

**REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET
POPULAIRE**

**MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE
SCIENTIFIQUE**

UNIVERSITE FERHAT ABBAS - SETIF1
FACULTE DES SCIENCES DE LA NATURE ET DE
LA VIE

Département de Biologie végétale et Ecologie



Support de cours

BIOCLIMATOLOGIE

Niveau : 3^{ème} ANNEE Licence ECOLOGIE

Dr. Rima HAICHOIR

Tableau 1: Types de temps d'hiver et d'été d'après HALIMI (1980) en Algérie.....	4
Tableau 2: Les différents instruments de mesure utilisés des observations météorologiques	17
Tableau 3: Description des 4 familles de nuages	43
Tableau 4: Valeurs de l'échelle de Beaufort	44
Tableau 5: Composition de l'atmosphère.....	50
Tableau 6: L'échelle de Saffir-Simpson de classification des cyclones	59
Tableau 7: Valeurs de l'albédo selon les types de surfaces.....	71
Tableau 8: La classification climatique de Wladimir Köppen.....	75
Tableau 9: Types de climats selon l'indice annuel de DE MARTONNE	81
Tableau 10: Répartition en volume et en pourcentage des différentes sources d'eau salée et d'eau douce présentes sur Terre	89
Tableau 11: Relations entre le type de bioclimat, les valeurs de P (moyenne annuelle des précipitations), de Q2 (coefficient d'EMBERGER) et le nombre de mois secs (QUEZEL & MEDAIL, 2003a).	99
Tableau 12: Relations entre les variantes thermiques et l'amplitude thermique en fonction de m (moyenne des minima du mois le plus froid de l'année) (QUEZEL & MEDAIL, 2003a).....	99
Tableau 13: Principales essences caractéristiques en forêts méditerranéennes, en fonction des divers étages altitudinaux et de la moyenne des minima du mois le plus froid de l'année (m), d'après QUEZEL & MEDAIL (2003a).	100

Figure 1: Effets du changement climatique sur la planète http://www.atmo-grandest.eu/changement-climatique	11
Figure 2: Les climats dans le monde	13
Figure 3: Abri météorologique de STEVENSON	18
Figure 4: Station météorologique automatique.....	19
Figure 5: Processus de condensation de la vapeur d'eau et naissance de gouttes de pluie.	21
Figure 6: Accroissement des gouttes de pluie et des cristaux par les deux processus, coalescence et Bergeron.....	22
Figure 7: Cellule de convection donnant des précipitations convectives.....	22
Figure 8: Précipitations orographiques (effet de l'altitude).	23
Figure 9: Précipitations frontales.....	23
Figure 10: Appareils de mesure des précipitations	24
Figure 11: A : Thermomètre à mercure; B : Thermomètre électronique ; C : Thermographe.	28
Figure 12: Les trois grandes zones thermiques.....	30
Figure 13: Variations de pression avec l'altitude	32
Figure 14: Diagramme de Mollier.....	37
Figure 15: Appareils de mesure de l'ensoleillement.....	38
Figure 16: Classification des nuages selon leurs forme, altitude et leur capacité à donner de la pluie	42
Figure 17: Instruments de mesure du vent/ A: Manche à air; B: Anémomètre avec girouette; C: Anémomètre électronique	44
Figure 18: La rose des vents.....	45
Figure 19: Classification des vents	46
Figure 20: Vue idéalisée des trois cellules ou zones de circulation atmosphériques.....	47
Figure 21: Les vents planétaires dominants à basse altitude	48
Figure 22: Structure verticale de l'atmosphère	52
Figure 23: Régénération de l'Ozone par les UV et destruction de l'Ozone par les CFC..	53
Figure 24: Coupes latitude-pression de la température (haut) et du vent zonal (bas), en moyenne climatique et zonale, pour le mois de janvier. L'utilisation de la pression comme coordonnée verticale permet de focaliser sur la troposphère.	54
Figure 25: Circulation moyenne (zonale et temporelle) dans le plan méridien. La circulation (schématisée par les flèches) est parallèle aux isolignes de la fonction de courant, et le flux de masse (débit) entre deux isolignes est constant.	55
Figure 26: Saisons Astronomique	57
Figure 27: Vue Aérienne d'un Cyclone (hurricane, en anglais).....	57
Figure 28: Structure des cyclones.....	58
Figure 29: Valeurs de l'échelle de Beaufort.....	62
Figure 30: Relation entre l'angle d'inclinaison et la répartition de l'énergie au sol dans l'espace.....	67
Figure 31: Puissance radiative PR reçue selon l'angle d'inclinaison α	67
Figure 32: Diagrammes des rayonnements transmis par l'atmosphère, de l'absorption totale de l'atmosphère, des absorptions des principaux gaz constitutifs de l'atmosphère terrestre et de l'atténuation du flux due à la diffusion en fonction de la longueur d'onde..	68
Figure 33: Les deux sources de radiation thermique qui réchauffe la Terre (la lumière visible du soleil le jour et l'énergie thermique réémis par la Terre la nuit).	69

Figure 34: Bilan énergétique des ondes courtes et longues de la surface de la Terre et l'ambiance.....	70
Figure 35: Effet de serre naturel et effet de serre induit	72
Figure 36: Les Quatre grandes zones de chaleur	74
Figure 37: Carte de répartition des climats selon la classification de Köppen-Geiger	77
Figure 38: Distribution mondiale des déserts : déserts chauds et froids	79
Figure 39: Le fameux désert froid, le désert	79
Figure 40: Dunes de Sable dans le désert du Sahara, Algérie	80
Figure 41: Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gaussen (1953).	86
Figure 42: Cycle hydrologique	88
Figure 43: Schéma théorique du bilan hydrique pour un peuplement de pin d'Alep	91
Figure 44: Illustration de l'évapotranspiration dans un écosystème (Lebourgeois, 2010).....	92
Figure 45: Schéma d'un évapotranspiromètre pesable et de son dispositif de mesures.	95
Figure 46: Pays de la région méditerranéenne, limite bioclimatique et du bassin versant méditerranéen. Source : Plan Bleu d'après Ewing et al., 2010	96
Figure 47: Climagramme d'EMBERGER indiquant les grands types de structure de végétation méditerranéenne, en fonction des bioclimats et des étages de végétation d'après QUEZEL & MEDAIL (2003a).....	98
Figure 48: Stockage de carbone par la végétation (gCm ⁻² an ⁻¹) simulé par un ensemble de modèles en moyenne sur la période 1990-2009	104

Sommaire

Introduction	1
Chapitres I Climatologie générale	
I.1. La météorologie	2
I.2. Le temp, les Types de temps	2
I.2.1. Définition du temp	2
I.2.2. Les causes des types de temps	3
I.2.3. Exemples des types de temps d'hiver	4
I.2.4. Exemples des types de temps en été	4
I.3. Le climat	5
I.3.1. Définition du climat	5
I.3.2. La climatologie	6
I.3.3. Climatologie géographique et sciences connexes	7
I.3.4. La bioclimatologie	8
I.3.5. Sciences aux quelles faisant appel la bioclimatologie	9
I.3.6. Pourquoi est-il important d'étudier le climat ?	9
I.3.7. Les échelles du climat	11
I.3.7.1. L'échelle globale ou planétaire : associée au terme « climat global » :	11
I.3.7.2. La grande échelle ou échelle synoptique : associée au terme « climat régional » :	11
I.3.7.3. La moyenne échelle ou méso-échelle : associée au terme « topo climat » ou « climat local » :	12
I.3.7.4. La petite échelle ou micro échelle : associée au terme « microclimat » :	12
I.3.8. Notion de climats zonaux et azonaux	12
I.3.8.1. Répartition des climats zonaux	12
I.3.8.2. Climats azonaux	12
I.3.9. Les facteurs du climat	13
I.3.9.1. Au niveau du globe terrestre :	14
I.3.9.2. Au niveau local :	14
Chapitres II Les données climatologiques	
II.1. Observations météorologiques	16
II.2. Instruments de mesure	17
II.2.1. Mesures climatiques dans les stations conventionnelles	18
II.2.2. Station automatique de mesure	18
II.3. Homogénéité des données	19
II.4. Mesures en surface	20
II.4.1. Les précipitations	20
II.4.1.1. Formation des précipitations	20
II.4.1.2. Types des précipitations	22
II.4.1.3. Nature des précipitations	23
II.4.1.4. Mesure des précipitations	24
II.4.1.5. Facteurs de variation des précipitations	25
II.4.1.6. Régimes des précipitations en régions méditerranéennes et en Algérie ..	25
II.4.2. Températures et Moyennes Thermiques	27
II.4.2.1. La Température de l'Air	27
II.4.2.2. Instruments de mesure	28

II.4.2.3. Les Moyennes Thermiques	29
II.4.3. La pression atmosphérique	30
II.4.3.1. Définition de la pression atmosphérique	30
II.4.3.2. Mesure de la pression atmosphérique	31
II.4.3.3. Les variations de pression avec l'altitude	31
II.4.3.4. Les variations de pression au niveau de la mer	32
II.4.4. Humidité relative de l'air	35
II.4.4.1. Définition de l'humidité relative	35
II.4.4.2. Saturation de l'air humide.....	36
II.4.4.2.1. la température du point de rosée:	36
II.4.4.2.2. La température du point de condensation :	37
II.4.4.2.3. La surfusion	38
II.4.5. Ensoleillement	38
II.4.6. Les nuages	39
II.4.6.1. Mécanismes de la formation des nuages	39
II.4.6.1.1. La convection :.....	39
II.4.6.1.2. Soulèvement orographique	39
II.4.6.1.3. Soulèvement frontal.....	39
II.4.6.1.4. Refroidissement par la base.....	40
II.4.6.2. Nuages et précipitations	40
II.4.6.3. Classification des nuages.....	41
II.4.6.4. Types de nuages	42
II.4.6.5. Description des 4 familles de nuages	42
II.4.7. Le vent	43
Chapitre III Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents : Alizés, Vent d'Ouest, vents polaires.	
III.1. Mouvements à grande échelle	46
III.2. Mouvements à moyenne échelle	48
III.3. Mouvements à petite échelle (vents locaux).....	49
Chapitre IV L'Atmosphère	
IV.1. Composition de l'atmosphère	50
IV.2. Structure verticale des couches atmosphériques	50
IV.3. Structure en latitude.....	53
Chapitre V Les grands phénomènes atmosphériques	
V.1. Le Rythme des Saisons	56
V.2. Les Cyclones.....	57
V.2.1. Structure des cyclones.....	58
V.2.2. La classification des cyclones.....	58
V.2.3. Les conditions de formation	59
V.2.4. Les manifestations des cyclones	60
V.3. Les Tornades	61
V.4. Les Ouragans.....	62
V.5. Les Orages.....	63
Chapitre VI Rayonnement Solaire et Bilan Radiatif du Globe	
VI.1. Le Rayonnement Solaire	66
VI.2. Bilan global d'énergie ou bilan pertes et gains énergétiques	70
VI.3. Effet de serre et réchauffement climatique.....	71
VI.3.1. Qu'est-ce-que l'effet de serre ?.....	71

VI.3.2. Les principaux gaz à effet de serre sont :	72
VI.3.3. Augmentation des gaz à effet de serre et changement climatique	72
Chapitre VII Classification climatique physique	
VII.1. Classification physique basée sur la température seulement.....	74
VII.2. Classification physique basée sur les températures et les précipitations	74
Chapitre VIII L'aridité	
VIII.1. Notion d'aridité	78
VIII.2. Notion de désert.....	78
VIII.3. Les indices d'aridité	80
VIII.3.1. Indice d'aridité de De Martonne (1926)	80
VIII.3.2. Indice d'aridité d'ANGSTRÖM (1936-1937)	82
VIII.3.3. Coefficient d'aridité de GORCZYNSKI	82
VIII.3.4. Indice de sécheresse estivale de GIACOBBE	83
VIII.3.5. Indice pluviométrique annuel de Moral (1954)	83
VIII.3.6. Indice de Lang (Facteurs de pluie de Lang).....	83
VIII.3.7. Indice d'humidité de Manguet (1954)	83
VIII.3.8. Indice Xérothermique d'Emberger (1942)	85
VIII.3.9. Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gausson (1953).....	86
Chapitre IX Hydrologie	
IX.1. Définition de l'hydrologie	87
IX.2. Le cycle de l'eau sur le bassin versant.....	87
IX.3. Répartition des eaux sur Terre	88
IX.4. Calcul du bilan hydrologique.....	89
IX.5. Le bilan hydrique en forêt méditerranéenne	90
Chapitre X L'EVAPOTRANSPIRATION	
X.1. Définition de l'évapotranspiration	92
X.2. L'intensité de l'évapotranspiration dépend :	92
X.3. L'évapotranspiration potentielle (ETP)	93
X.4. L'évapotranspiration réelle (ETR).....	93
X.5. Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration	94
Chapitre XI LE CLIMAT MÉDITERRANÉEN	
XI.1. BIOCLIMAT MÉDITERRANÉEN	96
XI.2. Hétérogénéités bioclimatiques et notion d'étage altitudinal de végétation	97
XI.3. Conceptions d'EMBERGER et notion d'étage altitudinal de végétation.....	97
XI.4. Classification des bioclimats méditerranéens selon GAUSSEN & BAGNOULS.....	101
XI.5. Comparaison entre les deux conceptions	102
Chapitre XII Relations végétation climat	
XII.1. Atténuation du changement climatique par les écosystèmes terrestres	103
XII.2. Mécanismes d'adaptation des plantes aux changements climatiques	105
XII.2.1. Adaptation des plantes aux conditions climatiques.....	105
XII.2.2. Les plantes adaptées à la sécheresse (plantes xérophytes)	105
XII.2.3. Les plantes adaptées au froid et à l'altitude	106
XII.2.4. Les plantes adaptées à la lumière	106
XII.2.5. Adaptation des plantes sciaphiles aux faibles éclaircissements	107
XII.2.6. Adaptation des héliophytes au fort éclaircissement	108
XII.2.7. Le besoin de lumière pour les différentes espèces	109
XII.2.8. Plantes Adaptées Aux Milieux Salés (Plantes Halophytes)	112
XII.2.9. Plantes adaptées aux milieux aquatiques (plantes hydrophytes).....	112

XII.3. Adaptation des animaux	113
XII.3.1. Adaptation animale au froid	113
XII.3.2. Adaptation animale aux fortes températures et à la sécheresse	113
Références Bibliographiques	115

INTRODUCTION

La planète Terre est essentiellement formée d'un ensemble solide qui, à une échelle de temps de l'ordre de l'année, du siècle, voire du millénaire, ne montre guère de changements, si l'on excepte des manifestations volcaniques ou sismiques, et çà et là, quelques mouvements superficiels et locaux. Cet ensemble est surmonté par des enveloppes fluides : l'hydrosphère (liquide et discontinue) et l'atmosphère (gazeuse et continue). Ces enveloppes sont très mobiles et soumises à des mouvements, qui peuvent être très rapides et très inconstants en ce qui concerne l'atmosphère. Elles sont principalement, mais pas uniquement, le lieu de développement des êtres vivants, ce qui explique en partie l'intérêt qu'on leur porte. L'étude de la variation à courte échéance des paramètres atmosphériques (tels que la température, la pression, les vents, la nébulosité, les précipitations, etc.), et la prévision de cette variation, est l'objet de la météorologie (du grec *meteos*, élevé dans les airs).

Les conditions atmosphériques ont, de tout temps, été l'objet d'attentions particulières, compte tenu de l'importance qu'elles revêtent pour le développement des activités humaines. On a très tôt pris conscience que, en plus de leur grande variabilité dans le temps, ces conditions montraient des variations dans l'espace qui dépendaient largement de la latitude des lieux où l'on se tenait. Ces variations sont à l'origine de la notion de climat, ce que traduit l'étymologie, le terme étant emprunté au grec *klima*, qui signifie inclinaison. C'est à l'inclinaison des rayons du soleil qu'il est fait allusion : même si le monde grec n'avait pas exploré toutes les latitudes, il en savait assez pour comprendre que si le climat d'Athènes n'était pas le même que celui du sud de l'Égypte, c'était surtout parce que le soleil était plus haut dans le ciel au sud qu'au nord, écrasant de chaleur, par des rayons verticaux au solstice d'été, les régions thébaines. Le terme a été généralisé à toutes les conditions atmosphériques, avec des acceptions diverses qui exigent qu'on précise son utilisation.

Aujourd'hui, en effet, le terme de climat désigne habituellement l'état physique de l'atmosphère à longue échéance, notamment sa température, avec un intérêt spécial pour l'eau qu'elle contient, sous forme de vapeur (hygrométrie), de liquide plus ou moins dispersé (nuages, brouillards, précipitations) ou de solide (grêle, neige) et une focalisation sur la partie basse de l'atmosphère, la troposphère qui, il est vrai, comprend la plus grande partie de la masse atmosphérique, et dans laquelle nous nous mouvons habituellement.

Les conditions météorologiques sont définies comme des processus à court terme qui entraînent des variations des conditions atmosphériques allant de quelques minutes à une saison. Les processus qui influencent l'atmosphère sur des périodes plus longues qu'une saison sont définis comme le climat. Il existe plusieurs facteurs qui contrôlent le climat et la météo en un seul endroit. Ces facteurs comprennent les variations du rayonnement solaire dues à la latitude, la distribution des continents et des océans, la pression atmosphérique et les systèmes éoliens, les courants océaniques, les principales caractéristiques du terrain, la proximité des plans d'eau et les caractéristiques locales, y compris la topographie. Comme le climat varie, la météo correspondante peut varier en valeur et en direction¹.

¹ Jones, M. W., Abatzoglou, J. T., Veraverbeke, S., Andela, N., Lasslop, G., Forkel, M., ... & Le Quéré, C. (2022). Global and regional trends and drivers of fire under climate change. *Reviews of Geophysics*, 60(3), e2020RG000726.

Chapitres I | Climatologie générale

I.1. La météorologie

La météorologie est la science qui étudie l'atmosphère terrestre et ses phénomènes, en se concentrant principalement sur les conditions météorologiques à court terme, telles que les températures, les précipitations, le vent, l'humidité, la pression atmosphérique, et les phénomènes météorologiques extrêmes comme les tempêtes, les ouragans, les tornades, les cyclones, les tempêtes de neige, etc.

Les météorologues utilisent une combinaison de données observées, de modèles mathématiques et de technologies telles que les satellites, les radars et les stations météorologiques pour surveiller et prévoir les conditions météorologiques. Ces prévisions sont essentielles pour divers secteurs, notamment l'aviation, l'agriculture, la navigation maritime, la gestion de l'eau, l'énergie, les activités de plein air, et bien d'autres.

En plus de la prévision météorologique, la météorologie comprend également l'étude des processus atmosphériques à grande échelle, tels que les mouvements des masses d'air, les fronts météorologiques, les phénomènes de convection, les conditions climatiques à long terme et les changements climatiques. La météorologie est une discipline interdisciplinaire qui combine des connaissances en physique, en mathématiques, en informatique et en sciences de la Terre pour mieux comprendre et prédire les conditions atmosphériques.

La météorologie est la science qui traite principalement de la mécanique des fluides appliquée à l'air tout en faisant usage de la physique, de la chimie et des mathématiques. La météorologie étudie le temps à court terme ; c'est donc une science prospective. Elle analyse et mesure des phénomènes qui se produisent dans l'atmosphère sur une courte période de temps (3 à 15 jours maximum). La météorologie étudie donc le temps qu'il fait ; c'est de la prévision du temps (Gregory, 1954).

