus présente sur les versants sud (Jaziri, 2013).



2. Les relations de compétition

- Compétition pour l'occupation de l'espace A la suite d'un abandon de terre agricole ou d'un incendie, la végétation tend à reconquérir l'espace. La compétition entre les végétaux prend l'aspect d'une lutte directe entre les végétaux :

Au début, les espèces mieux adaptées aux conditions du milieu éliminent les espèces moins adaptées. Ensuite, les plantes croissent et se multiplient rapidement. Elles finissent par éliminer d'autres plantes, par exemple : le pin d'Alep se montre très envahissant par rapport aux chênes. La concurrence entre les différentes espèces végétales s'atténue avec le développement de la stratification aérienne et souterraine des plantes qui apparaît comme une stratégie pour partager l'espace. Certaines plantes développent des substances chimiques toxiques dans le but de protéger leur territoire ou pour éliminer d'autres espèces végétales. Par exemple, l'armoise champêtre (tgoufet) possède des feuilles toxiques qui, en tombant sur le sol, empêchent la germination des graines des autres espèces.

- Compétition pour la lumière

Dans un milieu favorable où les végétaux sont trop serrés, la compétition se produit pour la lumière. Elle se traduit par un changement dans la morphologie du port et la croissance verticale des plantes. Dans la forêt équatoriale, les lianes possèdent des tiges grimpantes et volubiles (qui peuvent atteindre 200m de long) permettant ainsi aux feuilles d'atteindre la canopée de la forêt afin d'intercepter la lumière. De même, dans ce milieu, les épiphytes se développent sur les cimes des arbres de la strate supérieur.

Note : Dans les milieux arides, la compétition entre les plantes pour l'eau se fait au niveau du système racinaire.

Chapitre 10. Méthodes de caractérisation du climat méditerranéen

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 dit « 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 .

Le climat méditerranéen est caractérisé par un été sec et un hiver tempéré. Les précipitations présentent de fortes variations (entre 100 et 2.500 mm).

Le climat méditerranéen doit son nom au fait qu'on le rencontre sur tout le pourtour de la mer Méditerranée. Cependant, d'autres régions du Globe présentent des conditions climatiques identiques, sur les façades ouest de continents, entre 30 et 40 degrés de latitude : par exemple, la Californie ou la région du Cap en Afrique du Sud.

Sous le climat méditerranéen, on trouve essentiellement trois types de végétation qui doivent être résistants aux sécheresses de l'été : la garrigue, dans laquelle poussent quelques arbres comme le chêne vert ou l'olivier ; le maquis, une végétation basse et dense formée principalement d'arbrisseaux ; la pinède, une forêt de pins.

Quotient pluviothermique d'Emberger (1932) : Comme pour l'indice xérothermique de Gaussen, il est plus particulièrement adapté aux régions méditerranéennes dans lesquelles il permet de distinguer différents étages climatiques (voir chapitre).

Un climat méditerranéen est d'autant moins sec que le quotient est grand. Il est également très important de noter que, à quotient équivalent, celui-ci à une valeur écologique différente selon les valeurs des températures qui y interviennent. La valeur m est une différentielle très importante. Elle est un seuil biologique.

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

Indice de sécheresse de Birot : Comme pour les deux indices d'Emberger et de Giacobbe, Birot caractérise la sécheresse estivale en région méditerranéenne et considère le rapport : $I = (P \cdot J) / T$

Avec (J) le nombre de jours de pluie, (P et T) étant la pluviométrie (mm) et la température moyenne ($^{\circ}\text{C}$) de la période concernée. Birot énonce les définitions suivantes : • tout mois dont l'indice est inférieur à 10 est considéré comme aride • l'indice d'aridité estivale E est la somme de toutes les différences $(10 - I_m)$ pour tous les mois où i est inférieur à 10 • la végétation méditerranéenne est possible quand une région a au moins un mois dont l'indice est inférieur à 10.

Henri Gaussen définit un mois sec comme un mois où $P < 2 T$ où P est la quantité de précipitations en millimètres et T est la température est en degrés Celsius. Ce critère est appelé indice d'aridité de Gaussen et permet de localiser les lieux où une végétation méditerranéenne va se développer.

Gaussen appelle climat xérothermique (ou méditerranéen) tout climat où tous les mois doivent avoir une moyenne positive et avec 1 à 8 mois estivaux secs. Au sens de

Gausсен, le climat est dit xérothermoméditerranéen en présence de 7 à 8 mois secs. Le climat est dit thermoméditerranéen en présence de 5 à 6 mois secs. Le climat est dit mésoméditerranéen en présence de 3 à 4 mois secs. Finalement, le climat est dit subméditerranéen si le lieu possède 1 ou 2 mois secs⁷. Ainsi, Toulouse a un climat sub-méditerranéen.

On notera que la définition de Gausсен est la préférable car elle est quantitative, elle utilise la notion d'aridité et borne clairement chacune des sous-régions.

Chapitre 11. Utilisation des synthèses bioclimatiques à des problèmes d'écologie appliquée

Les climats de la planète ont varié au cours de l'histoire. Des alternances de climats arides et humides ont été observées dans la plupart des régions du globe. Ainsi, ce qui est aujourd'hui un désert a pu être une zone humide et fertile dans le passé et évoluera encore. De même, les forêts actuelles se sont développées à partir de couvertures végétales basses composées d'herbes et d'arbustes. Mais si l'homme continue de surexploiter le bois et d'influencer le climat par les rejets de gaz, qui sait ce qu'il restera de ces forêts dans quelques décennies ?

La notion d'échelle :

La topographie est un paramètre important à prendre en compte en bioclimatologie car elle modifie sensiblement les caractéristiques climatiques locales. Ainsi, un peuplement forestier appartenant à une région climatique bien définie, c'est-à-dire à un mésoclimat bien caractéristique, peut supporter des conditions radicalement différentes des caractéristiques régionales selon son altitude, son exposition, etc. Etant donné le déterminisme qu'exerce la circulation générale de l'atmosphère, c'est-à-dire les mouvements de l'air à grande échelle, il convient de décrire d'abord les caractéristiques du climat régional correspondant puis d'examiner ensuite dans quelle mesure ces caractéristiques sont modifiées par des facteurs de "second" ordre liés à la topographie. Il convient donc de déterminer le topo-climat afin de mieux analyser les effets des conditions climatiques locales sur les différents compartiments des écosystèmes (forestiers et autres...).