I.2. Le temp, les Types de temps

I.2.1. Définition du temp

Le temp est un état particulier propre à un espace et est à durée déterminée (jour, mois) comme par exemple une journée ensoleillée ou un mois pluvieux. En d'autres termes, le temps est concret et observable directement par l'homme grâce à des paramètres atmosphériques mesurables tels que : température, chaleur, humidité, pression atmosphérique, vents, précipitations, etc. Les valeurs de ces paramètres se combinent de diverses manières pour définir le temps qu'il fait. La saison correspond à une division de l'année selon l'état atmosphérique qui implique une certaine constance.

A chaque saison peut dominer un type de temps :

- (a) **saison des pluies (temps pluvieux, nuages, humidité élevée).**
- (b) **saison sèche (temps sec, peu nuageux, soleil, chaleur).**

(c) saisons thermiques (été, automne, hiver, printemps avec leurs spécificités).

Dans les pays tempérés, les saisons sont déterminées par les variations thermiques: elles sont dites saisons thermiques c'est à dire liées aux températures. Par contre dans les pays tropicaux, les saisons sont déterminées par les variations pluviométriques : elles sont dites saisons pluviométriques, c'est-à-dire, liées aux pluies.

En général lorsqu'on parle de temps, climat, on fait intervenir la combinaison de plusieurs facteurs : T°, P, Humidité, vent...

Ce sont les états de l'atmosphère mais le temps ; c'est une combinaison temporaire, le climat est la somme des combinaisons stables fondus sur une longue période.

Un type de temps est constitué par l'état présent et momentané de l'atmosphère (direction et force du vent, température, nébulosité, pluie, etc.). Il est déterminé par les déplacements des masses d'air à la surface du globe, par la situation relative des continents et des mers et par les conditions locales de relief, de végétation et d'hydrographie qui peuvent modifier la direction des vents ou la pluviosité. De sorte que l'analyse de tous ces éléments dans un lieu déterminé et la classification par ordre chronologique des divers types de temps ainsi étudiés, permettent de reconstituer d'une manière exacte et vivante l'évolution du climat pendant un mois, pendant une saison ou pendant une année.

I.2.2. Les causes des types de temps.

Les causes essentielles des types de temps résident dans les déplacements lents des masses d'air à la surface du globe et dans les mouvements plus rapides autour de ces masses des courants de perturbation. Les masses d'air qui se déplacent lentement constituent, selon leur pression barométrique, des cyclones ou des anticyclones ; vers les basses latitudes, elles recèlent de l'air tropical chaud et vers les hautes latitudes de l'air polaire froid. Sur mer, elles sont chargées de vapeur d'eau (air maritime) ; sur terre, elles sont plus pauvres en humidité (air continental). Si elles restent en contact sans se mélanger, il n'y a pas de troubles dans l'atmosphère. Mais il suffit qu'une fraction d'air tropical chaud soit englobé dans les masses d'air polaire froid pour qu'une perturbation se produise.

Selon que l'observation se trouve dans une région soumise à un Anticyclone ou à une dépression (mauvais temps) selon qu'il est au centre ou sur la bordure (coté) de la dépression de ces masses ; les éléments qui constituent le temps se présente différemment à lieu.

Au cours de l'année, en un même lieu se succèdent des temps ensoleillés, froids ou chauds, des temps de nuages et de vent, ou de nuages et de pluie). Chacun d'eux peut se reproduire plusieurs fois, on dit que ce sont des types de temps.

Tableau 1: Types de temps d'hiver et d'été d'après HALIMI (1980) en Algérie

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
Été	Anticyclones	Méditerranéen	Doux - beau temps
	Cyclones	Courant du sud et sirocco	Très chaud

I.2.3. 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.

I.2.4. Exemples des types de temps en été

c) 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.

d) 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 descendance qui comprime adiabatiquement l'air saharien, il s'ensuit un réchauffement (accroissement de température) accompagné d'une diminution de l'humidité relative.

Mais pour utiliser ces notions il y a des paramètres qui rentrent dans la définition de ces types de temps, ils sont de 2 ordres :

- Les paramètres mesurés au sol.
- Les paramètres mesurés en altitude.

I.3. Le climat

I.3.1. Définition du climat

Correspond à une synthèse des temps qu'il fait dans un lieu sur une longue période. Le climat se définit après une étude systématique de la totalité des types de temps (l'Organisation Mondiale de la Météorologie (OMM) préconise 30 ans pour les pluies et 15 ans pour les températures). En règle générale le climat ne varie pas, ou assez peu, en un endroit donné du globe sur une durée de l'échelle du siècle. Mais sur des temps géologiques, le climat peut changer considérablement. Par conséquent :

- a) **À l'échelle humaine : le climat est constant ;**
- b) **À l'échelle géologique** : on peut envisager la possibilité de changement climatique et
- c) **À l'échelle saisonnière** : on parle de variation climatique comme par exemple, le climat équatorial avec quatre saisons (grande saison sèche – grande saison des pluies – petite saison sèche – petite saison pluvieuse) et chaque saison enregistre différents types de temps.

Dans l'étude des climats, l'atmosphère terrestre tient une grande place ; mais ce qui se passe dans l'atmosphère terrestre est fonction de l'énergie solaire. Les climats de la terre dépendent donc de la puissance énergétique émise par le soleil et surtout de la position de la terre par rapport au soleil (Aguado and Burt. 1999). Le mot climat apparaît en français au 12^{ème} siècle, dérivant du bain climatis. Son origine est grecque où klima est l'inclinaison d'un point de la Terre par rapport au Soleil. Les mathématiciens et astronomes de la Grèce antique découpaient le globe en « zones » caractérisées par l'inclinaison des rayons solaires sur l'horizon. Par exemple, Aristote évoque dans son petit traité sur les « Météorologiques », une « zone thermique centrale brûlante » ; mais il ne faut pas y voir un découpage fondé sur la circulation atmosphérique conditionnant des climats spécifiques. Le climat est

une abstraction : en effet, définir le climat n'est pas facile. Cependant un relatif consensus a pu s'établir autour de la définition suivante : « le climat est la synthèse des conditions atmosphériques à long terme d'un lieu ». Cette définition intègre les moyennes des différents paramètres du temps (température, pression, pluviométrie, etc.), la récurrence des types de temps en fonction du moment dans l'année (exemple : la norme saisonnière) et la probabilité d'événements extrêmes contre lesquels les sociétés doivent se prémunir (Emsalem, 1989).

I.3.2. La climatologie

L'Organisation météorologique mondiale, OMM (World Meteorological Organisation, WMO) définit la climatologie :

« La climatologie est l'étude du climat, de ses variations et de son impact sur diverses activités dont (sans exhaustivité) celles qui affectent la santé humaine, la sécurité et le bien-être. En un sens restreint, le climat peut être défini comme le temps qu'il fait en moyenne. En un sens plus large, c'est l'état du système climatique. Le climat peut être décrit en termes de description statistique de la tendance centrale et de la variabilité d'éléments pertinents comme la température, les précipitations, les vents, ou au travers d'une combinaison d'éléments comme les types de temps caractéristiques d'un lieu, d'une région ou du monde pour une période de temps déterminée. »

La climatologie est la branche de la science qui étudie les climats, c'est-à-dire les conditions météorologiques moyennes d'une région sur de longues périodes, généralement de plusieurs décennies à des millions d'années. Elle examine les motifs, les variations et les tendances des conditions atmosphériques telles que la température, les précipitations, l'humidité, le vent, la pression atmosphérique, ainsi que les phénomènes climatiques extrêmes.

Cette discipline cherche à comprendre les processus physiques, chimiques et biologiques qui régissent le climat de la Terre, ainsi que les interactions complexes entre l'atmosphère, les océans, la cryosphère, la biosphère et la lithosphère. La climatologie utilise une variété de méthodes et de techniques, notamment l'analyse de données historiques, les observations météorologiques, les modèles climatiques informatiques, les données satellites et les proxies climatiques (tels que les carottes de glace, les anneaux de croissance des arbres, les sédiments océaniques, etc.) pour étudier les climats passés, présents et futurs.

Les climatologues examinent également les facteurs qui influent sur le climat, tels que les émissions de gaz à effet de serre, les changements dans l'activité solaire, les variations de l'orbite terrestre, les phénomènes océaniques, les éruptions volcaniques et d'autres processus naturels et anthropiques. Leurs recherches contribuent à une meilleure compréhension des changements climatiques actuels et de leurs impacts sur l'environnement, la société et l'économie, ainsi qu'à l'élaboration de stratégies d'atténuation et d'adaptation pour faire face à ces défis.

La climatologie (science de synthèse) est relativement différente de la météorologie (science analytique et explicative) ; quoique la météorologie soit à la base de la

climatologie. La climatologie et la météorologie sont liées par l'utilisation des mêmes données : enregistrements quantitatifs de variables mesurées, interprétation de bulletins météorologiques quotidiens ou de coupes verticales de l'atmosphère appelées émagrammes. La climatologie se distingue de la météorologie par un souci du long terme (et non du futur très proche) et par un souci de spatialisation. Cependant ces deux sciences sont complémentaires ; la connaissance de l'atmosphère utilise trois notions précises : (a) temps ; (b) saisons et (c) climat. Le temps correspond à un état passager de l'atmosphère. Il est lié à la combinaison d'éléments atmosphériques à un moment donné et en un lieu donné.

I.3.3. Climatologie géographique et sciences connexes

Les sciences de la Terre ou de l'atmosphère, avec différentes méthodes, ont contribué à modifier le champ de la climatologie (Beltrando, et Chémery, 1995). La connaissance des climats actuels et de leurs variabilités est nécessaire aux géologues et paléontologues travaillant sur les climats passés, afin d'établir des comparaisons (Cuadrat et Pita, 1997). Leurs constatations permettent de contrôler les hypothèses des changements climatiques.

L'étude des climats passés est la paléoclimatologie. Le climat entretient donc des liens très étroits avec l'histoire, même s'ils sont toujours suspects de déterminisme. Toutefois, cette étude, en fonction de l'histoire humaine s'appelle climatologie historique qui au milieu de ce siècle, les travaux de Le Roy Ladurie ont fait du climat un sujet d'histoire.

Quant aux physiciens, en modélisant le fonctionnement du système atmosphérique, ils établissent des scénarios possibles du climat futur, dont les géographes doivent tenir compte. La climatologie se veut donc descriptive mais explicative. En effet, la climatologie s'est longtemps préoccupée d'inventorier, de classer et de nommer les climats autour de ce qui était permanent, régulier d'une année à l'autre, en particulier le cycle des saisons, prolongeant ainsi la première description du climat chinois du Xia Xiao Zheng (20 siècles avant J-C). Ainsi, plus que sur la description exhaustive des caractères d'un climat moyen, les recherches récentes mettent l'accent sur les variations : tendances, oscillations, cycles, anomalies. Ceci, à différentes échelles d'espace et de temps définissent, pour chaque climat, les contraintes (sécheresses, précipitations de forte intensité, tempêtes etc.) et les ressources (fort ensoleillement, disponibilité en eau, vent régulier, etc.). Mais pour chaque lieu, les événements climatiques possibles restent compris entre certaines limites. Si les saisons alternent immuablement d'une année à l'autre dans un ordre défini, elles peuvent être anormalement précoces, tardives, courtes, mal caractérisées etc. Il peut même s'y produire un petit nombre d'aléas possibles (perturbation de forte intensité, pluies diluviennes, etc.). Si les résultats provoquent de lourds dégâts, on parlera de catastrophes climatiques, mais cette terminologie suppose que c'est une collectivité humaine qui est affectée. Actuellement, la perception et le comportement des sociétés humaines face aux aléas climatiques sont très divers. Le système solaire s'est formé il y a 4,6 milliards d'années. Des sept planètes ayant une atmosphère, seule la Terre, de par sa distance au soleil, connaît à la fois des températures

positives et négatives, nécessaires à l'existence de l'eau sous les trois états de la matière (solide, liquide, gazeux). Le dégazage progressif du noyau primitif a permis au gaz carbonique (CO₂) et à la vapeur d'eau (H₂O) de retenir la chaleur au voisinage de la surface terrestre par effet de serre (processus naturel de réchauffement de l'atmosphère intervenant dans le bilan radiatif de la terre). Les pluies ont formé progressivement les océans et grâce aux algues bleues qui ont libéré de l'oxygène, la vie est sortie de l'eau à la conquête des continents il y a 3 milliards d'années (Budyko 1974). Depuis, le climat planétaire est resté relativement stable. Le système planétaire est une gigantesque machine dont le soleil alimente le moteur. Les différents constituants du système que sont l'atmosphère (principalement gazeuse), l'hydrosphère (liquide), la cryosphère (glace), la lithosphère (roches) et la biosphère échangent en permanence de l'énergie, de l'eau et de la matière, recyclant ainsi l'énergie venue du soleil (Grisollet et al., 1962). Les transferts d'eau et d'énergie qui se produisent à l'interface avec l'atmosphère relèvent de la climatologie. Le système planétaire est en équilibre interne grâce à ces multiples interactions et rétroactions : on dit qu'il est autorégulé et métastable (Geiger, 1966).

I.3.4. La bioclimatologie

La bioclimatologie est une branche de la biologie qui étudie les interactions entre les organismes vivants et leur environnement climatique. Cette discipline examine comment les facteurs climatiques tels que la température, l'humidité, la lumière, le vent et les précipitations influencent la distribution, l'adaptation, la physiologie, le comportement et l'écologie des organismes vivants, y compris les humains, les animaux et les plantes.

Les bioclimatologues s'intéressent à une variété de sujets, notamment l'adaptation des espèces aux conditions climatiques, les impacts des changements climatiques sur la biodiversité, les modèles de migration des espèces, les maladies liées au climat, la gestion des ressources naturelles et les interactions entre les organismes vivants et leur environnement climatique.

La bioclimatologie joue un rôle crucial dans la compréhension des effets du climat sur les écosystèmes, la santé humaine, l'agriculture, la conservation de la biodiversité et d'autres domaines. Les recherches en bioclimatologie aident à informer les politiques de conservation, de gestion des ressources naturelles et d'adaptation aux changements climatiques, contribuant ainsi à promouvoir la durabilité environnementale et la résilience des systèmes écologiques et sociaux face aux défis climatiques actuels et futurs.

Les objectifs de la bioclimatologie doivent répondre aux préoccupations des écologues. Un des objectifs de la bioclimatologie est d'établir les diverses relations qui caractérisent les interactions entre l'organisme vivant et les paramètres du milieu en considérant les valeurs moyennes, en déterminant les fréquences et les probabilités sur des données de plusieurs années successives.

La bioclimatologie aide :

- a) Les écologistes concernés par l'impact d'une modification de la physionomie du couvert végétal sur l'équilibre de l'écosystème ; exemple : transformation de la forêt
- b) Les hydrologues aux prises avec l'étude du bilan hydrique d'un bassin versant.
- c) Les physiciens de l'atmosphère intéressés à l'étude de la circulation générale dans l'atmosphère (problème de recyclage de l'eau, évapotranspiration).
- d) Les entomologistes qui étudient les causes de la prolifération subite de certains insectes, soit ravageurs de cultures, soit vecteurs de maladies.

I.3.5. Sciences aux quelles faisant appel la bioclimatologie

Plusieurs sciences ont besoin de la bioclimatologie, on distingue :

- **Pour l'étude de l'atmosphère :**

- ⇒ **La météorologie** : mesure des valeurs instantanées, à un moment précis, en un lieu déterminé, ce qui permet de caractériser l'état de l'atmosphère.

La climatologie : étude du climat par des valeurs moyennes et cumulées dans le temps en un lieu déterminé pour une période donnée.

- ⇒ **La physique** : différentes lois auxquelles obéissent les phénomènes régissant la dynamique du climat.
- ⇒ **La statistique** : lois de probabilité du phénomène étudié et relations entre les différents facteurs analysés.

- **Pour l'étude du sol :**

- ⇒ **Pédologie** : étude de la structure et de la texture des sols pour l'alimentation des plantes.
- ⇒ **L'hydrologie** : étude de l'eau en surface et s'intéresse aux problèmes d'érosion, de drainage, d'écoulement pour permettre une estimation du bilan hydrique au niveau d'une région donnée.

- **Pour l'étude de la plante ou de la communauté végétale :**

- ⇒ **L'écologie-botanique** : distribution des plantes, analyse des groupements et relations avec les paramètres du milieu.
- ⇒ **L'agro-phénologie** : l'évolution des différents stades de croissance et de développement des plantes.
- ⇒ **La physiologie** : l'étude du fonctionnement des plantes tant du point de vue structure que du métabolisme (photosynthèse, système hormonal,...).
- ⇒ **La génétique** : amélioration des génomes se traduisant par des modifications de certains caractères phénologiques qui interviennent dans la productivité du couvert.

I.3.6. Pourquoi est-il important d'étudier le climat ?

L'importance de l'étude de climat peut être résumée en deux concepts : d'une part du fait que ce dernier conditionne la vie sur Terre et influence la vie des êtres vivants. D'autre part l'être humain influence à son tour le climat et il provoque son

changement. Chaque région possède un climat spécifique à elle dont les êtres vivants s'adaptent et vivent en équilibre.

Si un ou plusieurs paramètres atmosphériques (température, pluie, humidité...etc.) subissent un changement brusque, cela va se répercuter sur la vie quotidienne des êtres vivants. Une augmentation de la température pendant une longue durée va favoriser les pertes d'eau par évapotranspiration et si ce phénomène dure plus longtemps il va provoquer la sécheresse. De même des pluies intenses qui tombent inhabituellement sur une région pendant un petit laps de temps vont provoquer des inondations.

Parfois le changement de ces paramètres atmosphérique est causé par l'activité anthropique (activité humaine), dans ce cas l'étude de climat va concerner les activités humaines qui ont une influence sur le climat et comment lutter contre le changement climatique.

Les activités humaines - principalement la combustion de combustibles fossiles et les modifications de la couverture terrestre - modifient la concentration de constituants atmosphériques ou les propriétés de la surface de la Terre qui absorbent ou diffusent l'énergie radiante. En particulier, les augmentations des concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols sont fortement impliquées comme contributeurs aux changements climatiques observés au cours du XXe siècle et devraient contribuer à d'autres changements climatiques au XXIe siècle et au-delà. Ces changements dans la composition atmosphérique sont susceptibles de modifier les températures, les régimes de précipitations, le niveau de la mer, les événements extrêmes et d'autres aspects du climat dont dépendent l'environnement naturel et les systèmes humains ².

Les études climatiques récentes s'appuient beaucoup sur les statistiques et la modélisation pour pouvoir simuler le comportement des paramètres atmosphériques. Ces études nous permettent de prévenir un déséquilibre climatique et limiter ces effets.

L'étude de climat pour un hydrogéologue est une étape indispensable pour l'évaluation des potentialités hydriques d'une région. Une grande partie de l'eau réside dans l'atmosphère sous forme de vapeur, l'état des paramètres atmosphériques (température, vent, pression atmosphérique...) conditionnent la quantité d'eau qui va atteindre la surface de la terre et qui va alimenter les aquifères. Chaque étude hydrologique ou bien hydrogéologique va prendre en compte l'étude de climat, cela passe souvent par l'établissement d'un bilan hydrique de la région en question.

² Huang, J., Zhang, G., Zhang, Y., Guan, X., Wei, Y., & Guo, R. (2020). Global desertification vulnerability to climate change and human activities. *Land Degradation & Development*, 31(11), 1380-1391.

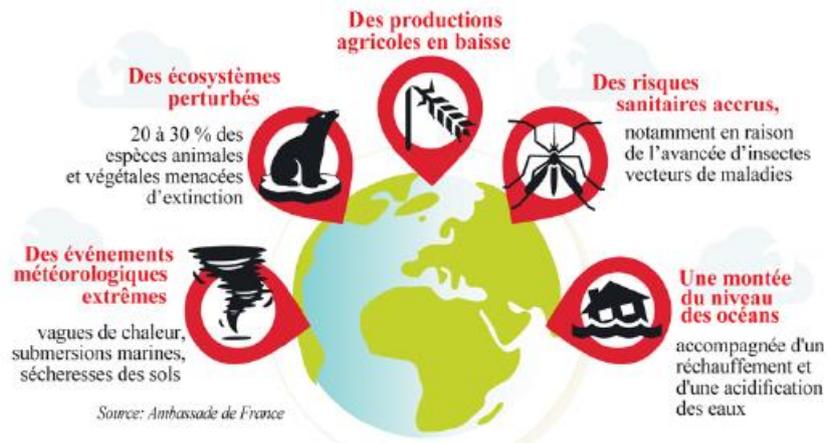


Figure 1: Effets du changement climatique sur la planète | <http://www.atmo-grandest.eu/changement-climatique>

I.3.7. Les échelles du climat

Il est nécessaire en climatologie de bien préciser l'échelle d'espace et l'échelle de temps choisi. Les valeurs représentatives des éléments du climat sont fonction de la période et du domaine spatial étudiés.

Il est d'usage en climatologie de définir quatre échelles spatio-temporelle principales, associées à quatre termes désignant le climat :

I.3.7.1. L'échelle *globale* ou *planétaire* : associée au terme « climat global » :

- **Echelle de temps : 1 semaine et plus.**
- **Echelle d'espace : 10 000 kilomètres à tout le globe.**

Pour indiquer les processus et les phénomènes qui s'étendent sur toute l'atmosphère, on dit que ce sont des phénomènes à l'échelle hémisphérique ou à l'échelle globale. On peut citer comme exemple les changements saisonniers qui se produisent simultanément sur tout le globe, la circulation générale, l'échange d'énergie par rayonnement entre la Terre et l'espace qui l'entoure, etc.

I.3.7.2. La *grande échelle* ou *échelle synoptique* : associée au terme « climat régional » :

Echelle de temps : 12 heures à une semaine.

Echelle d'espace : 100 à 10 000 kilomètres.

Les phénomènes synoptiques ou à grande échelle sont, par exemple, des dépressions qui se déplacent avec leurs systèmes frontaux.

L'extension de chaque climat régional est variable : elle dépend de la disposition du relief, de la proximité d'une zone océanique, etc.

I.3.7.3. La moyenne échelle ou méso-échelle : associée au terme « topo climat » ou « climat local » :

- **Echelle de temps : 1 à 12 heures.**
- **Echelle d'espace : 1 à 100 kilomètres.**

A cette échelle, le climat subit l'influence de la disposition géographique du relief ou topographie.

Les processus à échelle moyenne engendrent des orages et des tornades ainsi que des phénomènes tels que la brise de Terre et la brise de mer ou encore la formation de nuages lenticulaires au sommet des pics montagneux.

I.3.7.4. La petite échelle ou micro échelle : associée au terme « microclimat » :

- **Echelle de temps : 1 seconde à 1 heure.**
- **Echelle d'espace : inférieure à un kilomètre.**

Les phénomènes qui peuvent être observés en un lieu donné sont des phénomènes à petite échelle : échauffement ou refroidissement sur la paroi d'un bâtiment, évaporation au-dessus d'un bassin qui modifie les caractéristiques de la masse d'air sus adjacente, refroidissement au-dessous d'un arbre le jour quand l'air est calme, turbulence mécanique engendrée par un bosquet, etc.

I.3.8. Notion de climats zonaux et azonaux

I.3.8.1. Répartition des climats zonaux

Les climats sont dits zonaux lorsqu'ils se répartissent en ceinture plus ou moins continue entre deux parallèles. Comme les climats zonaux expriment les contraintes planétaires, ils s'imposent plus nettement aux latitudes extrêmes. Dans l'ensemble, les océans présentent un dispositif plus zonal que les continents, l'interface océan/atmosphère ne variant qu'en fonction des courants marins et de l'éventuelle prise en glace. De toutes les masses continentales, l'Eurafrique est celle où la zonation apparaît le mieux, grâce à la planéité et à la faible altitude moyenne du relief.

I.3.8.2. Climats azonaux

Le terme est utilisé pour des climats originaux à l'intérieur de fuseaux continentaux ; mais aussi pour des climats dont l'extension spatiale est limitée à une portion de zone (on parle alors de domaine) et enfin pour des climats qui sont forcés par l'élévation du relief. Le concept recouvre donc des échelles et dispositifs spatiaux variés. Le fuseau sud-américain, par exemple, est dominé par une organisation subméridienne des climats liée aux Andes, d'orientation nord-sud, alors qu'en Asie l'énorme masse Tibet-Himalaya, bien que d'orientation zonale, est à l'origine de climats azonaux.

Le croisement entre climats zonaux et azonaux aboutit à une marqueterie ou mosaïque de méso-climats. Les masses d'air, les pressions et les vents, ainsi que

le bilan radiatif sont responsables de la variété climatique mondiale. Ces facteurs déterminent les grandes zones climatiques (froide, tempérée et chaude). Dans chacune de ces zones, des facteurs géographiques (océan, continent, hauts reliefs, courant marin, etc.) définissent des climats régionaux. Les climats de la Terre sont nombreux ; on peut cependant les regrouper en deux ensembles :

- ⇒ Ceux de la zone intertropicale dominés par une chaleur permanente et
- ⇒ Ceux des zones tempérées et froides, aux rythmes thermiques saisonniers contrastés.

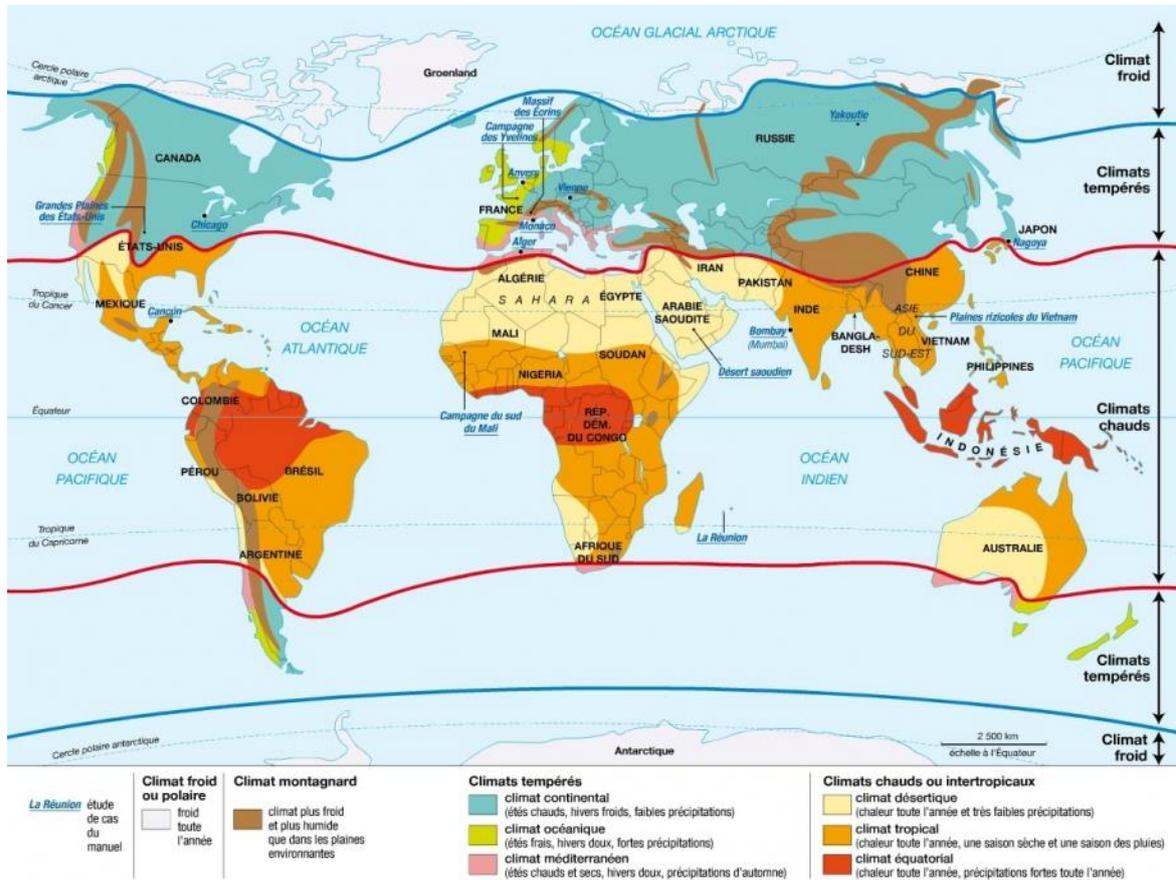


Figure 2: Les climats dans le monde

1.3.9. Les facteurs du climat

Les facteurs du climat sont les éléments influençant le climat soit au niveau du globe terrestre soit au niveau d'une localité.

I.3.9.1. Au niveau du globe terrestre :

ils sont appelés facteurs cosmiques, les facteurs du climat comprennent les éléments qui influent sur les conditions climatiques à l'échelle mondiale. Voici les principaux facteurs :

- **L'angle d'inclinaison de l'axe terrestre** : L'angle d'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport au plan de son orbite autour du Soleil affecte la répartition de l'énergie solaire reçue à la surface de la Terre, ce qui entraîne les saisons.
- **La répartition de la lumière solaire** : La Terre ne reçoit pas la même quantité de lumière solaire sur toute sa surface en raison de sa forme sphérique et de son inclinaison axiale. Cela crée des variations saisonnières et régionales dans le climat.
- **Les courants océaniques** : Les courants océaniques, tels que le courant du Golfe et le courant de Humboldt, redistribuent la chaleur à travers les océans, influençant ainsi les températures régionales et les régimes de précipitations à l'échelle mondiale.
- **Les vents dominants** : Les vents globaux, comme les alizés et les vents d'ouest, transportent la chaleur et l'humidité à travers la planète, influençant les climats régionaux et les schémas météorologiques.
- **La distribution des masses terrestres et des océans** : La distribution inégale des terres et des océans influence la circulation atmosphérique et océanique, ce qui entraîne des différences climatiques entre les continents et les océans.
- **La topographie** : Les caractéristiques géographiques telles que les montagnes, les plaines et les plateaux peuvent modifier les schémas climatiques mondiaux en influençant la circulation des masses d'air et la distribution des précipitations.
- **Les gaz à effet de serre** : Les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère, tels que le dioxyde de carbone et le méthane, influencent le climat mondial en piégeant la chaleur près de la surface de la Terre, ce qui entraîne le réchauffement climatique.
- **Les phénomènes naturels à grande échelle** : Des événements tels que El Niño et La Niña dans l'océan Pacifique tropical ont des répercussions sur les schémas climatiques mondiaux en modifiant les températures de surface de l'océan et les régimes de précipitations.

Ces facteurs interagissent de manière complexe pour déterminer le climat global de la Terre, et les changements dans l'un de ces facteurs peuvent avoir des répercussions à grande échelle sur le climat de la planète.

I.3.9.2. Au niveau local :

Plusieurs facteurs peuvent influencer le climat d'une région spécifique. Voici les principaux facteurs climatiques au niveau local :

- **Latitude** : La latitude affecte la quantité de lumière solaire reçue, ce qui influe sur la température. Les régions près de l'équateur ont tendance à être plus chaudes que celles éloignées de l'équateur.
- **Altitude** : L'altitude modifie la température en raison de la diminution de la pression atmosphérique avec l'altitude. Les régions en altitude ont tendance à être plus fraîches que les régions de basse altitude.
- **Proximité des masses d'eau** : Les masses d'eau, comme les océans, les mers ou les lacs, peuvent influencer le climat local en modérant les températures. Les zones côtières ont souvent des températures plus modérées que les zones intérieures.
- **Courants marins** : Les courants océaniques peuvent avoir un impact sur le climat local en transportant la chaleur autour des océans et en influençant les températures des zones côtières.
- **Relief et topographie** : Les caractéristiques géographiques telles que les montagnes, les vallées et les plaines peuvent influencer les conditions climatiques locales en modifiant la circulation des masses d'air et en créant des microclimats.
- **Présence de végétation** : La végétation peut influencer le climat local en affectant l'évapotranspiration, en fournissant de l'ombre et en modifiant la réflexion de la lumière solaire.
- **Urbanisation** : Les zones urbaines peuvent avoir leur propre microclimat en raison de l'effet d'îlot de chaleur urbain, où les surfaces urbaines absorbent et retiennent la chaleur, entraînant des températures plus élevées que dans les zones rurales environnantes.
- **Exposition au vent** : La direction et la force des vents dominants peuvent affecter le climat local en transportant la chaleur, l'humidité et les polluants atmosphériques.

Ces facteurs, combinés à d'autres variables locales, contribuent à la formation du climat dans une région spécifique. La compréhension de ces facteurs est essentielle pour prédire et s'adapter aux conditions climatiques locales.

Chapitres II | Les données climatologiques**II.1. Observations météorologiques**

En Algérie, la réalisation des observations météorologiques est une tâche attribuée à l'Office National de la Météorologie, placé sous la tutelle du ministère des transports. Issu de la restructuration de l'ENEMA, l'ONM est créé par ordonnance N°75-25 du 29 avril 1975 en tant qu'établissement public à caractère administratif et transformé par décret N°98-258 du 25 août 1998 en entreprise publique industrielle et commerciale (EPIC) à vocation scientifique et technique. Ses missions principales résident dans :

- ⇒ L'acquisition, le traitement, l'exploitation et la diffusion des données météorologiques nationales et internationales.
- ⇒ La prévision de l'évolution du temps sur le territoire national ainsi que le lancement des avis d'alerte auprès du public et des différents utilisateurs (tel que les agriculteurs).
- ⇒ La réalisation d'étude climatologiques et d'assistance météorologique. Ainsi que la surveillance des changements climatiques.

Pour assurer une surveillance continue de l'atmosphère, l'office national de la météorologie a mis en place et exploite un réseau de stations d'observations météorologiques couvrant les différentes régions climatiques du pays et comprenant : 77 stations d'observation en surface ; 12 stations d'observation en altitude ; 3 autres structures consacrées à la recherche et aux observations spéciales à Tiaret, Ksar Chellala et Tamanrasset ; 5 radars météorologiques et plus de 400 postes climatologiques. En matière de lutte antiacridienne, l'ONM dispose d'un centre régional de surveillance météorologique à Tamanrasset, avec 40 stations de surveillance localisées dans cette wilaya du sud du pays et 80 autres éparpillées à travers le territoire national. Et puis, en dehors des consultations qu'il offre, l'ONM dispose d'une banque de données de tous les paramètres climatiques à l'échelle nationale et à pas de temps variable : horaire, journalier, mensuel, annuel, etc. Cette banque de données climatologiques dont les renseignements remontent parfois à près de 150 ans et couvrant l'ensemble du pays, couramment utilisée par les usagers des services publics et parapublics, les chercheurs nationaux et internationaux, les étudiants, les bureaux d'étude, les consultants, etc.

Les différentes informations diffusées par les services de météorologie concernent trois domaines (SOLTNER, 1999) :

- L'enregistrement régulier des observations météorologiques, relevées plusieurs fois par jour. Ces enregistrements peuvent renseigner utilement l'agriculteur sur le temps passé, récent (semaines et mois passés), surtout en matière de pluviométrie, évaporation et température.
- La prévision du temps qu'il va faire, à court terme (de 12 à 48 heures), à moyen terme (de 2 à 10 jours), ou à long terme (de 1 à plusieurs mois) ;

- La description du climat local à partir des moyens établis sur de longues périodes : moyenne des températures, de pluviométrie, d'évaporation, direction des vents, durée d'insolation, nombre de jours de gelées, etc. ;

En dehors de l'office national de météorologie, l'Agence Nationale des ressources hydraulique (ANRH) dispose d'un réseau de stations d'observations météorologique au niveau des différentes infrastructures hydrauliques du pays et principalement les barrages.

Il existe encore d'autres établissements notamment certaines fermes pilotes qui disposent d'un équipement minimal d'observations météorologiques qui varie en fonction des cultures : Arbres fruitiers, vignes, horticulture, maraichage, céréales, etc.

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).

II.2. Instruments de mesure

Les observations météorologiques portent sur les éléments du climat ou facteurs climatiques, elles s'effectuent à l'aide de certains instruments précis (Tableau 2) (d'après HALIMI, 1986 ; SOLTNER, 1999).

Tableau 2: Les différents instruments de mesure utilisés des observations météorologiques

Facteur climatique	Instruments de mesure utilisés
- Température de l'air	- Thermomètres à liquide ; thermographes ; thermomètres ordinaires et à maximum (à mercure) ; thermomètres à minimum (à l'alcool) ;
- Température du sol	thermomètres maxima-minima (à mercure, alcool ou toluène). - Thermomètres sondes.
- Radiation	- Pyranomètre ; Bilan-mètre (mesurant à la fois le rayonnement vers la terre et le rayonnement de la
- Durée d'insolation	terre vers le ciel).

	- Héliographe (de JORDAN ou de CAMPBELL-STOCKES).
- Précipitation	- Pluviomètre ; pluviographe.
- Evaporation	- Evaporomètre de Piche ; bacs d'évaporation ; case d'évaporation.
- Humidité de l'air	- Psychomètre ; psychomètre-fronde ; abaque ; hygromètre ; hygrographe à cheveu ; thermo-hygrographe.
- Humectation du feuillage	- Thermo-humectocgraphe.
- Risques de gelées	- Pagoscope.
- Direction du vent	- Girouettes simples ou enregistreuses.
- Force du vent	- Anémomètre ; anémographe.
- Pression atmosphérique	- Baromètres à mercure ou anéroïdes ; barographes.

II.2.1. Mesures climatiques dans les stations conventionnelles

Les mesures au niveau du sol de grandeurs météorologiques telles que la température ou l'humidité donnent des résultats différents relativement à l'environnement des instruments de ces mesures : par exemple, un thermomètre non protégé du soleil donnera des valeurs erronées. Pour éviter ces imperfections de mesures, on place les instruments à l'intérieur d'un abri météorologique (fig.1), l'abri de STEVENSON (du nom de son inventeur en 1864). C'est une boîte en bois qui minimise au maximum la transmission de chaleur, placée à 1,5 m du sol. Les parois de l'abri sont faites de lattes blanches pour réfléchir le rayonnement solaire et laisser passer l'air. Les lattes de l'abri permettent la circulation de l'air. La couleur blanche de l'abri sert à réfléchir les rayons du soleil, ce qui empêche que l'abri se réchauffe et que les données soient faussées.

Actuellement, les paramètres atmosphériques sont mesurés dans des conditions strictes à des pas de temps variables (de la seconde à la journée). Ces critères physiques de l'atmosphère correspondent principalement à des mesures de températures, précipitations, ensoleillement, humidité de l'air et vent.