Le concept de topo-climat a été proposé pour la première fois par Thornthwaite (1953). Il recouvre l'étude des relations entre les formes du paysage et les caractéristiques du climat d'un lieu. A cette notion est associée une échelle spatiale réduite de l'ordre de 10 km en plaine et 1 km en montagne dans le cas d'un relief accidenté. On considère généralement trois types de topo-climats qui sont principalement liés aux irrégularités du relief et à l'altitude : les topo-climats de bord de mer, les topo-climats de plaine et les topo-climats de montagne.

- Les topo-climats de bord de mer ont la particularité principale d'être soumis à l'alternance de la brise de mer et de la brise de terre au cours de chaque période de 24 heures ;
- Les topo-climats de plaine se différencient essentiellement en fonction du modelé du relief, qui n'est pas trop accidenté (vallées, collines), et de la proximité de surfaces homogènes étendues telles qu'une forêt ou un lac;
- Les topo-climats de montagne résultent essentiellement des actions combinées de l'altitude et du relief (exposition des versants et inclinaison des pentes).

L'échelle micro climatique : échelle de l'ordre de 100m. Au sein d'un même topo-climat s'emboîte une multitude de micro climats par exemple au niveau d'une parcelle agricole, nous avons la proximité d'une haie, d'une étendue d'eau.

Chapitre 12. Classification biologique des climats

Conventions et définitions

Mois chaud : mois où la température moyenne est $> 20^{\circ}\text{C}$. Il n'y a pas risque de gel pendant le mois chaud. Ce risque est très faible si la température moyenne du mois est comprise entre 15 et 20°C . Il existe pour les températures inférieures à 15°C .

Période chaude : la suite successive des mois chauds.

Mois froid : mois où la température moyenne est $< 0^{\circ}\text{C}$. Pendant le mois froid, il y a le plus souvent alternance de gel et de dégel jusqu'à environ la moyenne — 15°C . Au-dessous, le gel est/ en général, continu.

Période froide : la suite successive des mois froids.

Période de gel : en première approximation, sa durée peut être confondue avec celle de la période froide ; dans une étude plus détaillée, il conviendrait de considérer les maxima et minima de température.

Mois sec : mois où le total des précipitations exprimé en millimètres est égal ou inférieur au double de la température exprimée en degrés centigrades : $P < 2T$.

Cette relation a été établie en considérant les travaux d'écologie végétale faits par de nombreux auteurs dans les différentes parties du monde où se manifeste une période sèche.

Période sèche : la suite successive des mois secs.

Indice xérothermique « x » : représente, approximativement, le nombre de jours biologiquement secs au cours de la période sèche. L'indice mensuel caractérise l'intensité de la sécheresse du mois sec.

L'indice de la période sèche est la somme des indices mensuels.

Courbe thermique : courbe des points représentatifs des valeurs de la moyenne mensuelle de température (en $^{\circ}\text{C}$). Cette courbe représente de façon satisfaisante les « variations » de la perte d'eau par transpiration et évaporation.

Courbe ombrique : courbe des points représentatifs de la hauteur d'eau moyenne mensuelle (en millimètres). Si, sur un graphique, on porte : en abscisses les mois de l'année ; en ordonnées, à droite, les précipitations (en mm), à gauche, les températures (en $^{\circ}\text{C}$) à une échelle double de celle des précipitations, quand la courbe ombrique passe sous la courbe thermique" on a $P < 2T$. La surface de croisement indique alors la durée et, dans une certaine mesure, l'intensité de la période sèche. Un tel graphique est appelé diagramme ombrothermique.

Pour rendre les diagrammes ombrothermiques comparables entre eux :

— nous convenons de prendre, sur les graphiques, la même longueur pour représenter 1 mois, 10 degrés et 20 mm d'eau (tous les diagrammes seront alors, quelle que soit l'échelle, dans le même rapport de similitude) ;

— en abscisses, nous débutons par le mois de janvier dans l'hémisphère Nord, par le mois de juillet dans l'hémisphère Sud. Le premier mois du graphique indique donc, dans presque tous les cas, le mois le plus froid qui est aussi celui où la lumière est à son minimum, le jour est plus court que la nuit.

Les termes d'origine grecque désignent : thère, la période des jours longs, chimène, la période des jours courts. Cela permet de réunir les deux hémisphères sans confusion de termes (Bagnouls et Gausson, 1957).

I. Climats chauds et tempérés chauds : thermiques et mésothermiques.

1. Climat érémiq (désertique)

La courbe thermique est toujours positive et toujours au-dessus de l'ombriq (les douze mois sont secs). L'indice xérothermique est supérieur à 300.

On peut distinguer quatre modalités :

- a) La pluie peut ne pas tomber tous les ans. Exemple : Ouest de l'Amérique du Sud (désert d'Atacama), dans quelques régions de l'Arabie et de l'Afrique du Sud (Namib).
- b) La pluie tombe tous les ans, pendant la période des jours courts. Exemple : Tozeur (Sud Tunisien). On peut appeler ce climat : « désertique à tendance méditerranéenne ». Il caractérise le Sahara Nord, certaines régions du Sud-Ouest de l'Asie, de l'Amérique du Sud, de l'Australie.
- c) La pluie tombe tous les ans, pendant la période des jours longs. Exemple : Jacobabad (Pakistan). On peut appeler cette modalité : « désertique à tendance tropicale ». C'est le climat du Sahara Sud, des déserts de l'Inde et du Pakistan.
- d) La pluie tombe tous les ans, et tous les mois sont (plus ou moins) pluvieux. Exemple : El Paso (U. S. A.), quelques régions de l'Australie et de l'Amérique du Sud.

2. Climat hémierémique (subdésertique)

La courbe thermique est toujours positive. La valeur de l'indice xérothermique est comprise entre 200 et 300. A défaut de la connaissance de cette valeur, on retient : plus de huit mois secs. On distingue les modalités suivantes :

- a) Les jours longs sont secs. Exemple : Alexandrie (Egypte). Ce climat fait la transition entre la région érémiq (désertique) et la région xérothérique (méditerranéenne). On peut l'appeler «subdésertique à tendance méditerranéenne».
- b) Les jours courts sont secs. Exemple : Karachi (Pakistan). Ce climat fait la transition entre la région érémiq et la région xérochiménique (tropicale). On peut l'appeler : « subdésertique à tendance tropicale ».
- c) Les pluies tombent en toutes saisons. Exemple : Sarmiento (Argentine). Il y a prédominance des pluies en saison froide, mais ce caractère n'est pas nettement tranché. Ce faciès se trouve surtout en Amérique du Sud.