À l'intérieur d'un abri météorologique

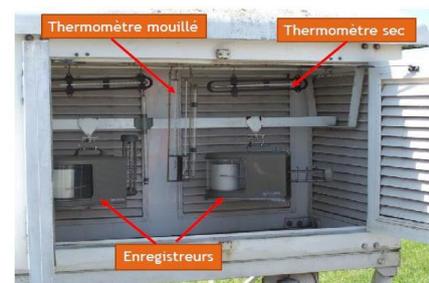


Figure 3: Abri météorologique de STEVENSON

II.2.2. Station automatique de mesure

Aujourd'hui, il existe des stations météorologiques numériques qui peuvent mieux mesurer et signaler les informations météorologiques. Certaines stations météorologiques peuvent même se connecter à des applications Android de téléphones intelligents ou aux services en ligne afin que les gens puissent accéder à leurs informations météorologiques de n'importe quel moment et n'importe quelle place. Les stations météorologiques numériques deviennent plus précises et plus faciles à utiliser.



Figure 4: Station météorologique automatique

II.3. Homogénéité des données

Les conditions de mesure d'une station peuvent varier au cours du temps. Les modifications des conditions de mesure (déplacement de stations, remplacement d'instruments de mesure, changement des heures d'observations ou encore modification de l'environnement immédiat de l'instrument de mesure) peuvent introduire des ruptures artificielles dans les données qui ne reflètent pas les variations réelles du climat. De ce fait, il arrive régulièrement que les séries de données climatiques contiennent des ruptures artificielles qui sont dues aux modifications des conditions de mesure et qui ne reflètent pas les variations réelles du climat.

Au cours des dernières décennies, plusieurs méthodes ont été développées pour corriger les ruptures artificielles des séries climatiques. En effet, le besoin de longues séries de données climatiques fiables se fait de plus en plus sentir dans divers domaines. Par exemple, les études des changements climatiques nécessitent la création de bases de données complètes avec lesquelles on pourra analyser de manière adéquate le signal climatique, suivre son évolution dans le temps et prévoir les changements futurs avec une incertitude minimale. Il est alors très important de développer des techniques robustes de détection de ces biais artificiels pour que les données utilisées se rapprochent le plus possible des observations qui auraient été faites sans perturbation des conditions de mesure. Le processus de détection et de correction des ruptures d'origine non climatique est appelé homogénéisation.

Diverses techniques d'homogénéisation ont été développées pour accommoder différents types de facteurs tels que la variable à homogénéiser, la variabilité

spatiale et temporelle des données selon l'endroit où les stations sont situées, la longueur des séries et le nombre de données manquantes, les métadonnées disponibles et la densité du réseau d'observations (Aguilar et al., 2003).

Malgré la grande diversité des méthodes d'homogénéisation, elles peuvent néanmoins être classifiées en deux catégories principales qui les rejoignent toutes : méthodes subjectives ou objectives. Lorsque l'emplacement d'une discontinuité est détecté à l'œil nu sur un graphique, la méthode appartient à la classe subjective même si des tests statistiques sont appliqués par la suite. Par contre, les méthodes objectives ne dépendent pas du jugement de l'utilisateur pour localiser les inhomogénéités.

II.4. Mesures en surface

II.4.1. Les précipitations

On appelle précipitations, toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle) et les précipitations déposées ou occultes (rosée, gelée blanche, givre,...). Elles sont provoquées par un changement de température ou de pression. Les précipitations constituent l'unique « entrée » des principaux systèmes hydrologiques continentaux que sont les bassins versants.

II.4.1.1. Formation des précipitations

La formation des précipitations nécessite la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. La saturation est une condition essentielle à tout déclenchement de la condensation (Dessens, H. 1954)³. Divers processus thermodynamiques sont susceptibles de réaliser la saturation des particules atmosphériques initialement non saturées et provoquer leur condensation :

- Saturation et condensation par refroidissement isobare (à pression constante),
- Saturation et condensation par détente adiabatique,
- Saturation et condensation par apport de vapeur d'eau,
- Saturation par mélange et par turbulence.

La saturation n'est cependant pas une condition suffisante à la condensation ; cette dernière requiert également la présence de noyaux de condensation (impuretés en suspension dans l'atmosphère d'origines variées - suie volcanique, cristaux de sable, cristaux de sel marin, combustions industrielles, pollution) autour desquels les gouttes ou les cristaux se forment. Lorsque les deux conditions sont réunies, la condensation intervient sur les noyaux ; il y a alors apparition de gouttelettes microscopiques qui grossissent à mesure que se poursuit l'ascendance, celle-ci étant le plus souvent la cause génératrice de la saturation. Les noyaux de

³ Dessens, H. (1954). Noyaux de condensation et pluie artificielle. Bull. Obs. du Puy de Dôme, 4, 113-119.

condensation jouent en fait un rôle de catalyseur pour la formation de gouttelettes d'eau.

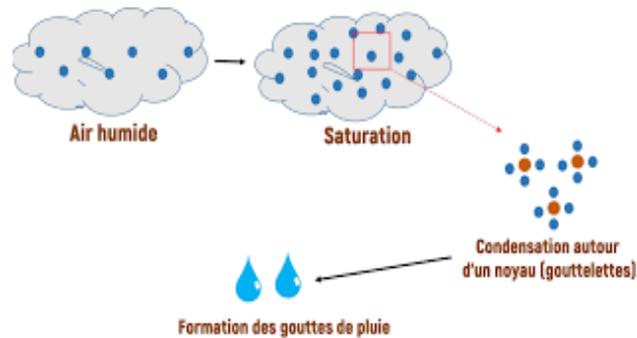
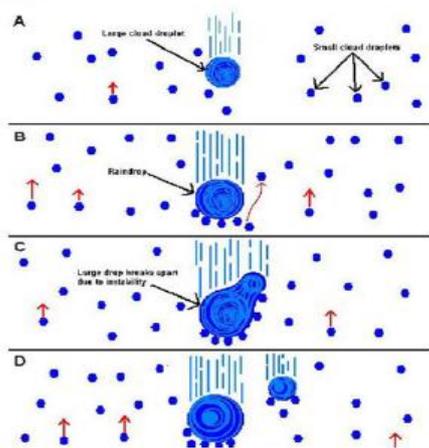


Figure 5: Processus de condensation de la vapeur d'eau et naissance de gouttes de pluie.

Pour qu'il y ait précipitations il faut encore que les gouttelettes ou les cristaux composant les nuages (les hydrométéores) se transforment en gouttes de pluie. Ce phénomène est lié à l'accroissement de ces éléments dont la masse devient suffisante pour vaincre les forces d'agitation. Ce grossissement peut s'expliquer par les deux processus suivants :

- **L'effet de coalescence** | Il y a grossissement par choc et fusionnement avec d'autres particules. Du fait de la dispersion des vitesses, le cristal en se déplaçant, soit en chute libre, soit par turbulence, entre en collision avec les gouttelettes surfondues ; la congélation de celles-ci augmente le volume du cristal. Il en est de même pour les gouttelettes de diamètre supérieur à 30 microns qui entrent en collision avec des gouttelettes de diamètre inférieur. Ce processus provoque un accroissement rapide de leur dimension et donc de leur masse augmentant leur vitesse de chute.
- **L'effet Bergeron** | L'effet Bergeron, de son découvreur Tor Bergeron, est le plus efficace des processus de formation des gouttes de pluie ou de neige. Lorsque des cristaux de glace se forment finalement par congélation de gouttelettes, ils ont une pression de saturation moindre que celle des gouttelettes environnantes. Les gouttelettes s'évaporent donc et la vapeur d'eau va se déposer sur les cristaux (Salomon, J.N. 2008). Ces cristaux finiront également par tomber et entreront en coalescence avec d'autres pour former des flocons de neige. Ils captureront également par coalescence des gouttes ce qui les givrera si la température est sous zéro degré Celsius. Si la température de l'atmosphère est partout sous zéro au-dessus du sol, on aura de la neige. Par contre, si le niveau de congélation n'est pas au sol ou s'il y a des couches au-dessus du zéro en altitude, on aura une variété de types de précipitations : pluie, pluie verglaçante, grésil, etc.

l'effet de coalescence



l'effet Bergeron.

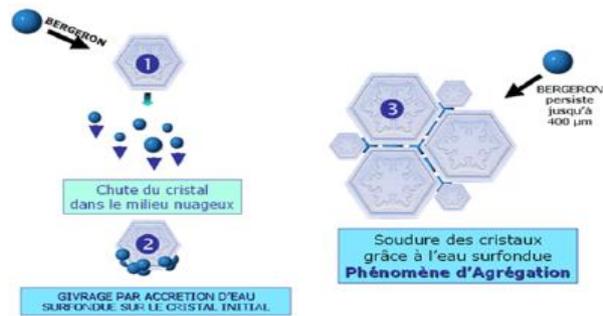


Figure 6: Accroissement des gouttes de pluie et des cristaux par les deux processus, coalescence et Bergeron.

II.4.1.2. Types des précipitations

Il existe trois types de précipitations :

⇒ **Les précipitations convectives**

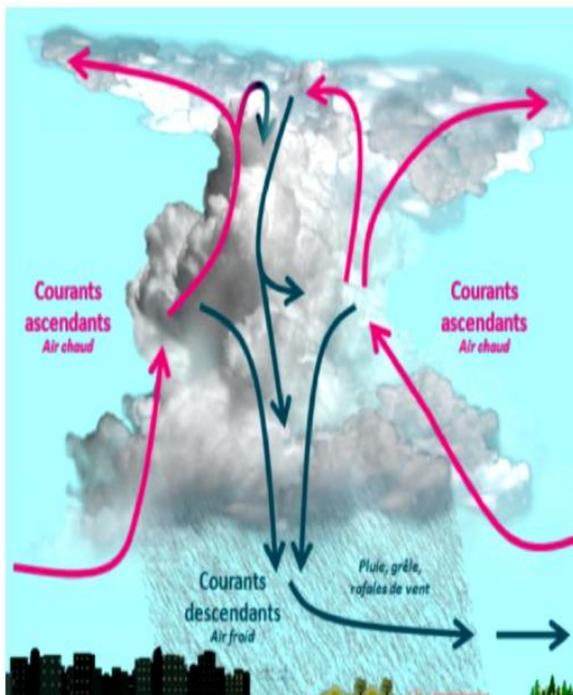


Figure 7: Cellule de convection donnant des précipitations convectives

Les précipitations convectives se forment suite à l'ascendance de particules d'air humide lors du réchauffement de la surface du sol qui est à l'origine des phénomènes météorologiques de type convectif. En effet, le flux de chaleur solaire qui déclenche la convection thermique et l'ascendance des particules dans une atmosphère instable, peut provoquer la saturation de l'air et donner naissance à des cellules convectives, éléments de base des systèmes orageux (Kawamura et al. 1997). Les précipitations résultantes de ce processus sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.

⇒ Les précipitations orographiques

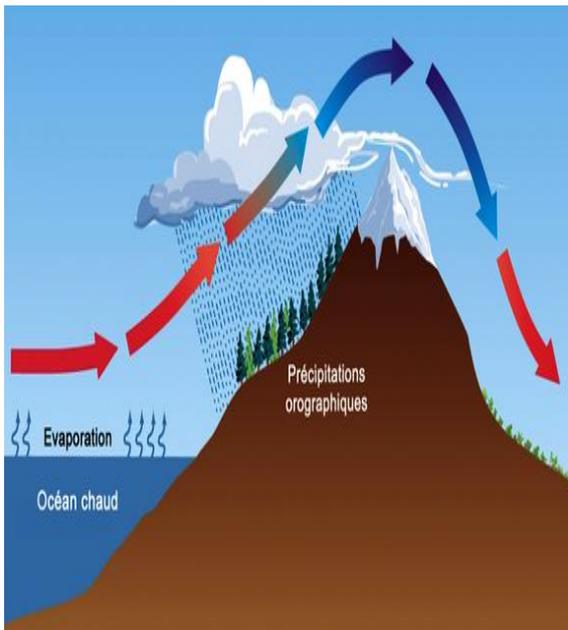


Figure 8: Précipitations orographiques (effet de l'altitude).

Elles s'expliquent par la présence d'une barrière topographique, d'où leur caractère très localisé. Lorsqu'une masse d'air en mouvement bute sur un relief, il se produit une compression et une ascendance dans la zone au vent et une détente dans la zone sous le vent (effet de foëhn). L'ascendance orographique (du grec or os, montagne) force donc la condensation à cause du processus de refroidissement et explique, en conséquence, la naissance des nuages et des précipitations (Vetter, J. 2004). On assiste alors à la naissance de nuages orographiques. L'angle de la pente, en influençant la vitesse d'ascendance des molécules de vapeur

d'eau, détermine en partie l'intensité des précipitations. En général, ces dernières présentent des intensités et des fréquences assez régulières.

⇒ Les précipitations frontales (ou de type cyclonique)

Les précipitations frontales sont associées aux surfaces de contact entre deux masses d'air de température, de gradient thermique vertical, d'humidité et de vitesse de déplacement différents, que l'on nomme « fronts ». Les fronts froids (une masse d'air froide pénètre dans une région chaude) créent des précipitations brèves, peu étendues et intenses. Du fait d'une faible pente du front, les fronts chauds (une masse d'air chaude pénètre dans une région occupée par une masse d'air plus froide) génèrent des précipitations longues, étendues, mais peu intenses.

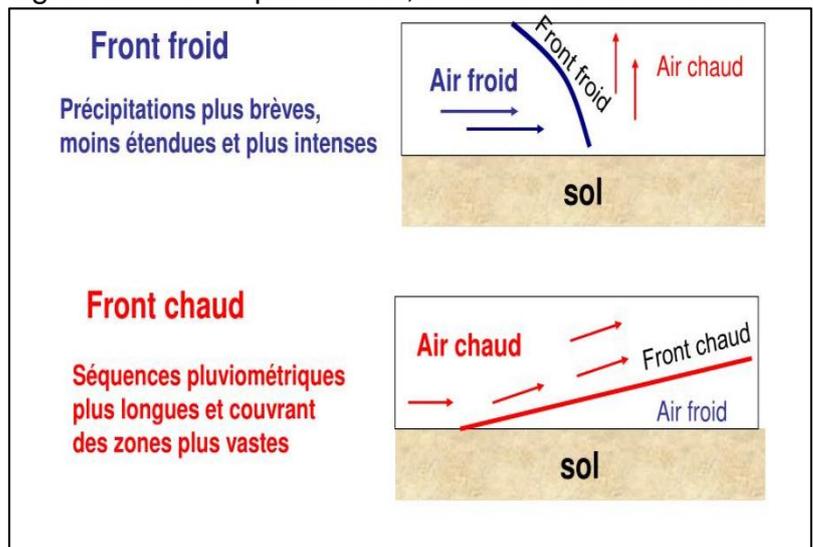


Figure 9: Précipitations frontales

II.4.1.3. Nature des précipitations

Il existe différentes natures de précipitations, selon les conditions atmosphériques :

- **La pluie** se forme depuis des gouttelettes ou des cristaux de glace qui, dans leur chute, ne sont pas soumis à des températures inférieures au seuil de congélation ; la taille des gouttes est variable : lorsqu'elles sont toutes petites (moins de 1,5 mm), elles forment une bruine ; au-delà, on parle de pluie.
- **La grêle** correspond à des billes de glaces pouvant tomber jusqu'à la vitesse de 160 km/h, avec des tailles parfois impressionnantes, certaines fois proches de celle d'une balle de tennis.
- **Le grésil**, contrairement à la grêle, passe à l'état liquide avant de rencontrer une couche plus froide et inférieure à 0 °C au cours de sa chute, poussant l'enveloppe à geler, tandis que le noyau reste souvent liquide.
- **La neige** se forme dans des conditions particulières, lorsque la vapeur d'eau se transforme directement en cristaux de glace qui s'agglomèrent de telle façon qu'ils forment des flocons, tout en traversant des couches dont la température leur permet de ne pas fondre au cours de leur chute.
- **La pluie verglaçante** apparaît lorsque les conditions de pression et de température au sol sont inférieures au point de congélation, alors que ce n'était pas le cas dans les couches supérieures.

II.4.1.4. Mesure des précipitations

Les mesures des précipitations et les autres paramètres atmosphériques se font généralement dans une station pluviométrique appelée aussi station météorologique. On peut mesurer pour un événement de précipitation la quantité d'eau précipité, elle s'exprime en hauteur d'eau ou bien lame d'eau par unité de surface horizontale (exemple 33 mm). On mesure aussi l'intensité des précipitations qui est la quantité d'eau (lame) en fonction du temps (mm/h, mm/jour, mm/an...).

Il existe plusieurs méthodes et appareil de mesure des précipitations, ces appareils on les appelle les pluviomètres.



Figure 10: Appareils de mesure des précipitations

- **Le pluviomètre** : instrument de base de la mesure des précipitations liquides ou solides. Il indique la quantité d'eau totale précipitée et recueillie à l'intérieur d'une surface calibrée dans un intervalle de temps séparant deux relevés.

- **Le pluviographe** : instrument captant la précipitation de la même manière que le pluviomètre mais avec un dispositif permettant de connaître, outre la hauteur d'eau totale, leur répartition dans le

temps, autrement dit les intensités.

II.4.1.5. Facteurs de variation des précipitations

- **Effet du relief et de l'exposition** : Les montagnes agissent sur la circulation atmosphérique dans de large gamme d'échelles, contribuant à une répartition inégale de l'humidité et des pluies dans l'espace et dans le temps. Le relief a un effet important sur le déclenchement et le l'intensité des précipitations.
- **Effet de l'emplacement géographique** : Les variations des précipitations qui peuvent être observées, dépendent de la localisation. Elles sont faibles en climat tempéré océanique ou en climat équatorial alors qu'elles sont de très grandes variations dans tous les climats arides ou semi-arides. En effet, plus la latitude est élevée, plus l'effet sur les pluies est important (Oki et Musiaké, 1991; Choïnel, 1986). En Algérie, les précipitations diminuent du Nord au Sud. Les pluies et la latitude forment une relation proportionnelle, phénomène appelé, effet de la continentalité.
- **Effets du vent** : Des études ont montré que les précipitations sont toujours liées à des convergences cycloniques ou frontales, des convergences de méso-échelle associées à des vents de vallées, de l'instabilité atmosphérique ou de l'humidité (Cosma and *al.* 2002). Là où la vitesse des vents est élevée et si de plus le sol où la végétation est humide en surface, une part importante du rayonnement est utilisée pour l'évaporation et la pluviométrie devient importante.
- **Effets de l'humidité de l'air** : La formation des systèmes nuageux est un phénomène lié aux mouvements verticaux de l'air et aux changements d'état de l'eau présente dans l'atmosphère. Au cours du soulèvement d'une particule d'air chaud et humide, les transformations subies par le mélange d'air et d'eau entraînent la saturation progressive de l'air et la condensation de la vapeur d'eau.

Ce phénomène se traduit par l'apparition des gouttelettes de nuage autour de microparticules hygroscopiques, les noyaux de condensation. Ce processus est à l'origine de la formation de la plupart des nuages, au sein desquels des précipitations peuvent se déclencher (Rogers et Yau, 1989).

- **Effets du végétal** : Le couvert végétal joue un rôle très important dans la modification des conditions climatiques. Il agit sur la rugosité qui dépend, surtout, de la hauteur des plantes, de la variation des strates et de son développement. Le couvert végétal agit, aussi, sur l'albédo.

II.4.1.6. Régimes des précipitations en régions méditerranéennes et en Algérie

Les pluies méditerranéennes sont irrégulières en termes de répartition spatiale, de fréquence et en quantité, certaines zones sont régulièrement arrosées que d'autres, pourtant voisines. Dans les régions méditerranéennes, la mer réchauffée en été combiné au grand réservoir énergétique de la convection d'automne, donne un potentiel pour un enclenchement de perturbation en automne et surtout en hiver. Ce type d'instabilité requiert un mécanisme extérieur pour amorcer le soulèvement.