3. Climat xérothérique (méditerranéen)

La courbe thermique est toujours positive. L'indice xérothermique a une valeur comprise entre 0 et 200 (à défaut de la connaissance de la valeur de l'indice, on prend : de 1 à 8 mois secs). Les jours longs sont secs.

Une étude de la région méditerranéenne a permis, en nous fondant sur les valeurs de l'indice xérothermique, de distinguer quatre sous-régions :

- a) $200 > x > 150$ (à défaut, 7 ou 8 mois secs) : climat « xérothermoméditerranéen ». Exemple : Marrakech (Maroc), San Diego (Californie), Djerba (Tunisie), etc.
- b) $150 > x > 100$ (à défaut, 5 ou 6 mois secs) : climat « thermoméditerranéen ». Exemple : Tunis (Tunisie), Lisbonne (Portugal), Perth (Australie), etc.
- c) $100 > x > 40$ (à défaut, 3 ou 4 mois secs) : climat « mésoméditerranéen ». Exemple : Nice, Rome (Italie), Barcelone (Espagne), etc.

d) $40 > x > 0$ (à défaut, 1 ou 2 mois secs) : climat « subméditerranéen ». Exemple : Toulouse, Porto (Portugal), Pampelune (Espagne), etc.

Les valeurs 200 et 40 de l'indice xérothermique marquent assez nettement les limites de la région euméditerranéenne ; d'une part au contact de la région subdésertique, d'autre part au contact de la zone de transition subméditerranéenne.

4. Climat xérochiménique (tropical)

La courbe thermique est toujours positive. Les jours courts sont secs. L'indice xérothermique a une valeur comprise entre 0 et 200 (à défaut de la connaissance de la valeur de l'indice on prend : de 0 à 8 mois secs).

Ce climat peut se trouver (d'ailleurs rarement) à la limite de la zone tropicale et de la zone tempérée (Argentine, par exemple), mais c'est essentiellement le climat des moussons, climat nettement caractérisé par une période sèche et une période humide très accentuées et nettement marquées.

Il y a lieu de considérer deux grandes subdivisions de la région xérochiménique :

1° La température du mois le plus froid est supérieure à 15 °C. Thermoxérochiménique.

2° La température du mois le plus froid est comprise entre 0 et 15 °C. Mésoxérochiménique.

Et, pour les deux subdivisions, on distingue les modalités suivantes :

a) $200 > x > 150$ (à défaut, 7 ou 8 mois secs) : thermoxérochiménique accentué ; exemple : Bombay (Inde), — ou mésoxérochiménique accentué : exemple : Salta (Argentine).

b) $150 > x > 100$ (à défaut, 5 ou 6 mois secs) : thermoxérochiménique moyen ; exemple : Tananarive (Madagascar), — ou mésoxérochiménique moyen ; exemple : Tacuyaba (Mexique).

c) $100 > x > 40$ (à défaut, 3 ou 4 mois secs) : thermoxérochiménique atténué ; exemple : Brazzaville (A. É. F. Afrique Equatoriale Française-Congo), — ou mésoxérochiménique atténué ; exemple : Cordoba (Argentine ; graph. 23).

d) $40 > x > 0$ (à défaut, 1 ou 2 mois secs). Dans ce cas, le thermoxérochiménique est voisin du thermaxérique (équatorial). Nous l'appelons subthermaxérique ; exemple : Manaus (Brésil). Le mésoxérochiménique est voisin du mésoxérique. Nous l'appelons submésoxérique ; exemple : Simla (Inde).

5. Climat bixérique

La courbe thermique est toujours positive. Il y a deux périodes de sécheresse. La somme des deux valeurs des indices xérothermiques est comprise entre 0 et 200 (à défaut de cette valeur, on prend pour le total des deux périodes sèches : 1 à 8 mois secs). Le climat bixérique est essentiellement un climat tropical.

On y distingue deux grandes subdivisions, séparées par l'isotherme 15 °C pour le mois le plus froid, et quatre modalités :

a) $200 > x_1 + x_2 > 150$ (à défaut, 7 ou 8 mois secs) : bixérique accentué. Exemple : Trichinopoly (Inde).

b) $150 > x_1 + x_2 > 100$ (à défaut, 5 ou 6 mois secs) ; bixérique moyen. Exemple : Sassandra (Côte d'Ivoire).

- c) $100 > x_1 + x_2 > 40$ (à défaut, 3 ou 4 mois secs) : bixérique atténué (A. O. F. Afrique-Occidentale française - Sénégal, A. É. F., Inde, etc.).
- d) $40 > x_1 + x_2 > 0$. En ce cas, devient subthermaxérique au contact de l'équatorial (A. É. F., A. O. F., Brésil, Inde, etc.), — et submésaxérique au contact du mésaxérique.

6 et 7. Climats axériques

Sous ces climats, l'eau est en quantité suffisante toute l'année. Ce sont donc des considérations de température qui permettent de distinguer les différentes modalités.

6. Climat thermaxérique (equatorial)

La courbe thermique est toujours au-dessus de 15 °C. Il n'y a pas de période sèche. On trouve deux modalités, d'ailleurs très voisines :

- a) La température du mois le plus froid est supérieure à 20 °C. En ce cas la période chaude est continue et il ne gèle jamais. Ce climat est appelé « climat équatorial » parce qu'il se rencontre surtout au voisinage de l'équateur, aux basses altitudes. Il faut ajouter que, dans ces régions, les saisons étant inexistantes ou très peu accusées l'amplitude annuelle de la température est très faible, et le jour a sensiblement la même durée que la nuit. Le climat thermaxérique se caractérise aussi par un état hygrométrique très élevé. Colombo (Ceylan) et Tamatave (Madagascar).
- b) La température du mois le plus froid est comprise entre 15 et 20 °C : « climat hypothermaxérique » ou « subéquatorial ». En ce cas, les risques de gelée existent, mais sont extrêmement faibles. C'est le climat des moyennes altitudes de certaines régions intertropicales et des régions maritimes, au voisinage des tropiques.

7. Climat mésaxérique (tempéré)

La courbe thermique est toujours positive. Il n'y a pas de période sèche. La température moyenne du mois le plus froid est < 15 °C. Deux modalités :

- a) La température du mois le plus froid est comprise entre 10 et 15 °C (les risques de gelées sont certains). C'est le climat de certaines stations, de moyenne et haute altitudes, de la région tropicale. Exemple : Curitiba (Brésil). C'est aussi une forme du climat océanique tempéré chaud. Exemple : Mobile (U. S. A., sur le golfe du Mexique).
- b) La température du mois le plus froid est comprise entre 0 et 10 °C (il gèle, en général, tous les ans) : « climat hypomésaxérique ». C'est une forme du climat océanique tempéré. Exemple : Greenwich (Grande-Bretagne) ; Insubrien. Exemple : Milan (Italie). C'est aussi le climat de plaine des pays continentaux à hiver pas trop rigoureux : Centre Europe, Centre-Amérique du Nord.

II. Climats froids et tempérés froids : psychriques et mésopsychriques

Pour l'étude et la classification des climats froids il convient de tenir compte qu'en général les précipitations tombent sous forme de neige pendant la période froide. Si ces précipitations sont assez abondantes et si les vents sont modérés, cette neige s'accumule et fond au moment du dégel printanier ; il y a à ce moment une période d'abondante humidité très favorable à la végétation. Il faut alors « corriger » la courbe ombrique pour tenir compte de ce phénomène.

8. Climat érémiqne (désertiqne froid)

La courbe thermique est négative à certains moments de l'année. Il y a très peu de neige accumulée. La courbe thermique positive n'est pas au total plus d'un mois au-dessous de l'ombrique (ce qui revient à dire que le total des mois de gel et des mois secs est 11 ou 12). On distingue les modalités suivantes :

- a) Il peut ne pas y avoir de précipitations tous les ans. Il s'agit alors de « vrais déserts ». Cette modalité se trouve très probablement dans le désert de Gobi et le désert de Takla-Makan (Sin Kiang).
- b) Il y a très peu ou il n'y a pas de précipitations quand la courbe thermique est positive et il n'y a pas de neige accumulée.
- c) Il y a un peu de neige accumulée. En ce cas, malgré la sévérité du climat, il y a toujours une courte période de végétation printanière. C'est en cela que réside la différence entre les déserts froids et les déserts chauds. Exemple : Leh (Cachemire).

9. Climat hémierémique (subdésertiqne froid)

La courbe thermique est négative à certains moments de l'année. La courbe thermique positive reste moins de quatre mois sous l'ombrique (ce qui revient à dire que le total des mois de gel et des mois secs est supérieur à 8). C'est le climat des régions steppiques froides du Canada ; exemple : Kamloops (Canada, de la Sibérie méridionale (Caspienne, Turkestan) ; exemple : Turgai (U. R. S. S.). C'est aussi le climat de certains hauts sommets arides des montagnes oroxérothères. Trois mois d'humidité suffisante suivis de mois chauds et secs permettent certaines cultures (l'orge en particulier, le blé en certains cas).

10. Climat xérothérique froid

La courbe thermique est négative à certains moments de l'année. Les jours longs sont secs. Le total des mois de gel et des mois secs est égal ou inférieur à 8. C'est le climat des hautes vallées intérieures de l'Himalaya et des massifs du Turkestan, de la Sierra Nevada (Californie), des hauts sommets de l'Atlas marocain (climat oroxérothère). C'est aussi celui de certaines contrées du Sud-Ouest de la Sibérie, du Caucase, etc. Nous y distinguons quatre modalités et dans chaque modalité deux caractères : froid et très froid suivant que la courbe thermique ne descend pas ou descend au-dessous de - 8 °C.

11. Climat axérique

La courbe thermique prend des valeurs négatives à certains moments de l'année. La courbe thermique est toujours sous l'ombrique. Ce type comprend, en grande partie, les climats des régions polaires et de certains hauts sommets, mais il faut surtout retenir que c'est le climat de vastes régions, souvent très peuplées, de la Terre : Europe centrale, U. R. S. S., Sibérie, Mongolie, Corée, Nord du Japon, Canada, Nord des U. S. A., Patagonie, etc. Sous ce climat, l'eau est en quantité suffisante.

Il y a donc lieu de considérer, surtout, des questions de température : Ce qui est essentiel pour la végétation, c'est, d'une part, la « quantité totale » de chaleur reçue pendant la période de végétation (courbe thermique positive) et, d'autre part, les plus basses températures atteintes pendant la période froide. Autrement dit, il faut considérer le rythme de la température au cours de l'année. Ce rythme de la température est sous la dépendance de la latitude, de l'altitude et de la continentalité.

Il y a quatre modalités sont :

a) plus de 8 mois de gel : axérique très froid (C'est le climat de la toundra ; exemple : Dickson (Sibérie).

b) de 6 à 8 mois : axérique froid :

— océanique. Ex. : Angmagssalik (Groenland)

— continental. Ex. : Jacobshavn (Groenland)

— hypercontinental. Ex. : Kirensk (Sibérie)

— oro-hydrotherme. Ex. : Pic de Midi (Pyrénées)

c) de 4 à 6 mois : axérique moyennement froid :

— océanique. Ex. : St Paul Island (Alaska)

—continental. Ex. : Moscou (U. R. S. S.)

—hypercontinental. Ex. : Prince Albert (Canada)

—oro-hydrotherme. Ex. : Puy de Dôme (Massif Central)

d) moins de 4 mois : axérique tempéré froid (C'est le climat « polonais » d'Emm. de Martonne, celui des « terres à blé » de l'Europe centrale, du Sud de la Russie, du Canada, des côtes Sud de la Scandinavie, etc. Exemple : Lwow (Pologne).