Le plus naturel et le plus efficace est le soulèvement orographique (Banta, 1990). Ces deux conditions (proximité de la mer Méditerranée et présence de relief) donnent souvent naissance à des événements à la fois de convection profonde et peu profonde. Selon Baldy (1993), on observe une grande similitude entre les répartitions d'un mois (ou trimestre) donné, pour des stations situées dans une même zone climatique et d'altitude. Il est difficile de reconstituer des pluies unitaires en un lieu donné.

Les précipitations automnales et printanières ont souvent une répartition bimodale mais elle varie beaucoup selon les années : un mois particulier pourra être sec ou pluvieux ; et la moyenne dans ce cas n'a aucun sens. En fonction des saisons, les pluies méditerranéennes se caractérisent par :

- **En hiver** : les pluies sont de type océanique dues surtout à des perturbations d'Ouest de grandes dimensions spatiales ; elles sont généralement de faibles intensités instantanées mais de longues durées. On note une réduction des précipitations de hautes altitudes cependant la pluviosité augmente aux altitudes moyennes, sur des massifs au vent. Dans les régions plus arides, leurs importances relatives décroît plus vite que la pluie totale.
- **Au printemps et à l'automne** : parfois aussi en hiver en régions à climat aride, la plupart des pluies proviennent d'orages intéressant de faibles surfaces. L'intensité de la pluie est couramment supérieure à 60 mm/h. Ces pluies de courtes durées en général, sont liées aux déplacements des fronts. Certaines situations topo climatiques favorisent le développement fréquent d'orages de reliefs en fin de la journée, souvent accompagné de grêles.

Le nord de l'Algérie est dans la zone tempérée et jouit d'un doux climat méditerranéen. Compte tenu de sa topographie, il existe de forts contrastes dans les températures avec des incidences sur la pluviométrie. Les pluies sont assez abondantes le long de la partie côtière du Tell, les précipitations augmentent de l'ouest vers l'est. La pluviométrie moyenne annuelle est de 400 mm à l'ouest, 700 mm au centre et 1400 mm à l'est pour le littoral. Les précipitations y sont plus importantes dans la partie nord de l'est de l'Algérie, où elles atteignent jusqu'à 1400 mm/an. Le massif du Djurdjura, situé en Kabylie et le massif de l'Edough, situé plus à l'est, sont les zones les plus arrosées de l'Algérie (Touazi et al. 2011). La région des hauts plateaux d'Algérie avec un climat de type méditerranéen reçoit 70% des cumuls pluviométriques, pendant la saison froide d'octobre à février. Dans cette région, les précipitations se raréfient et deviennent plus irrégulières : 250 à 600mm (le plus souvent réparties entre 50 et 70 jours/an).

La saison sèche peut se prolonger jusqu'à 5 voire 6 mois (Chenafi et al. 2006).

II.4.2. Températures et Moyennes Thermiques

II.4.2.1. La Température de l'Air

La température de l'air résulte de nombreux facteurs comme le rayonnement solaire incident, le rayonnement émis par le sol ou le substrat (ce sur quoi s'exerce une action), la pression atmosphérique (éventuels apports issus de la mobilité, densité ou humidité de l'air), la quantité d'énergie consommée pour l'évapotranspiration, etc. La température moyenne de la basse atmosphère terrestre est d'environ 14°C ; mais cette valeur recouvre une forte hétérogénéité (disparité) spatiale et une variabilité temporelle élevée. La mesure de la température de l'air se fait à l'ombre et sous abri (pour éviter que l'appareil de mesure ne soit atteint directement par une quelconque radiation) avec soit un thermomètre à alcool ou à mercure. Trois systèmes de mesure sont utilisés :

- Le système de mesure le plus admis est la graduation en centigrades et l'unité est le degré Celsius (°C). Dans ce système, les deux températures extrêmes sont 0°C (glace fondante) et 100°C (eau en ébullition). Le degré centigrade est la centième partie de la différence entre ces deux extrêmes à la pression normale.
- Le deuxième système est la graduation Fahrenheit (°F) qui a cours dans les pays anglosaxons (USA, Australie, Grande-Bretagne, etc.). Dans ce système, les deux températures extrêmes sont 32 °F (glace fondante) et 212 °F (eau en ébullition)

NB : on passe aisément d'un système à l'autre : °C à °F : $T \text{ } ^\circ\text{F} = (T \text{ } ^\circ\text{C} * 9/5) + 40$;
°F à °C : $T \text{ } ^\circ\text{C} = (T \text{ } ^\circ\text{F} * 5/9) - 40$.

- Le troisième système est un système particulier utilisé pour les grandes températures selon une échelle de température absolue (absence totale d'agitation macroscopique) ; le 0° absolu (ou 0° Kelvin correspond à -273 °C ; on note 0 °K).

Pour gommer les effets d'altitude, les températures sont ramenées au niveau de la mer (niveau 0) en ajoutant 0,5 à 0,6 °C par 100 m à la température réelle. Les lignes de même température moyenne sont des *isothermes*. La température de l'air est modifiée par la température du sol (selon le type de substrat) ; ainsi on note divers comportements et régimes :

- Dans les moyennes et hautes latitudes :
 - En été, les continents sont plus chauds que les océans ;
 - En hiver, les continents sont plus froids que les océans ;
 - Dans les basses latitudes, les continents sont toujours plus chauds que les océans ;
 - Il fait plus froid en altitude (hauteur se mesurant à partir du niveau de la mer) qu'au sol ;
 - Il fait plus chaud le jour que la nuit ;

- L'écart entre les températures maximales (mesurées au thermomètre à mercure) et minimales (mesurées au thermomètre à alcool) s'appelle est l'*amplitude diurne* ;
- L'écart thermique entre le mois le plus chaud et mois le plus froid est l'*amplitude saisonnière*.

NB : ces deux écarts sont bien visibles sur les diagrammes en thermo-isoplètes.

II.4.2.2. Instruments de mesure

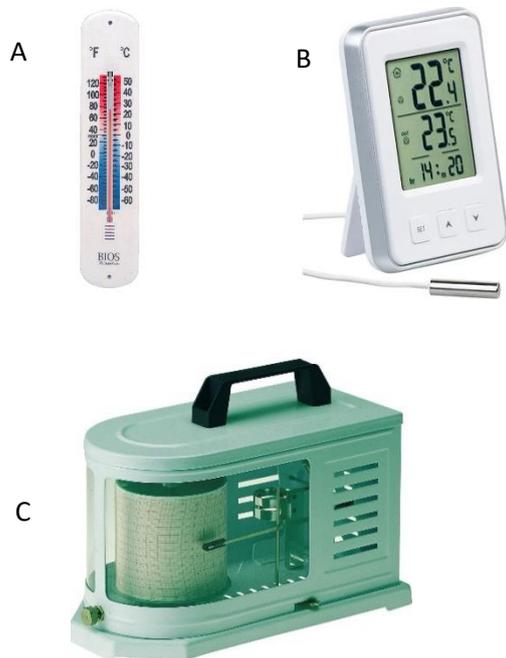


Figure 11: A : Thermomètre à mercure ; B : Thermomètre électronique ; C : Thermographe.

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.

Dans une station météorologique, on dispose d'un thermomètre qui mesure la température de l'air ambiant et d'un thermomètre mouillé (enveloppé dans de la gaze humide) qui donne la température à laquelle se produiraient les précipitations. La comparaison des deux lectures permet de calculer l'humidité de l'air. Les températures de l'air s'éloignent fréquemment des températures des sols dont la conductibilité thermique est très différente.

Dans la troposphère, la température de l'air baisse avec l'altitude, suite de la raréfaction de l'air et de l'éloignement par rapport au substrat, sauf lors d'inversions thermiques (air froid surmonté d'air plus chaud) où la décroissance est de $0,65^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$. Ce gradient résulte d'une moyenne entre les cas de décroissance de température dans l'air sec et dans l'air saturé (= 100% d'humidité relative).

Lorsque l'air n'est pas saturé, la décroissance appelée adiabatique est de $1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Lorsque l'air est saturé, elle est de $0,5^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ et on parle de pseudo-adiabatique.

La baisse de température est compensée lorsqu'il y a condensation par le dégagement de chaleur latente ; il est donc normal qu'en air sec, la baisse soit plus forte.

II.4.2.3. Les Moyennes Thermiques

À partir des 24 observations horaires du relevé quotidien de la température maximale et de la température minimale du jour, on établit des moyennes thermiques. Il est possible de gommer les effets d'altitude en ramenant les températures au niveau de la mer, c'est-à-dire en ajoutant à la température réelle un gradient de 0,5 à 0,6°C pour chaque hectomètre d'élévation. La carte des températures ainsi obtenue montre une répartition encore très inégale. Les températures diminuent de la zone intertropicale vers les pôles :

- Les températures moyennes *les plus élevées* (28-30°C) sont mesurées sur les continents subtropicaux où la radiation incidente est élevée (absence de nuages et évaporation réduite) ;
- Les températures *les plus basses* (-10°C à -50°C) sont enregistrées aux hautes latitudes sur les calottes ;
- Et celles de très forts gradients thermiques caractérisent les latitudes moyennes.

Par ailleurs, la température du substrat modifie la température l'air. En effet, au-dessus des océans, l'air est réchauffé par des eaux chaudes (dérive nord-atlantique) et refroidi par des eaux froides (courant du Labrador). Il s'ensuit de fortes dissymétries entre les façades à la même latitude.

- *L'amplitude thermique annuelle* est très faible à l'équateur et croît avec la latitude par suite de l'inégale illumination entre les solstices (moments de l'année où le soleil atteint ses positions les plus *méridionales* (+23,26°C) et *septentrionales* (-23,26°C) par rapport au plan de l'équateur céleste ou terrestre). Les régions situées au cœur des continents ont des amplitudes qui dépassent 20°C, alors que l'inertie thermique de l'eau atténue les variations temporelles (au-dessus des océans, ces amplitudes excèdent rarement 10°C). Une oscillation marquée durant l'année permet de parler d'hiver et d'été thermiques.
- *L'amplitude thermique diurne* est liée à l'effet de serre. En effet, plus l'air contient de poussières, de gaz absorbants, plus il y a de nuages et moins la déperdition thermique est grande. Au contraire, l'amplitude diurne est élevée dans les climats à type de temps « radiatifs » qui laissent s'échapper la radiation infrarouge émise par le sol durant la nuit. On observe trois grandes *zones thermiques* (Figure 3.1) : *0 à 35ème* : la zone chaude où les températures moyennes sont toujours > à 20°C ; *35 à 66ème* : la zone tempérée où les températures moyennes oscillent entre 0°C et 20°C ; *66ème aux pôles* : la zone froide avec des températures moyennes toujours < à 0°C.

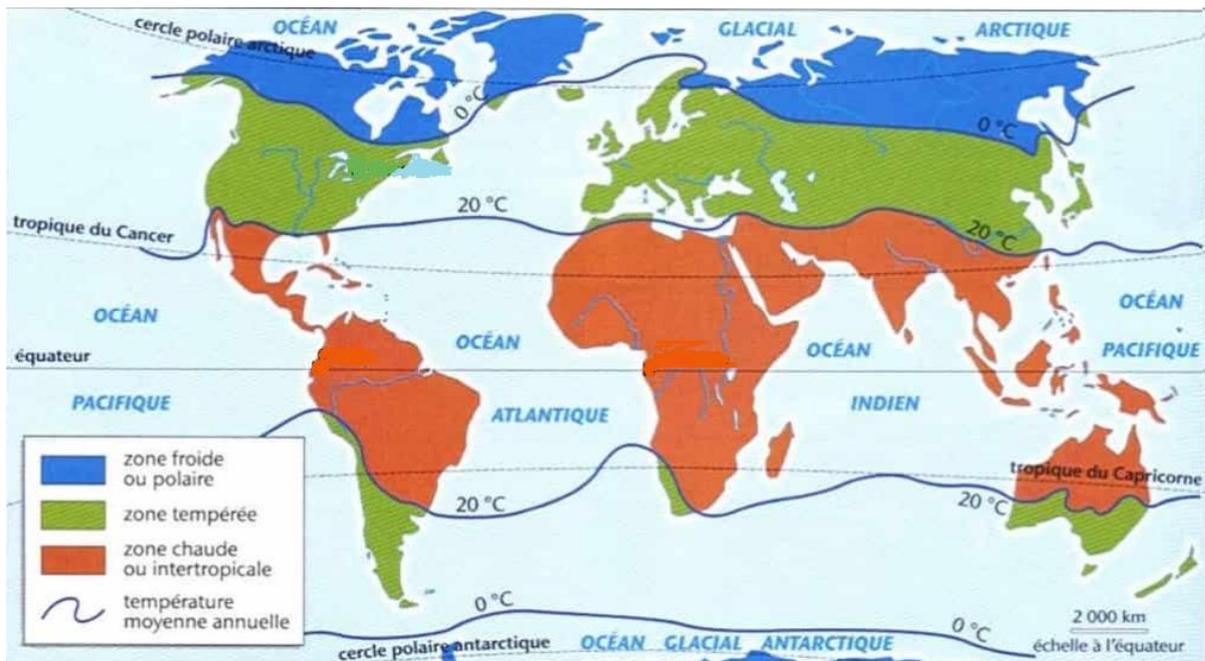


Figure 12: Les trois grandes zones thermiques

II.4.3. La pression atmosphérique

II.4.3.1. Définition de la pression atmosphérique

La pression atmosphérique est le poids d'une colonne d'air qui s'étend d'une altitude donnée jusqu'au sommet de l'atmosphère, cette pression décroît lorsque l'on s'élève en altitude. Lorsque la pression décroît, la densité de l'air et sa température décroissent également. La pression atmosphérique se mesure avec un baromètre en contrebalançant le poids de l'air avec du mercure. La pression est mesurée : en millimètres de mercure, en pascal (Pa), hecto-Pascal (hPa) ou en bar (B).

Au niveau de la mer, la pression est d'environ 1013,20 hPa. Quand elle est supérieure à 1013 hPa cela correspond à «un anticyclone». Mais quand la pression est inférieure à 1013 hPa c'est «une dépression». Plus la pression est basse, plus il y a du vent et si elle descend très vite en un court laps de temps cela indique un orage voire une tempête qui approche.

II.4.3.2. Mesure de la pression atmosphérique

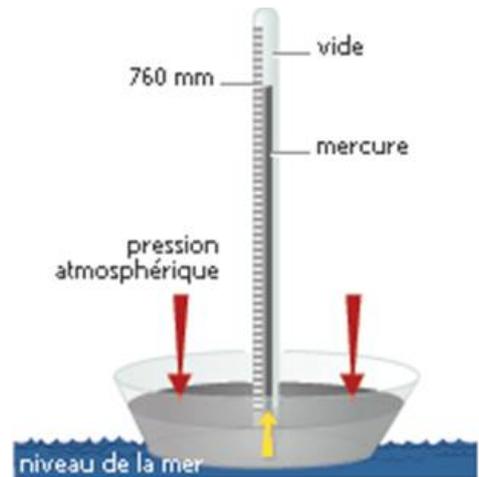
Dans le système international d'unités, la pression se donne en Pascal.

En météo il est plus pratique d'utiliser l'hectopascal (1 hPa = 100 Pa).

On utilise également le millibar (1 mbar = 1 hPa).

La valeur moyenne au niveau de la mer est de 1013 hPa soit 760 mmHg.

Nous retiendrons que :



En moyenne à 0 m : $P_{atm} = 1013 \text{ hPa} = 1013 \text{ mbar} = 760 \text{ mmHg} = 29,92 \text{ InHg}$
et $1 \text{ hPa} = 1 \text{ mbar} = 100 \text{ Pa}$

II.4.3.3. Les variations de pression avec l'altitude

La pression atmosphérique diminue lorsque l'on gagne de l'altitude. Cette variation n'est pas linéaire.

Pour la déterminer, il existe des calculs tenant compte de la variation d'altitude et de température. C'est ce que l'on appelle la loi du nivellement barométrique.

La diminution est plus importante en basse altitude qu'en haute altitude.

Puisque dans l'atmosphère standard une pression donnée correspond à une altitude bien déterminée, il est possible de se servir d'un baromètre pour mesurer les altitudes.

L'instrument approprié à la mesure des altitudes, l'altimètre, est un baromètre anéroïde.

Pression atmosphérique en fonction de l'altitude

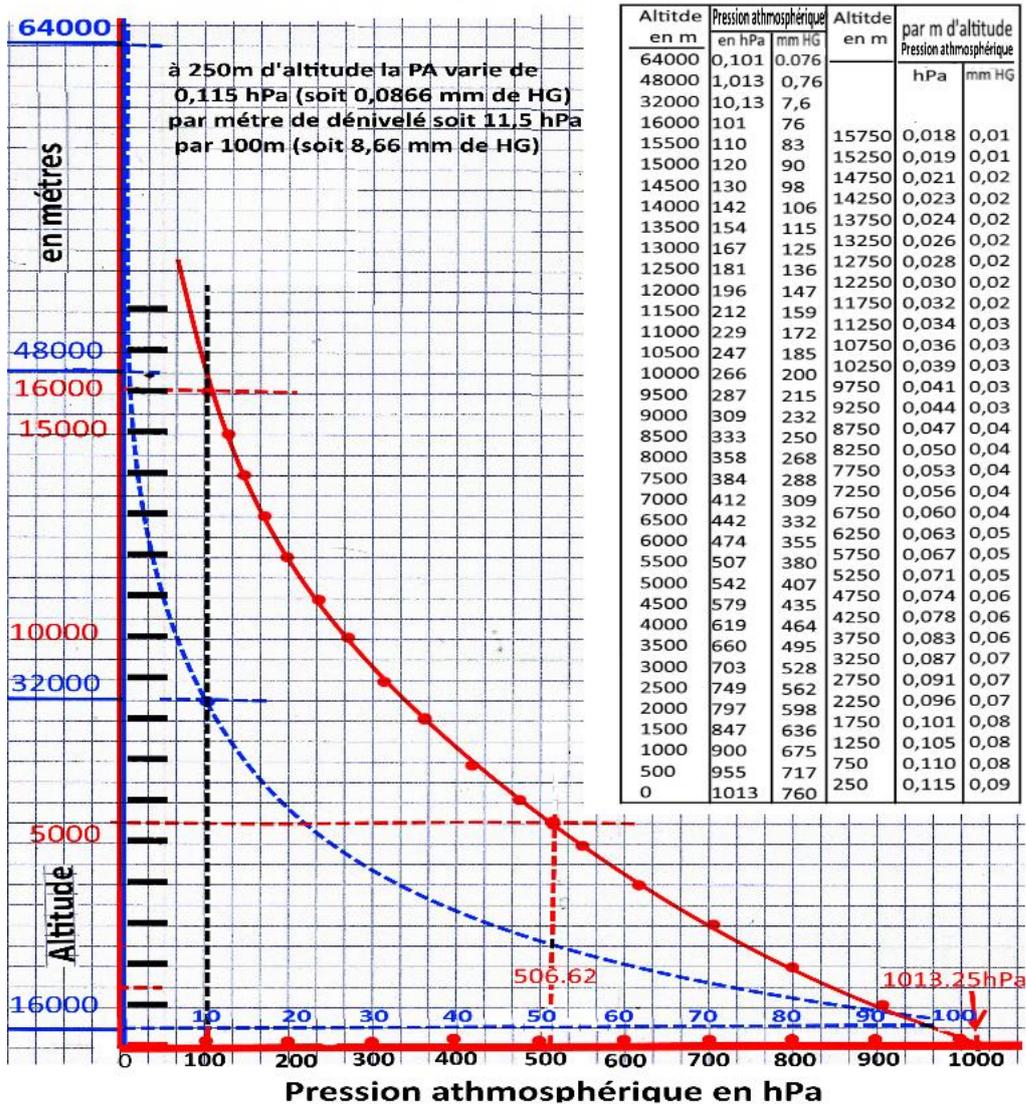


Figure 13: Variations de pression avec l'altitude

II.4.3.4. Les variations de pression au niveau de la mer

La pression ne varie pas seulement en fonction de l'altitude mais aussi selon le lieu. Selon la nature du sol et divers autres paramètres, la température n'est pas uniforme au niveau de la mer et de ce fait la pression ne l'est pas non plus. On trace alors des cartes sur lesquelles figurent des courbes joignant les points de même pression au niveau de la mer : **des isobares**. L'exemple ci-dessous montre les éléments caractéristiques que ces cartes mettent en évidence :

1- Les anticyclones

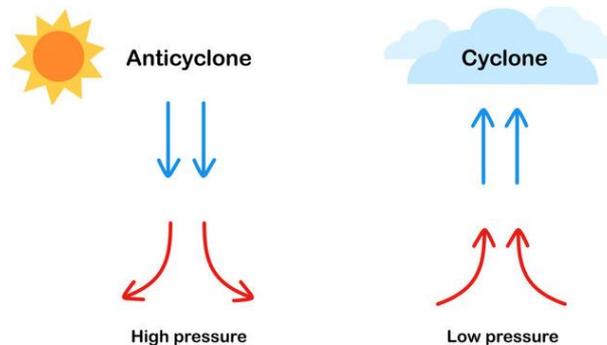
Ce sont des zones de haute pression que l'on note A ou H (H pour high sur les documents anglo-saxons).

Dans ces zones le vent est faible et le temps est beau avec un ciel souvent bien dégagé.

2- Les dépressions (cyclones)

Ce sont des zones de basse pression que l'on note D ou B (L pour low sur les documents anglo-saxons).

Dans ces zones le vent est plutôt fort et le temps est mauvais avec un ciel souvent fort encombré et des précipitations fréquentes.



3- Les Cols

Zone située entre des dépressions ou anticyclones et marquant une inversion de sens d'évolution de la pression. Dans cette zone les vents sont relativement calmes et de direction variable. Le temps est également variable.

4- Les marais barométriques

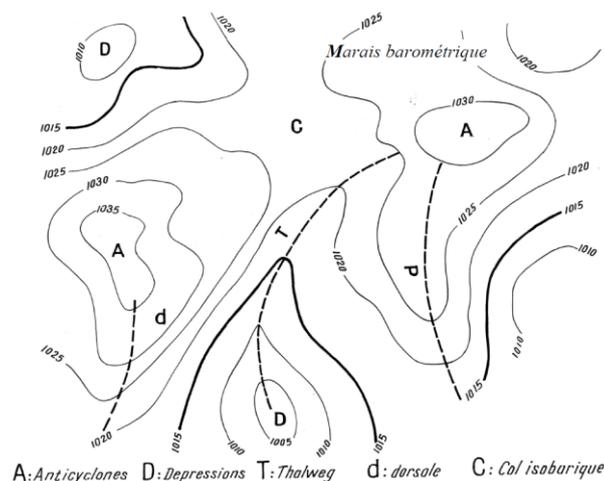
Ce sont de vastes zones où la pression évolue très peu. Les vents y sont faibles et de direction très variable. Il s'agit d'une zone de mauvais temps stagnant.

5- Les dorsales

Il s'agit d'une avancée d'un anticyclone dans les zones de pression plus basse. Le temps dans cette région est en général beau.

6- Les Talwegs ou Thalwegs

C'est une avancée des zones de basse pression. Il s'agit souvent de l'effet d'un front froid. On y rencontre des vents assez forts et du mauvais temps.

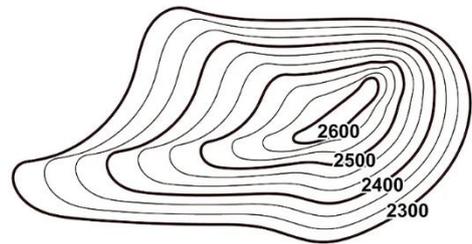
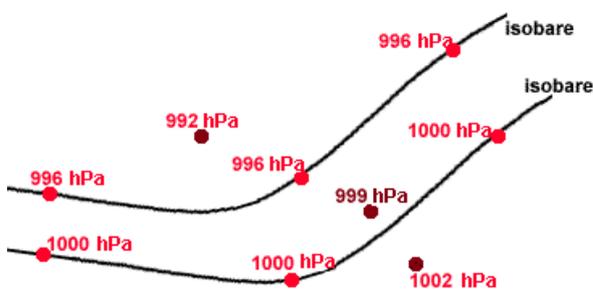


7- Isobares

Une isobare est une ligne, sur un graphe ou une carte, reliant les points d'égale pression. Dans l'espace à trois dimensions que forme l'atmosphère, les lignes de surface isobare réunissant à un instant détermine les points de même pression atmosphérique servent à délimiter sur les cartes d'analyse objective et celles de prévision météorologique les systèmes météorologiques : dépressions, anticyclones, creux et crêtes barométriques.

Lorsqu'on trace des cartes météorologiques en altitude, bien qu'on puisse faire des cartes indiquant les lignes isobares à une hauteur standard, on va plutôt tracer les isohypses* à des niveaux de pression constante, dites hauteurs isobares. Dans ces cas, on utilise certaines valeurs internationalement fixées de la pression, dont les plus importantes sont 850, 700, 500, 300 et 200 hPa et les isohypses représentent la hauteur par rapport au niveau de la mer où se trouvent ces pressions.

* Une **isohypse** est une ligne d'égale altitude sur un graphique ou une carte.



Isohypse

II.4.4. Humidité relative de l'air

II.4.4.1. Définition de l'humidité relative

La quantité de vapeur d'eau qui peut être contenue dans l'air dépend des conditions de température et de pression de ce dernier. Plus la température de l'air est élevée et plus la quantité d'eau qui peut être dissoute est importante.

L'humidité relative est le rapport entre la masse d'eau dissoute dans l'air et la masse maximale d'eau que l'on peut y dissoudre.

Lorsque l'humidité relative atteint 100 %, on dit qu'il y a saturation ou que l'air est saturé en vapeur d'eau.

Dans ce cas il va pouvoir se former des nuages ou du brouillard selon les conditions. L'humidité relative permet donc aux météorologues de prévoir les formations de nuages et même le type de nuages et les risques de précipitation.

L'humidité relative se mesure avec un hygromètre ou un psychromètre. Elle se note, en général, HR.

Il est donc important de connaître l'état de l'air par rapport à la saturation.

- La tension de la vapeur d'eau (e), mesurée en Pascal (Pa) ($1 \text{ Pascal} = 10^{-5} \text{ bar}$), représente la pression partielle de la vapeur d'eau dans l'air considéré comme un mélange gazeux.
- A une température donnée, cette quantité ne peut dépasser une valeur déterminée,
- Cette valeur pour laquelle **l'air est saturé** est appelée **tension maximum de la vapeur d'eau (e_w)** pour cette température.

La différence ($e_w - e$) est le déficit de saturation de l'air.

- A chaque instant, **le rapport de la tension de la vapeur d'eau (e)**, réellement observée, à **la tension maximum de la vapeur d'eau (e_w)**, correspondant à la température de l'air et à la pression atmosphérique au même moment, représente **l'humidité relative** ou degré hygrométrique de l'air.

$$H\% = (e/e_w) * 100$$

- e : Humidité absolue (g/m^3) e_w : Humidité saturante (g/m^3)
- L'humidité relative compare donc la quantité d'eau présente dans l'air à la quantité qu'il faudrait pour saturer cet air à une température donnée.

Exemple :

- Si l'humidité relative est de 50 %, cela signifie que l'air contient la moitié de la quantité maximale de vapeur d'eau qu'il peut contenir.
- Une humidité relative de 0% correspond à un air totalement dépourvu de vapeur, tandis que la valeur **100%** correspond à **la saturation**
- D'une façon générale, on considère qu'un air est **sec** quand son humidité relative est inférieure à **35%** humide quand celle-ci est supérieure à 70%.
- En effet, la tension de vapeur d'eau (e) est sensiblement constante au sein d'une masse d'air.
- En revanche, la tension maximale (e_w) est une fonction croissante de la température.

II.4.4.2. Saturation de l'air humide

Pour une même quantité de vapeur d'eau dissoute, l'humidité relative dépend de la température.

Plus il fait froid, et plus elle est importante. Une masse d'air pourra atteindre la saturation de deux façons différentes :

- Par une augmentation de la masse de vapeur d'eau dissoute si elle passe au-dessus d'étendues maritimes ou de sols détrempés.

e augmente et atteint, à température constante, la valeur de e_w

- Par un abaissement de température qui augmente l'humidité relative jusqu'à 100 %. En effet, à plus faible température la quantité d'eau pouvant être dissoute dans l'air est plus faible.

La particule d'air contient la même quantité d'eau. Si elle se refroidit, e_w diminue jusqu'à atteindre la valeur de e .

Pour ce dernier mode on définit deux températures auxquelles on peut atteindre la saturation :

II.4.4.2.1. la température du point de rosée:

(dew point) correspond à la température à laquelle on atteint la saturation si la pression reste constante au cours du refroidissement. Ce phénomène peut se produire au cours du refroidissement nocturne ou au petit matin et il provoque de la rosée ou des brouillards. Le danger des brouillards en aéronautique rend les pilotes particulièrement sensibles à la température du point de rosée.

- Diagramme de Mollier :

Il permet de déterminer le point de rosée lorsque l'on connaît l'humidité relative et la température de l'air.

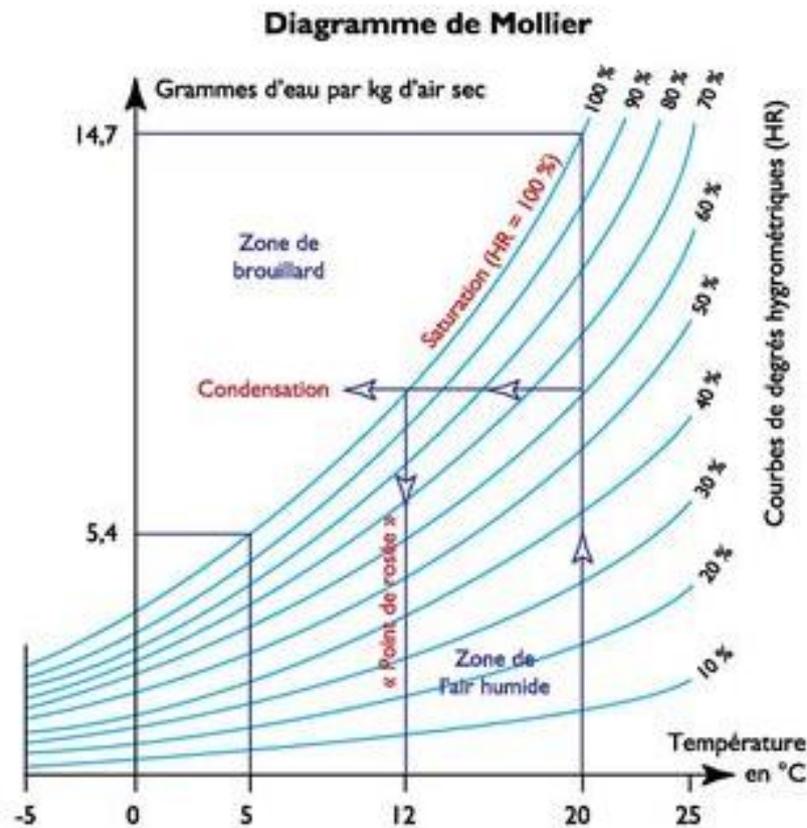


Figure 14: Diagramme de Mollier

II.4.4.2.2. La température du point de condensation :

Correspond à la température à laquelle on atteint la saturation si le refroidissement est provoqué par une baisse de la pression.

Lorsqu'une particule d'air humide s'élève dans l'atmosphère, sa pression diminue. Il en résulte une diminution de température également.

Lors de sa montée l'air subit une détente adiabatique (sans échanger de chaleur avec une autre masse d'air). **Si l'air n'est pas saturé, la température diminue de 1 °C tous les 100 m. On appelle cette diminution, le gradient adiabatique en air sec.**

Si la température atteint le point de condensation, des gouttelettes d'eau en suspension apparaissent. Il se forme un nuage dont la base se situe au niveau du point de condensation. Lors de la condensation, l'eau cède de la chaleur à l'air dans lequel elle était dissoute. Le gradient de température change alors et **le gradient en air humide est de 0,6 °C pour 100 m**. L'humidité relative de l'air reste alors de 100 %. A partir du point de condensation, tout au long de sa montée l'air se sépare de la vapeur d'eau qu'il contient.

II.4.4.2.3. La surfusion

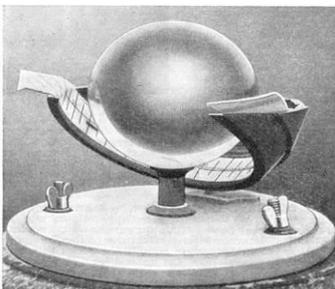
En règle générale, quand H atteint 100% la vapeur d'eau se transforme en eau liquide a température positive, en glace a température négative.

On rencontre souvent des zones de précipitations surfondues, c'est-a-dire de l'eau liquide a une température négative (entre 0°C est – 40°C, mais plus généralement entre – 4° et – 7° C).

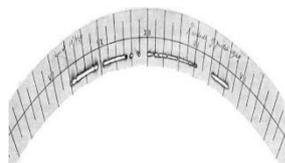
II.4.5. Ensoleillement

L'ensoleillement est la durée pendant laquelle un lieu subit le rayonnement direct du soleil. Il dépend de la position géographique du lieu (latitude) et de la nébulosité. Le climat lumineux d'un lieu dépend de la durée, de l'horaire de distribution, de l'intensité et de la qualité de l'insolation. La durée d'insolation se mesure généralement à l'aide d'un héliographe (Fig.15). Cet instrument enregistre la durée d'insolation, c'est-à-dire les intervalles de temps pendant lesquels le soleil est visible ou pendant lesquels le rayonnement solaire atteint une intensité suffisante pour produire des ombres portées sur le sol ; cette intensité correspond à un éclaircissement énergétique égal ou supérieur à 120 W.m⁻². **L'héliographe Campbell-Stokes** est une sphère de verre à la surface focale de laquelle on place une bande de carton de couleur et de texture définies.

L'effet thermique du rayonnement solaire direct concentré par la sphère produit une brûlure, un brunissement ou une décoloration du carton suivant l'intensité du rayonnement. La somme de ces traces permet d'estimer la durée réelle d'insolation. La durée maximale théorique d'insolation (par ciel clair) est le temps compris entre le lever et le coucher du soleil. La fraction d'insolation est le rapport de la durée effective à la durée maximale théorique.



A: L'héliographe Campbell-Stokes



B : Pyranomètre

Figure 15: Appareils de mesure de l'ensoleillement

Les mesures de Rayonnement Global (Rg) ou mesure de la quantité d'énergie solaire en lumière visible, reçue au sol (en W.m⁻²), sont réalisées à l'aide de pyranomètre. En fait, récemment les pyranomètres peuvent jouer aussi le rôle d'un héliographe et de quantifier également la durée d'insolation.

II.4.6. Les nuages

II.4.6.1. Mécanismes de la formation des nuages

Un nuage est formé d'un ensemble de gouttelettes d'eau ou de cristaux de glace en suspension dans l'air. L'aspect du nuage dépend de la lumière qu'il reçoit et des particules qui le constituent. La couleur et l'éclat des nuages sont dus à la diffusion des rayons lumineux provenant du soleil et de la lune aussi bien que du ciel et du sol.

Un nuage se forme par condensation de la vapeur d'eau lorsque l'air humide se refroidit. Le refroidissement est provoqué soit par contact avec une surface plus froide, soit - le plus souvent - selon le processus :

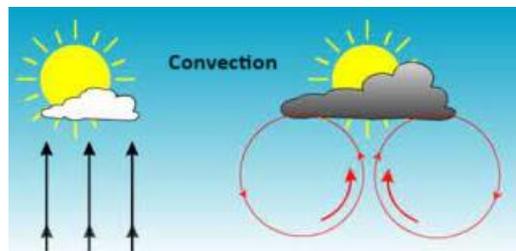
- Soulèvement
- Détente
- Refroidissement (Baisse de pression)

II.4.6.1.1. La convection :

Le réchauffement du sol se communique à l'air qui, dilaté donc plus léger, se met à monter et se refroidit par détente.

Les nuages de convection apparaissent d'autant plus facilement qu'il y a de l'air froid en altitude (masse d'air instable).

Les bases de tels nuages sont horizontales, leurs sommets évoluent en fonction de la température. Ils sont fréquents l'été sur terre, l'hiver sur mer.



II.4.6.1.2. Soulèvement orographique



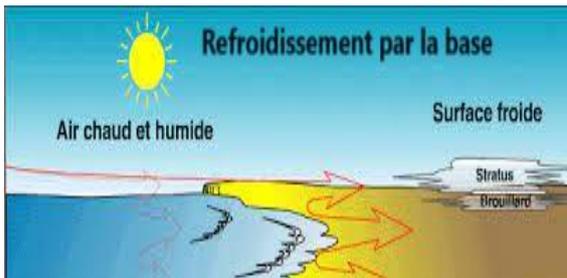
Le relief oblige la masse d'air à s'élever sur sa face au vent. La masse d'air s'élevant, sa température s'abaisse et peut atteindre le seuil de saturation. Un nuage se forme alors sur le versant au vent et se dissipe sur le versant sous le vent.

II.4.6.1.3. Soulèvement frontal

Dans une perturbation en mouvement, l'air chaud est soulevé à l'avant par la masse d'air froid antérieur (front chaud). L'air froid postérieur rejette l'air chaud en altitude (front froid). Le long des fronts se forment les nuages.



II.4.6.1.4. Refroidissement par la base



Ce mécanisme conduit à la formation de nuages bas ou brouillard. Il est fréquent l'hiver à l'approche d'une masse d'air doux et humide venant de l'Atlantique. On l'observe l'été en mer lorsque de l'air relativement doux arrive sur des eaux froides.

II.4.6.2. Nuages et précipitations

Lorsque des courants ascendants apportent de la vapeur d'eau au coeur de ces nuages déjà saturés, les gouttelettes d'eau ou les cristaux de glace se soudent pour donner naissance à des météores (particules en suspension dans l'air) trop grosses pour être maintenue dans le nuage par les courants ascendants. Ces météores tombent alors vers le sol.

Pendant qu'il produit de la pluie ou de la neige le nuage ne se vide pas (sauf les cumulonimbus). C'est l'apport continu de vapeur par des courants ascendants qui alimente le nuage. Dans son air déjà saturé elle se condense et augmente la taille de météores.