III. Climat cryométrique (glacial)

La courbe thermique est toujours négative. C'est le climat des neiges et glaces éternelles. La limite dépend de l'altitude et de la latitude : 6 000 m (très approximativement) sous l'équateur ; 4 500 à 5 500 m sous les tropiques ; 3 200 m aux Alpes centrales ; 800 à 1 000 m en Islande ; 500 m au Spitzberg, etc

En conclusion, la méthode de classification des climats biologiques a déjà été appliquée à l'Inde, et au Pakistan Est et Ouest. Dans ces pays, ils ont pu caractériser très aisément la grande variété de climats qui régissent sur cette région. Walter, utilisant cette méthode, a pu, en Europe, en Asie Mineure, et dans les pays intertropicaux, caractériser très nettement les conditions climatiques qui régissent la répartition des formations végétales et indiquer les cultures qui conviennent le mieux à certaines formes de climat. De pareilles études ont été faites, avec un égal succès, par Vidal en Indochine, par Mme Gazai pour toute l'Amérique du Sud. La méthode permet d'établir, très clairement, la relation entre la végétation et les différents types bioclimatiques.

Les diagrammes ombrothermiques sont d'un grand intérêt pour exprimer les conditions climatiques qui conviennent à une plante. Il est même possible d'y ajouter, sans trop surcharger le graphique, les conditions édaphiques. Voici deux exemples : — La station de Kouchka (dans le Turkménistan, près de la frontière de l'Afghanistan et de l'Iran) indique les caractères du climat où le Pistachier (*Pistacia vera* L) croît à l'état spontané. — La station de Mecheria (Algérie) indique les conditions climatiques du centre d'abondance de l'Alfa (*Stipa tenacissima* L) (Bagnouls et Gaussen, 1957).

ANNEXE



Le pluviomètre aérodynamique à augets basculants ARG 314 apporte de nouvelles améliorations dans la précision des mesures de précipitations, en minimisant l'effet établi du vent sur la réduction des captures pluviométriques (2018). <https://www.alliance-technologies.net/produit/arg-314/>



1. Le Kalyx-Limpet est un petit pluviomètre de 12.7 cm de diamètre avec enregistreur intégré. Pour la configuration initiale ou la collecte de données, l'enregistreur est connecté au port série (USB) d'un ordinateur. À l'aide du logiciel fourni «Limpet GUI», l'utilisateur peut collecter des données et configurer l'enregistreur.
2. Pluviographe / Enregistreur à auget basculeur



Vieil abri météorologique

<http://pont-dain.meteo01.fr/visiteMF.htm>



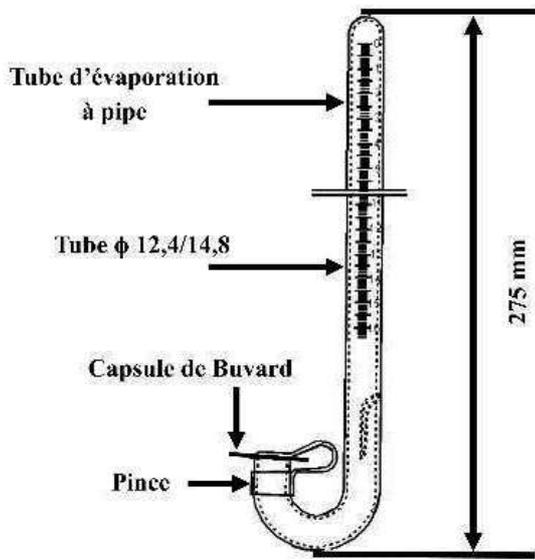
Stevenson © Météo-France



Abris « modèle réduit » et miniaturisation à coupelles. © Météo-France

<http://education.meteofrance.fr/ressources-pour-les-enseignants/observer-et-mesurer/l-abri-meteo>





Evaporomètre de Piche

https://fr.wikipedia.org/wiki/Bac_d%27%C3%A9vaporation



Bac d'évaporation



Hygromètre



Psychromètre

Psychromètre : La différence entre les deux thermomètres indique le % d'humidité dans l' air. Exemple: le thermomètre indique 18°C à sec et humide 15°C, la différence qui correspond étant de 3°C correspond à 71 % d'humidité. <https://www.thermometros.com/fr/psychrom%C3%A8tre>



Baromètre à mercure de Torricelli



Baromètre anéroïde



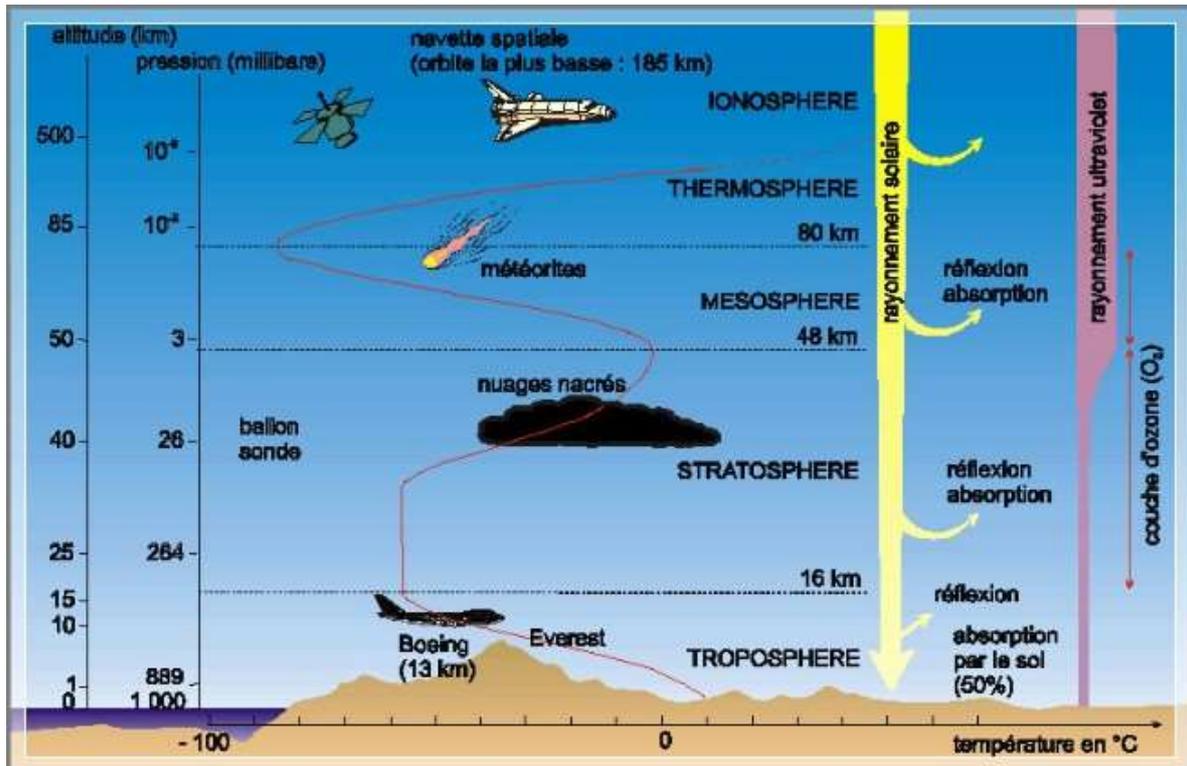
Barographe enregistreur



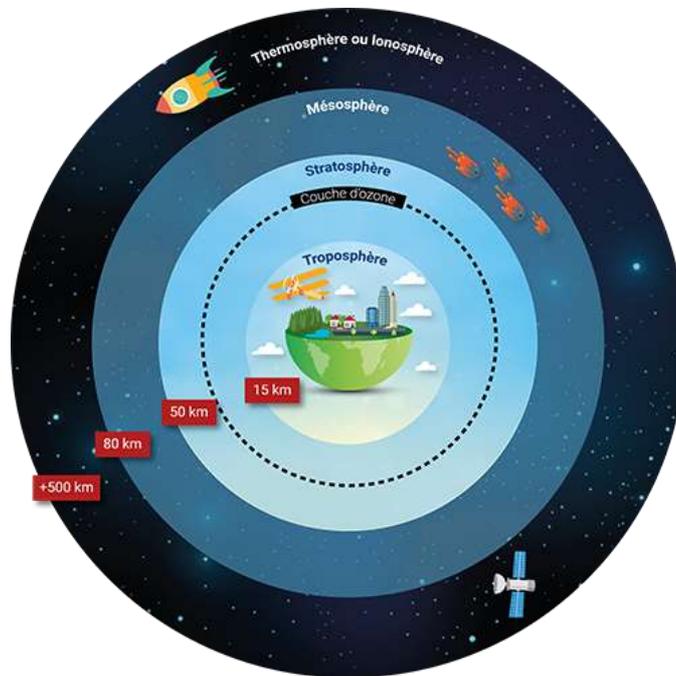
Anémomètre



Ensemble capteurs girouette/anémomètre

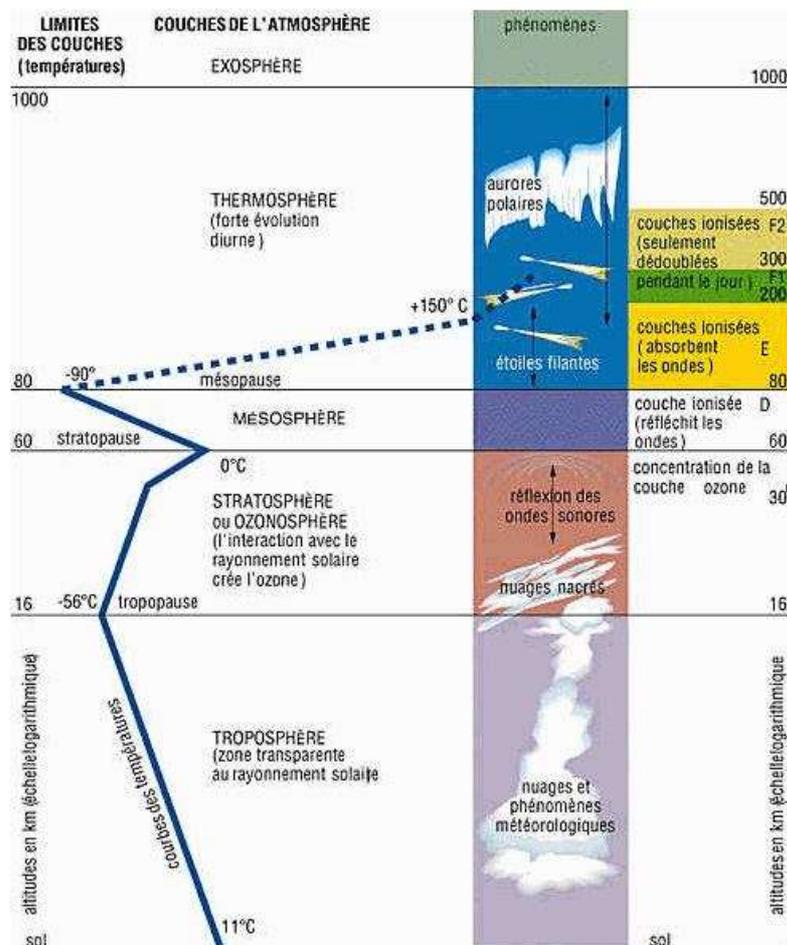