Selon les nuages et les périodes de l'année, les précipitations peuvent être de différentes natures :

- Bruine (stratus)
- Pluie ou neige continue (nimbostratus)
- Averses de pluie ou de neige (gros cumulus et cumulonimbus)

Outre leur phase, on distingue donc deux types de précipitations en fonction du mécanisme qui cause le mouvement vertical :

1) Les précipitations stratiformes qui viennent du soulèvement lent et à grande échelle de l'humidité qui se condense uniformément. Comme exemple :

- **Les précipitations synoptiques**, causées par les dépressions des latitudes moyennes.
- **Les précipitations côtières** qui ont lieu à proximité des littoraux et ont pour cause le soulèvement de l'air humide provenant de l'océan par les aspérités du continent.
- **Les précipitations orographiques** où le relief force les masses d'air à s'élever : les versants au vent sont alors très pluvieux, les versants sous le vent sont plus secs. Le foehn est une illustration de ce phénomène.

2) Les précipitations convectives résultent de la brusque élévation de masses d'air chargées d'humidité, par la poussée d'Archimède, à cause de l'instabilité de l'air. Comme exemple :

- Les orages et averses isolés ou organisés.
- **Les précipitations des zones de convergence** où les orages se développent parce que l'air instable et humide peut se concentrer et convecter avec le réchauffement diurne. Par exemple, on retrouve cela dans la zone de convergence intertropicale et à l'avant des fronts froids.
- **Les précipitations cycloniques** où les précipitations convectives généralisées sont engendrées par l'organisation des cyclones tropicaux.

II.4.6.3. Classification des nuages

Au XIXe siècle, une classification assez complexe des nuages a été développée. Elle était basée sur leur apparence et faisait usage de termes en latin. Cette nomenclature a été simplifiée en répartissant les nuages selon les deux types de nuages, cumulus et stratus, et en les divisant en quatre groupes selon la hauteur de leur base, non l'altitude de la cime.

Les nuages élevés commencent par le préfixe cirrus, auquel on ajoute le « genre » cumulus ou stratus. Les nuages d'altitude moyenne ont comme préfixe altus mais il n'existe pas de préfixe pour les nuages bas.

Établie par l'OMM (Organisation Mondiale de la Météorologie), la classification est donc basée essentiellement sur la forme et l'aspect des nuages.

La considération des altitudes aux quelles certains genres de nuages se rencontrent le plus fréquemment a conduit à la notion d'étages. La partie de l'atmosphère dans laquelle on observe habituellement les nuages (la troposphère) a été divisée verticalement en trois étages appelés respectivement : étage supérieur, étage moyen et étage inférieur.

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

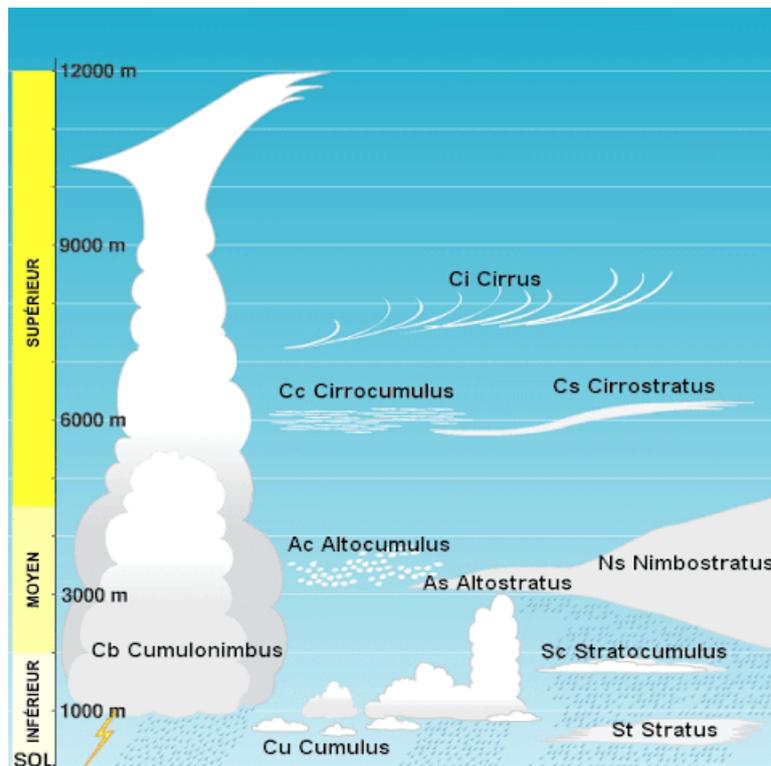


Figure 16: Classification des nuages selon leurs forme, altitude et leur capacité à donner de la pluie

Les nuages de l'étage supérieur sont constitués de cristaux de glace.

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

Les nuages de l'étage inférieur sont constitués de gouttelettes d'eau.

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

II.4.6.4. Types de nuages

- ⇒ **Nuages stables** : Les nuages stratiformes ou nuages de la famille des stratus, sont des nuages filandreux de caractère stables et à développement horizontal.
- ⇒ **Nuages instables** : Les nuages cumuliformes ou nuages de la famille des cumulus, sont des nuages de caractère instable et à développement vertical.

II.4.6.5. Description des 4 familles de nuages

Les nuages sont habituellement divisés en quatre familles principales selon leur hauteur au-dessus du sol :

- Nuages de l'étage supérieur,
- Nuages de l'étage moyen,
- Nuages de l'étage inférieur
- Nuages à grand développement vertical, qui peuvent s'étendre à tous les niveaux.

Tableau 3: Description des 4 familles de nuages

Étage	Nom	Hauteur base	Épaisseur	Composition	Précipitations
Supérieur	Cirrus (Ci)	7-10 km	Jusqu'à qk km	Cristaux de glace	N'atteignent presque jamais le sol
	Cirrocumulus (Cc)	6-8 km	200-400 m	Cristaux de glace	Aucune
	Cirrostratus (Cs)	6-8 km	100m à qk km	Cristaux de glace	N'atteignent presque jamais le sol
Moyen	Altostratus (As)	3-5km	1-2km	Mixte: glace et liquide	Neige en hiver
	Altostratus (As)	3-5km	1-2km	Mixte: glace et liquide	Neige en hiver
Inférieur	Nimbostratus (Ns)	100m-1km	Plusieurs km	Mixte: glace et liquide	Pluie ou neige continue
	Stratocumulus (Sc)	600m-1,5km	200-800m	Surtout liquide	Rares
	Stratus (St)	100-700m	200-800m	Surtout liquide	Rares
Nuages à développement vertical	Cumulus (Cu)	800 m à 2 km	Qk centaines de mètres à qk kilomètres	Liquide	Rares
	Cumulonimbus (Cb)	400 m à 1 km	Plusieurs km	Mixte: liquide et glace	Forte pluie Parfois grêle

II.4.7. Le vent

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

Sa direction est déterminée à l'aide d'une girouette ou d'une manche à air. Selon la convention internationale, on mesure la vitesse et la direction du vent sur une tour à 10 mètres au-dessus du sol. L'anémomètre est constitué de trois coupelles en forme de demi-sphères orientées dans le même sens et qui sont libres de tourner. La plupart des anémomètres modernes (Fig. 17) comprennent un système électronique interne qui calcule le nombre de tours que font les coupelles ou les hélices pendant un temps précis.



Figure 17: Instruments de mesure du vent/ A: Manche à air; B: Anémomètre avec girouette; C: Anémomètre électronique

Le vent peut avoir une action mécanique (érosion du sol, déformation des arbres...) ou physiologique. Le vent exerce sur toute surface fixe située dans l'atmosphère une force de pression dynamique proportionnelle au carré de sa vitesse et fonction de sa direction par rapport à cette surface. Pour une paroi perpendiculaire à la direction du vent, les pressions exercées sont présentées ci-dessous (Tab.3).

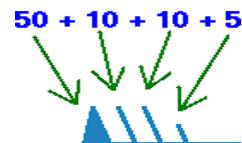
Tableau 4: Valeurs de l'échelle de Beaufort

Force du vent	Vitesse du vent en km/h	Appréciation
0	0	Calme
1	5 à 6	Presque calme
2	12 à 14	Légère brise
3	18 à 20	Petite brise
4	26 à 28	Brise
5	33 à 35	Bonne brise
6	42 à 44	Frais
7	48 à 50	Grand frais
8	57 à 59	Petit coup de vent
9	70	Coup de vent
10	85	Fort coup de vent
11	95 à 100	Tempête
12	120 et plus	Ouragan

Sur une carte de vents un bâtonnet indique la force moyenne et la direction du vent. La **force** est donnée par les petites barres qui l'accompagnent sur une des extrémités.

Une petite barre indique 5 nœuds, une grande barre indique 10 nœuds. Une fois arrivé à 50 nœuds, le tout est remplacé par un triangle plein. La **direction** est donnée par l'autre extrémité du bâtonnet. Il est possible de trouver le vent à différentes altitudes.

⊙	Vent calme	└─	10 nœuds
└─	5 nœuds	└─└─	50 nœuds
Exemple :  vent de 25 nœuds			



La rose des vents

Les roses des vents sont des graphiques qui caractérisent la vitesse et la direction des vents à un endroit donné. Présenté dans un format circulaire, la longueur de chaque "rayon" autour du cercle indique la fréquence temporelle que le vent souffle d'une direction particulière (direction dominante). Les couleurs le long des rayons indiquent les catégories de vitesse du vent.

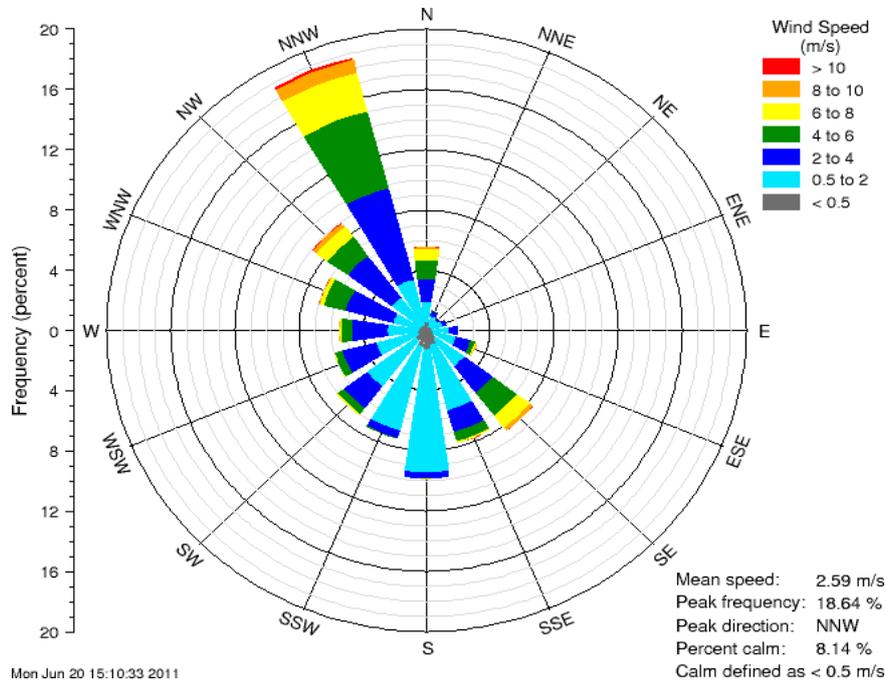


Figure 18: La rose des vents

Chapitre III | Mécanismes de la circulation générale des systèmes de vents : Alizés, Vent d'Ouest, vents polaires.

L'air d'une haute pression se déplace toujours vers une zone de basse pression. Il en résulte un déplacement de l'air : du vent. Ce mouvement de l'air est appelé aussi cellule de convection.

Si on suppose que la terre est immobile et la température constante, il y'aura pas du vent. De l'air froid et de l'air chaud se sont rencontrés donnant ainsi lieu à la formation d'un déplacement d'air appelé vent.

On identifie les vents en fonction de leur provenance grâce à la rose des vents. On les classe ensuite en vents constants s'il souffle de manière assez continue dans la même direction (exemple : alizés et contre-alizés).

A contrario, on parle de vents périodiques s'il se produit en alternance et avec une certaine régularité dans des directions opposées (exemple : moussons).

III.1. Mouvements à grande échelle

L'ensemble des trois cellules convectives (équatoriale, tempérée et polaire) provoque une série de mouvements circulaires de l'air qui enveloppent toute la planète et produisent les vents planétaires.

⇒ Les vents planétaires dominants à basse altitude

Dans cette famille, on distingue trois grands groupes de vents constants :

- Les alizés (ou vents d'est tropicaux)
- Les vents d'ouest
- Les vents d'est polaires

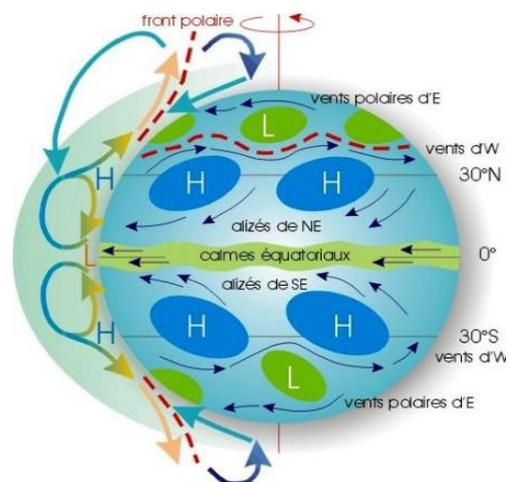


Figure 19: Classification des vents

La circulation atmosphérique ne se fait pas simplement des pôles à l'équateur. Il y a trois zones de circulation des vents entre l'équateur et les pôles.

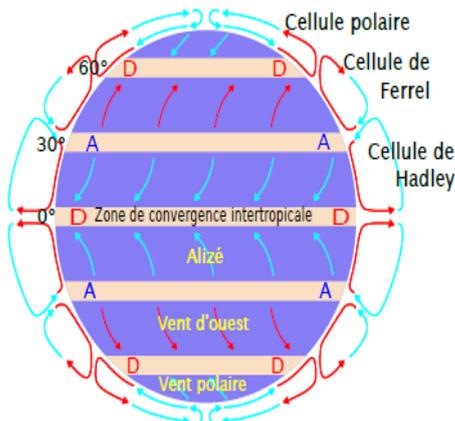


Figure 20: Vue idéalisée des trois cellules ou zones de circulation atmosphériques

1. La première zone est nommée **cellule de Hadley**. Elle se situe entre l'équateur (1) et le 30^e parallèle. On y retrouve des vents réguliers appelés **les alizés**. Les alizés soufflent du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans celui du sud. Les navigateurs à voile ont depuis longtemps utilisé cette zone de vents réguliers pour traverser les océans ;
2. La deuxième zone est nommée **cellule de Ferrel**. Elle se situe entre le 30^e et 60^e parallèle. On y retrouve plusieurs systèmes dépressionnaires transitoires et les vents dans la cellule de Ferrel viennent surtout de **l'ouest**.
3. La troisième zone est nommée **cellule polaire**. Elle se situe au nord et au sud du 60^e parallèle. Les vents dans cette cellule viennent surtout de l'est.

- a) **Vent Alizé** : est un vent régulier des régions intertropicales (entre 23°27 nord et 23°27 sud), soufflant d'est en ouest de façon régulière des hautes pressions subtropicales (crête subtropicale) vers les basses pressions équatoriales (zone de convergence intertropicale). Dans l'hémisphère nord, il souffle du nord-est vers le sud-ouest, dans l'hémisphère sud du sud-est vers le nord-ouest. Les alizés s'étendent depuis le niveau de la mer (0 m) jusqu'à 1 500 ou 2 000 mètres d'altitude. C'est seulement à partir de 6 000 m d'altitude que la direction des vents s'inverse.

Il faut également distinguer :

- **Les alizés continentaux** qui traversent les terres émergées, ils sont des vents secs et entretiennent l'aridité des régions sur lesquelles ils soufflent, tandis que les seconds se chargent d'humidité et jouent un rôle fondamental dans le soulèvement à très haute altitude de l'air équatorial par convection humide.
 - **Les alizés océaniques** qui soufflent au-dessus des océans. Les alizés océaniques se caractérisent aussi par une vitesse modérée et constante de l'ordre de 20 km/h.
- b) **Vent d'Ouest** : Ces vents font partie de la cellule tempérée et soufflent de hautes pressions tropicales vers les basses pressions péripolaires (60^e parallèle) dont l'Europe fait partie. Leur mouvement est opposé à celui des alizés dans l'hémisphère nord, ils soufflent ainsi du sud-ouest au nord-est et dans l'autre hémisphère, du nord-ouest au sud-est.
- c) **Vents polaires** : Ils appartiennent à la cellule polaire. Il souffle dans la même direction que les alizés et donc à l'opposé des vents d'ouest. La zone entre

ces deux derniers types de fronts est dite 'front polaire' et elle est caractérisée par des courants ascensionnels.

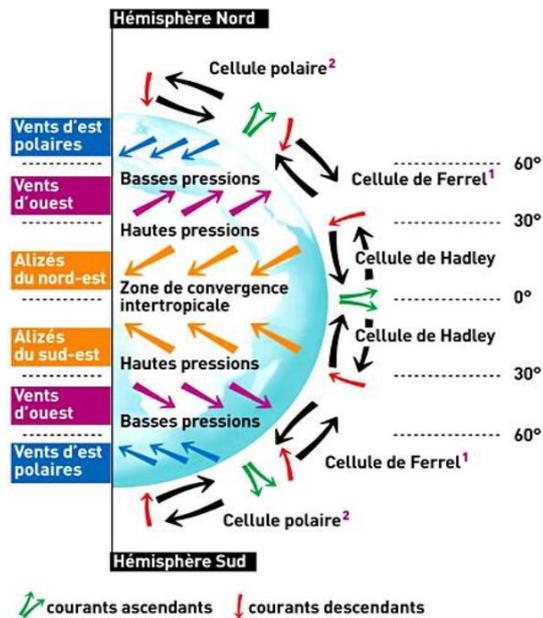


Figure 21: Les vents planétaires dominants à basse altitude

III.2. Mouvements à moyenne échelle

On nomme aussi ses mouvements "perturbations cycloniques". Ils sont occasionnés par les différences de réchauffement entre la terre et la mer. Ils mesurent aux alentours de 500 à 1200 km et leurs vents principaux sont les moussons et les cyclones.

- a) **Mousson** : Ce sont des vents saisonniers caractéristiques des régions asiatiques. Pendant l'été, il souffle de la mer vers les côtes, et le contraire en hiver. **Dans tous les cas, ils apportent de fortes précipitations et ils sont souvent la cause de catastrophes naturelles dans les zones situées au sud de l'Asie, plus particulièrement en Inde, au Bangladesh, en Birmanie, en Thaïlande et aux Philippines.** Le phénomène de moussons s'apparente, à grande échelle, à celui des brises. Il émane des changements des systèmes de pression barométrique d'une saison à l'autre.

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

En été, la terre se réchauffe plus rapidement que la mer. L'anticyclone faiblit. A sa place, une dépression se développe et attire des vents marins

de sud-ouest, qui s'accompagnent de très fortes pluies, ce sont les moussons humides.

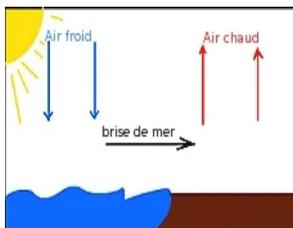
La mousson revient chaque année, mais il arrive parfois qu'elle ne se manifeste pas ou que les pluies soient peu importantes. Les conséquences sont alors catastrophiques pour les agriculteurs dont les récoltes dépendent fortement des précipitations

- b) **Cyclones** : Il s'agit de fortes perturbations atmosphériques créées par les fronts et la pression atmosphérique. On distingue deux catégories, les cyclones extra-tropicaux et les cyclones tropicaux (Tempêtes).