Couches atmosphériques
https://meteo45.com/couches_atmospheriques.html



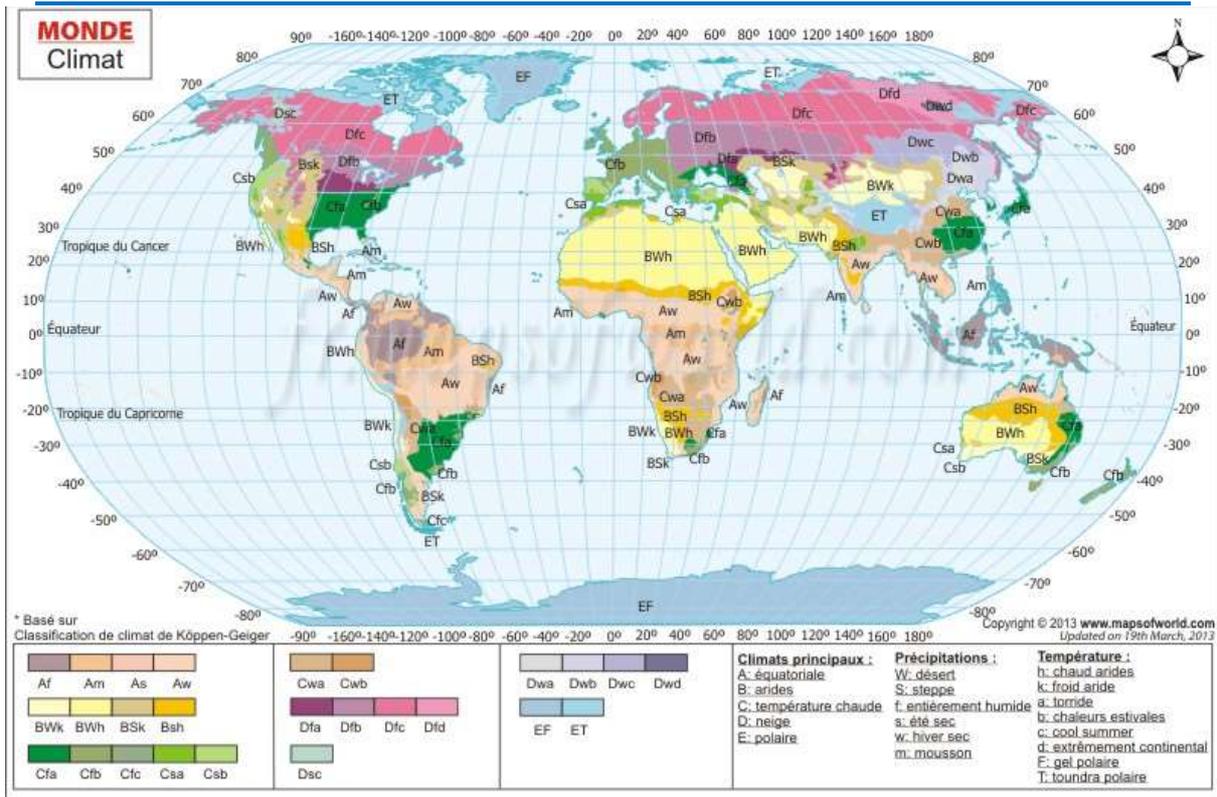
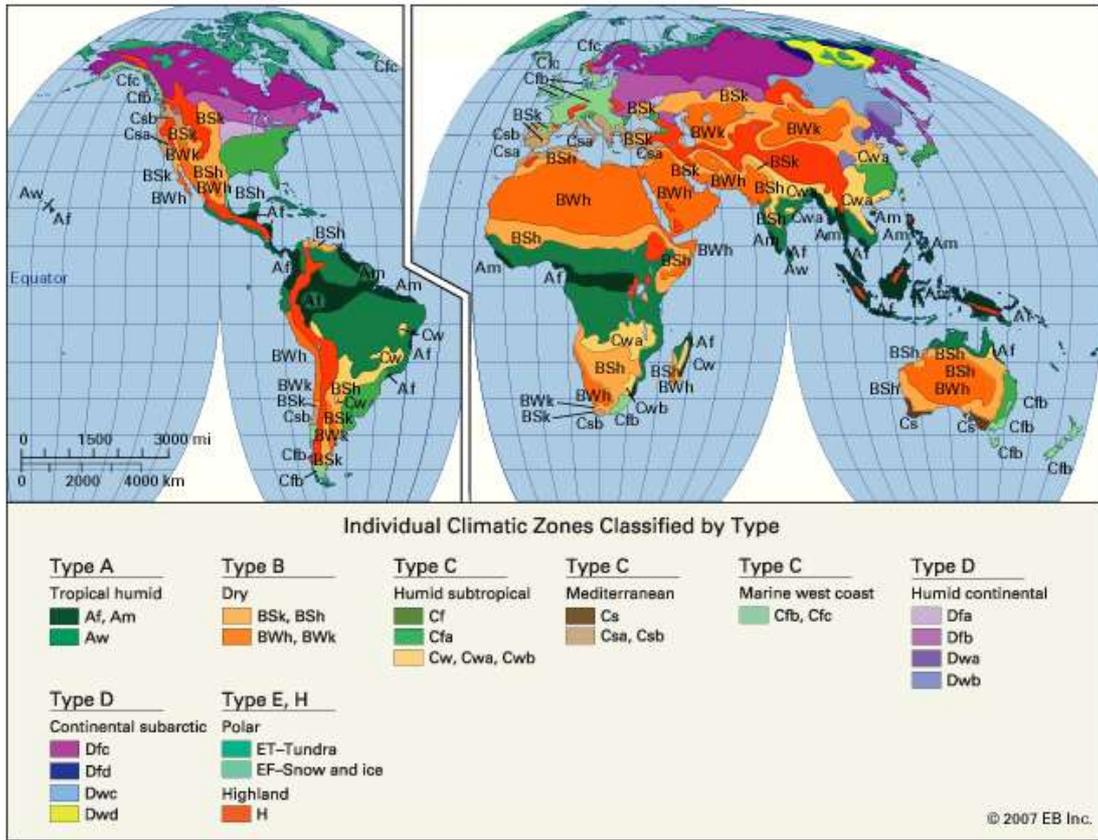
Couches atmosphériques

(<https://www.atmo-hdf.fr/tout-savoir-sur-l-air/composition-de-l-atmosphere.html>)

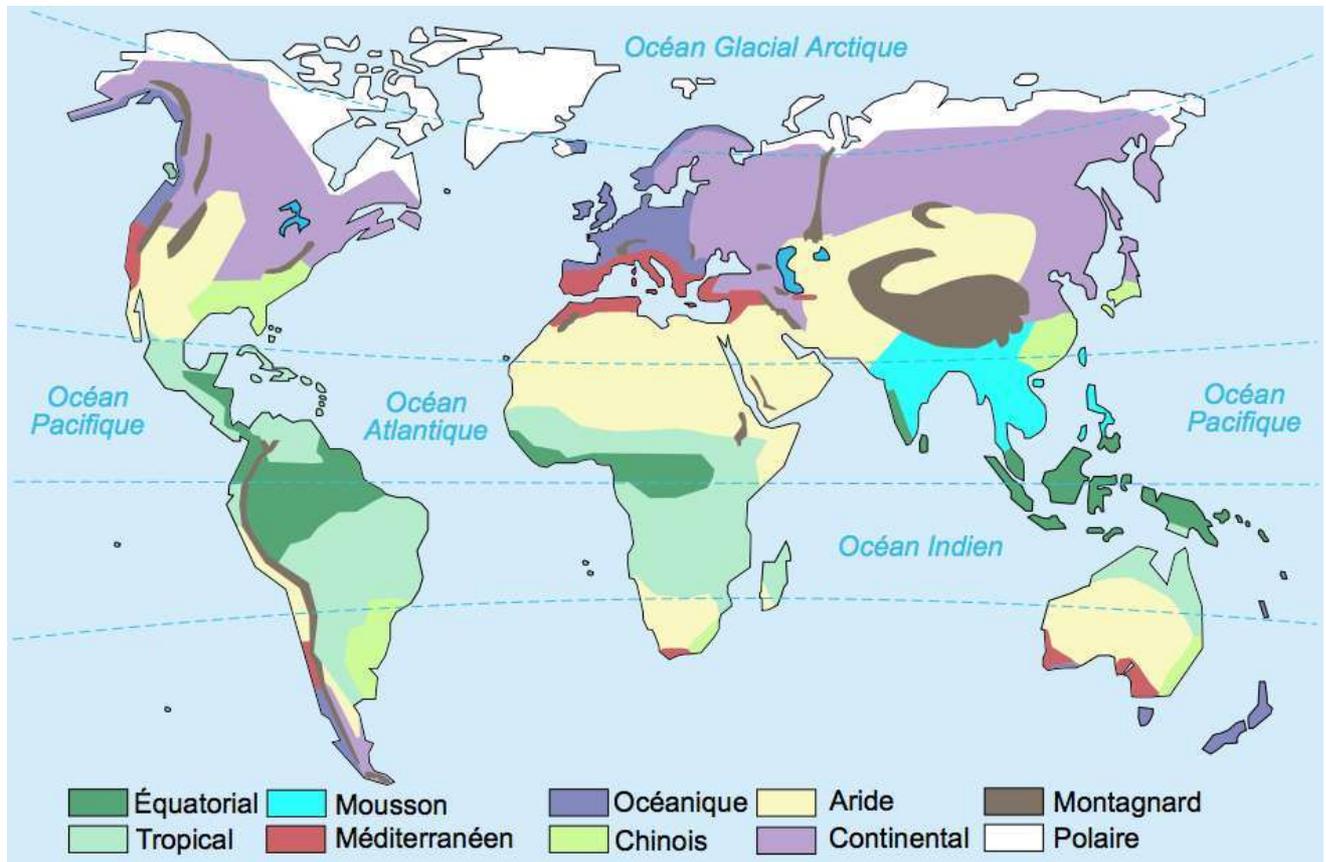


Couches atmosphériques

Köppen Climate Classification



Classifications des climats <https://fr.mapsofworld.com/world-maps/world-climate-map.html>



Répartition des climats
<https://www.futura-sciences.com/>

Travaux dirigés

Exemple d'une étude bioclimatique

Tableau 1. Situation géographique de de 6 postes météorologiques

Stations météorologiques	Longitude Ouest	Latitude Nord	Altitude (m)
Zenata	01° 27'W	35° 01'N	249 m
Béni – Saf	01° 21'W	35° 18'N	68 m
Sénia	00° 36'W	35° 38'N	90 m
El-Aricha	01° 25'W	34° 14'N	1250 m
Méchria	00° 17'W	33° 31'N	1149 m
Naâma	00° 18'W	33° 16'N	1166 m

Source O.N.M

Tableau 2. Précipitations moyennes mensuelles et annuelles (en mm) des stations situées au Nord de Tlemcen

Mois Stations	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	TOTAL (mm)
Zénata (1980- 2004)	40.93	43.81	45.49	32.29	28.43	6.46	1.35	2.18	12.31	20	46.41	36.3	
Béni-Saf (1980–2004)	51.05	55.57	39.77	35.70	25.68	8.12	2.70	1.66	15.05	25.91	57.94	40.36	

Sénia (1991 – 2004)	38.2	47.85	40.69	24.89	24.34	3.17	0.59	2.84	13.17	25.71	58.1	40.85	
------------------------	------	-------	-------	-------	-------	------	------	------	-------	-------	------	-------	--

Tableau 3. Précipitations moyennes mensuelles et annuelles (en mm) des stations situées au Sud de Tlemcen

Mois Stations	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	TOTAL (mm)
El-Aricha (1987- 1997)	25.2	18.5	32	29.1	20.02	6.6	3.8	10.4	15.2	15.5	21.9	9.6	
Naâma (1987–2004)	11.78	15.1	32.8	19.1	15.25	12.46	05.56	15.70	18.04	22.2	15	10.51	
Méchrria (1987 – 2004)	24.1	20.5	50.3	27.5	21.9	15.7	6.2	10.49	22.6	19.8	15.3	13.6	

Tableau 4. Températures moyennes mensuelles des stations météorologiques situées au Nord de Tlemcen

Mois Station	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
Zénata (1980- 2004)	13.31	14.6	16.53	18.52	21.30	25.30	28.79	29.30	26.48	22.32	17.40	14.52
Béni-Saf (1980–2004)	12.75	13.92	14.89	16.2	18.57	21.95	24.44	25.36	22.51	19.98	16.55	13.97
Sénia (1991 – 2004)	11.16	12.03	14.50	15.96	18.98	22.70	25.40	26.78	23.40	19.93	15.1	12.72

Tableau 5. Températures moyennes mensuelles des stations météorologiques situées au Sud de Tlemcen

Mois Station	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
El-Aricha (1987- 1997)	3.4	6.1	9.2	12.08	17.7	21.5	27.9	26.9	20.6	14.5	8.7	5.4
Naâma (1987–2004)	5.82	7.42	10.55	13.33	18.45	24.09	27.95	27.26	22.05	16.55	10.35	6.54
Méchrria (1987 – 2004)	6.6	8.4	11.1	13.7	18.8	23.7	27.9	27.7	22.7	17	11.6	8.37

Question 1.

- Tracer et interpréter les histogrammes des précipitations mensuelles annuelles des 6 stations météo.
- Tracer et interpréter les histogrammes des régimes saisonniers des 6 stations météo et déterminer leurs indicatifs saisonniers (H.P.E.A.).
- Tracer et interpréter les courbes des températures mensuelles annuelles des 6 stations météo.

Question 2.

- Calculer et interpréter les indices d'aridité suivants : De Martonne (1926), Moral (1954), Quotient pluviothermique d'Emberger (1932)
- Tracer et interpréter les diagrammes ombrothermiques de Bagnouls et Gausсен.