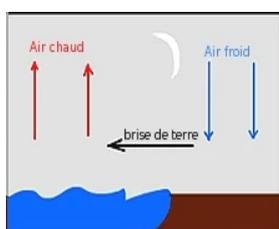
III.3. Mouvements à petite échelle (vents locaux)

On les appelle vents locaux car ils soufflent sur une petite étendue. Voici les vents locaux les plus connus :

- **Le mistral** : vent frais ou froid, souvent violent, qui concerne le nord du bassin de la Méditerranée occidentale.
- **Le sirocco** : vent saharien violent, très sec et très chaud qui souffle sur l'Afrique du Nord et le sud de la mer Méditerranée.



Le changement de la vitesse et de la direction du vent pour des altitudes d'environ 100 m est très important pour les applications de la conversion d'énergie éolienne. Les vents locaux sont très influencés par des facteurs tels que la mer, la terre et les montagnes.



En cours de la journée, la terre se réchauffe plus rapidement que la mer, ce qui provoque un soulèvement de l'air chaud qui s'étend ensuite vers la mer. L'air froid provenant de la mer est tout de suite attiré par la dépression créée au niveau de la terre à cause de son réchauffement : c'est la **brise de la mer**. La nuit, la direction de cette brise prend le chemin inverse (**Brise de terre**).

●
Effet tunnel



Les reliefs, notamment les montagnes, favorisent beaucoup de phénomènes climatologiques intéressants. L'air commence à s'élever vers le sommet de la montagne, produisant ce que l'on appelle **une brise montante**. La nuit, le phénomène s'inverse et **une brise descendante** se produit.

Un autre phénomène causé par les montagnes et les collines, il est connu par **l'effet tunnel** ; la vitesse du vent augmente d'une façon importante à l'intérieur du tunnel. Ce phénomène est souvent exploité dans l'installation des aérogénérateurs.

Chapitre IV | L'Atmosphère

IV.1. Composition de l'atmosphère

L'atmosphère est une enveloppe gazeuse d'environ 500 km d'épaisseur, peu épaisse par rapport au rayon du globe terrestre qui mesure quelque 6 500 km. Elle est retenue à la surface de la planète par la pesanteur. L'atmosphère de la Terre est un mélange de gaz. Elle est constituée principalement de diazote (N₂, 78 %) et de dioxygène (O₂, 21 %) et de quelques gaz beaucoup moins abondants comme le dioxyde de carbone (CO₂, 0,038 %) et des gaz rares comme l'argon (Ar, 1 %). L'atmosphère présente aussi des traces d'hélium, d'hydrogène, de néon, de krypton, de xénon, d'ozone et de méthane. Enfin, les basses couches de l'atmosphère contiennent de la vapeur d'eau, à une concentration de 0 à 4 % en volume, qui constitue notamment les nuages, tandis que les hautes couches contiennent de l'ozone (O₃). La basse atmosphère contient aussi des constituants mineurs comme les poussières et les aérosols qui jouent néanmoins un rôle important dans la condensation de l'eau, donc dans la formation des nuages, et dans l'absorption et la réflexion de la lumière solaire. La composition chimique de l'atmosphère, relativement stable depuis environ 500 millions d'années, se modifie beaucoup plus rapidement depuis un siècle sous l'influence des activités humaines.

Tableau 5: Composition de l'atmosphère

Gaz atmosphériques	En volume %	En masse %
Azote (N ₂)	78,0836	75,5 192
Argon (Ar)	0,934	1,2 882
Dioxyde de carbone (CO ₂)	0,0322	4,89×10 ⁻²
Néon (Ne)	1,818×10 ⁻³	1,267×10 ⁻³
Krypton (Kr)	1,14×10 ⁻⁴	3,30×10 ⁻⁴
Méthane (CH ₄)	1,5×10 ⁻⁴	8,3×10 ⁻⁵
Hélium (He)	5,24×10 ⁻⁴	7,24×10 ⁻⁵
Dioxyde d'azote (NO ₂)	2,7×10 ⁻⁵	4,10×10 ⁻⁵
Ozone (O ₃)	4×10 ⁻⁶	6,5×10 ⁻⁶
Xénon (Xe)	8,7×10 ⁻⁶	3,95×10 ⁻⁵
Hydrogène (H ₂)	5×10 ⁻⁵	3,5×10 ⁻⁶
Monoxyde de carbone (CO)	1,9×10 ⁻⁵	1,9×10 ⁻⁵

IV.2. Structure verticale des couches atmosphériques

L'atmosphère terrestre se compose de plusieurs strates superposées, distinguées essentiellement par leurs variations de température qui permet de diviser l'atmosphère en un certain nombre de couches aux propriétés différentes, nommées **-sphère**, dont les limites supérieures sont appelées **-pause**. On distingue, à partir de la surface : Au sein de chaque strate, la température et la pression évoluent graduellement avec l'élévation.

- ⇒ **La troposphère**, la couche la plus proche du sol, s'étend jusqu'à une hauteur variant de 7 km aux pôles à 18 km à l'équateur. Cette couche, qui contient la majorité de la vapeur d'eau atmosphérique, est le siège des phénomènes météorologiques et représente environ les trois quarts de la masse atmosphérique totale. On observe dans cette couche une diminution de la température d'environ 6°C tous les 1 000 mètres.
- ⇒ Au-dessus se trouve **la stratosphère**, qui s'étire jusqu'à 50 km d'altitude. Cette strate contient la couche d'Ozone qui nous protège des rayons UV du soleil. Contrairement à la troposphère, la température y augmente avec l'altitude en raison de l'absorption de la plus grande partie du rayonnement ultraviolet du Soleil par la couche d'ozone. C'est par cette action que la couche d'ozone protège la vie sur Terre. C'est dans cette couche atmosphérique que se pose le problème de la destruction de la couche d'ozone.
- ⇒ **La mésosphère**, qui s'étend de 50 km à environ 85 km d'altitude, voit sa température chuter de 0°C à -90°C.
- ⇒ **La thermosphère**, qui se déploie jusqu'à 500 km d'altitude, est caractérisée par une augmentation significative de la température, pouvant dépasser les 1 200°C.
- ⇒ Au-delà de la thermosphère, à partir de 500 km d'altitude, se trouve **l'ionosphère**, où les molécules gazeuses sont ionisées sous l'effet du rayonnement solaire de haute énergie.
- ⇒ **Exosphère** : Au-delà des 500 km, cette couche réalise la transition entre l'atmosphère et l'espace libre. Sa limite inférieure est appelée exobase. Les molécules d'air y deviennent indépendantes les unes des autres et la notion de température perd sa signification intuitive. Sa limite supérieure reste floue.

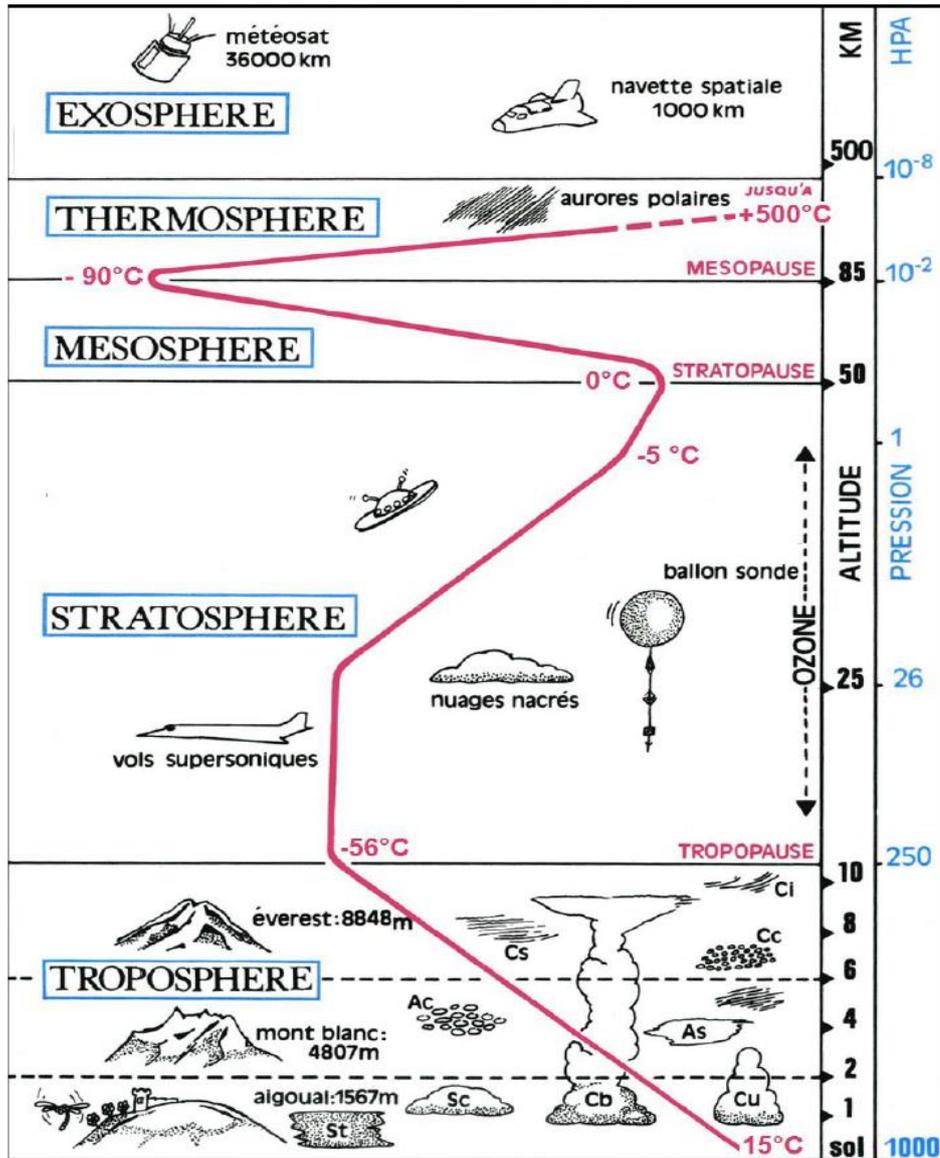


Figure 22: Structure verticale de l'atmosphère

La couche d'Ozone

L'Ozone désigne les molécules O_3 , donc la couche d'Ozone est formée de molécules d'Ozone avec une partie supérieure sujette aux rayonnements UV du soleil et une partie inférieure exposée aux gaz à effet de serre. Les UV entrent en réaction avec l'oxygène stratosphérique et ils le décomposent en Atomes d'Oxygène libres. A l'approche de la couche d'Ozone ces atomes se libres formeront des liaisons avec l' O_2 pour donner de l'Ozone O_3 . Les UV donc sont stoppés et cette action nous a donné des molécules d'Ozone qui renforcent la couche d'Ozone.

Dans la partie inférieure les gaz à effet de serre, notamment le chlore (Cl), vont attaquer les molécules d'ozone en les réduisant à une molécule d'Oxygène et un Atome d'Oxygène. Ce dernier va se lier avec un autre atome d'oxygène et vont former une molécule d'oxygène. Les Gaz à effet de serre sont les destructeurs de la couche d'Ozone d'où le phénomène de trou d'Ozone (Foucault, A. 2016).

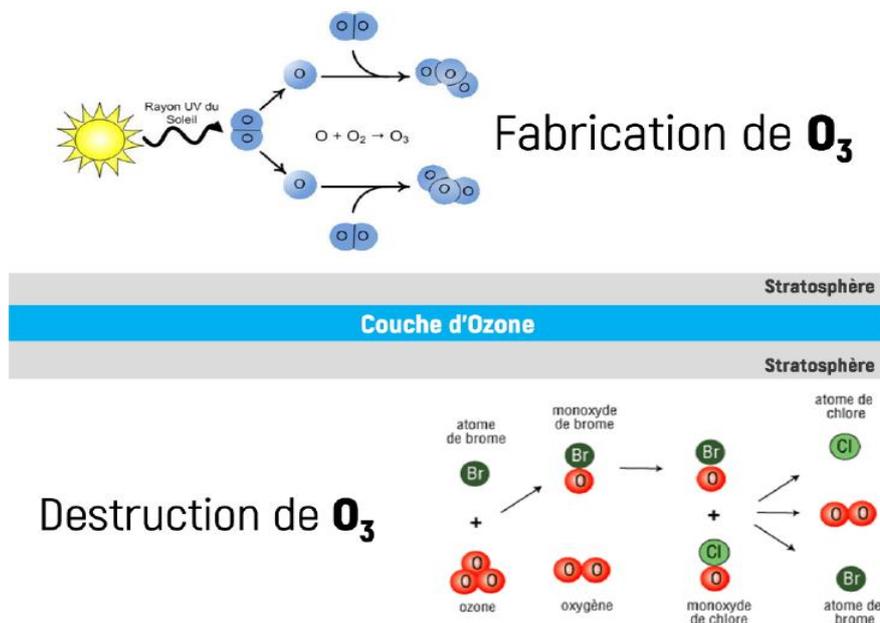


Figure 23: Régénération de l'Ozone par les UV et destruction de l'Ozone par les CFC

IV.3. Structure en latitude

Au premier ordre, les caractéristiques de l'atmosphère dépendent essentiellement de la latitude. On a en particulier un contraste entre les régions tropicales, comprises entre 30° sud et nord, et les latitudes moyennes (autour de 45°) et hautes (près des pôles). Ces variations apparaissent clairement en observant des moyennes sur toutes les longitudes, ou moyennes « zonales » (figure 3).

La température décroît partout sur la verticale jusqu'à un minimum à la tropopause, située entre 100 hPa dans les tropiques (où la température minimale est atteinte) et 300 hPa aux moyennes latitudes. Sur l'horizontale, la température est maximale et

presque constante dans les tropiques, puis décroît très rapidement vers les pôles aux latitudes moyennes.

La structure du vent zonal est dominée par la présence de deux jets d'ouest (vent de l'ouest vers l'est) situés aux moyennes latitudes. Leur vitesse augmente sur la verticale entre la surface et un maximum au niveau de la tropopause, autour de 50 m/s. Dans les tropiques, les vents moyens sont d'est mais restent faibles.

La circulation dans le plan méridien (sud-nord et verticale) est caractérisée par une série de cellules fermées (figure 4). Dans les tropiques, l'air s'élève autour de l'équateur (légèrement au nord en moyenne) et redescend au niveau des subtropiques.

Par continuité, on a un écoulement vers l'équateur en surface, et vers les pôles en altitude. Ce système est appelé **cellules de Hadley**. On observe également dans les moyennes latitudes des cellules plus faibles appelées **cellules de Ferrel**.

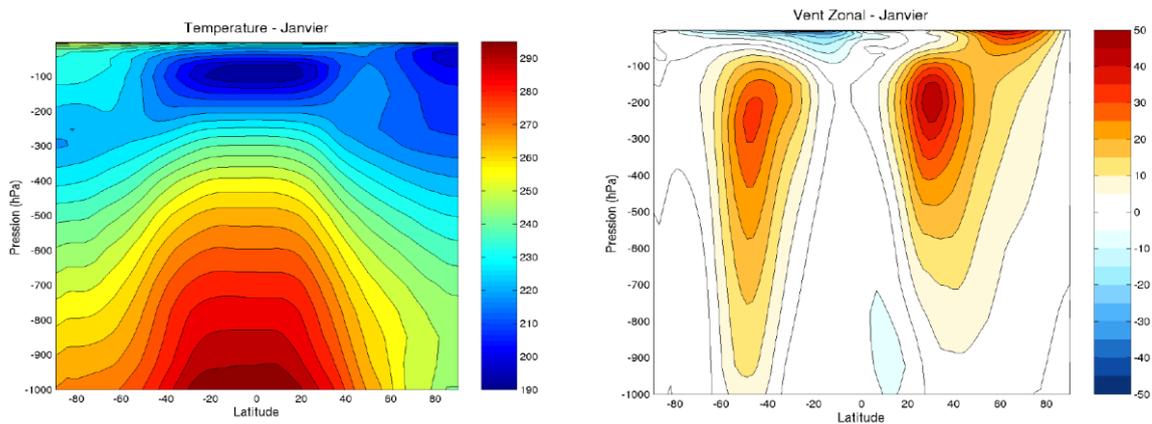


Figure 24: Coupes latitude-pression de la température (haut) et du vent zonal (bas), en moyenne climatique et zonale, pour le mois de janvier. L'utilisation de la pression comme coordonnée verticale permet de focaliser sur la troposphère.

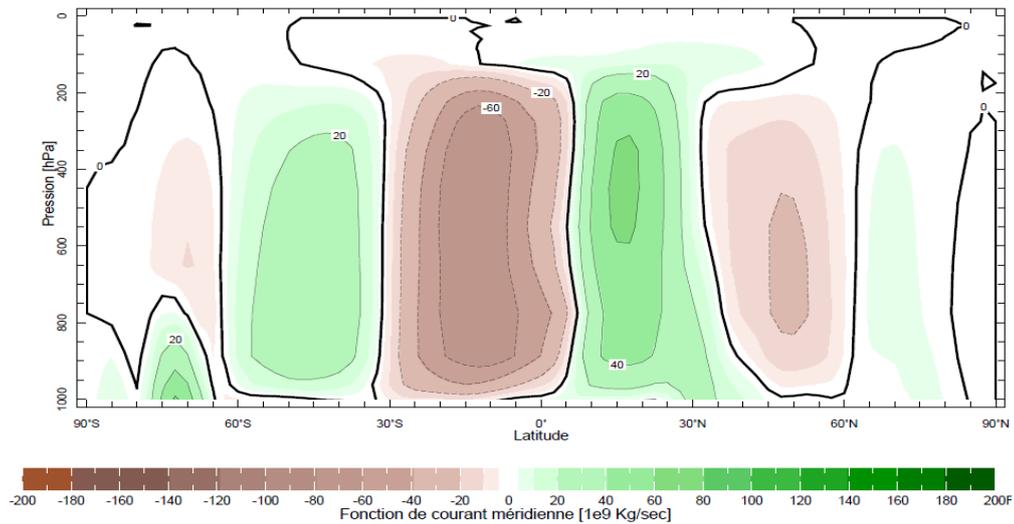


Figure 25: Circulation moyenne (zonale et temporelle) dans le plan méridien. La circulation (schématisée par les flèches) est parallèle aux isolignes de la fonction de courant, et le flux de masse (débit) entre deux isolignes est constant.

La répartition de la vapeur d'eau est très liée à la température : on observe un maximum dans les zones chaudes tropicales près de la surface, et peu d'eau en altitude ou aux latitudes polaires. La vapeur d'eau est également absente dans la stratosphère malgré la température élevée, à cause de l'absence de sources locales : la vapeur d'eau provient de l'évaporation en surface et ne peut franchir le piège froid à la tropopause.

Chapitre V | Les grands phénomènes atmosphériques

V.1. 5.1. Le Rythme des Saisons

Critères de définition des saisons : l'ambiance climatique ne change pas nécessairement avec les saisons du calendrier. La période la plus froide de l'hémisphère nord se situe autour de la mi-janvier et non le jour du solstice d'hiver. Pour caractériser le temps habituel d'un lieu à un moment donné, il est donc plus précis de subdiviser le cycle annuel en périodes plus ou moins homogènes définies à partir des paramètres météorologiques les plus variables (insolation, température, pluviométrie, etc.) ou les plus significatifs quant à leur combinaison (type de temps froids, chauds, secs, pluvieux, etc.).

Rythme annuel très contrasté : selon les zones et les régions, le nombre et la durée des saisons ne sont pas identiques : aux hautes latitudes, l'alternance jour/nuit assure un découpage en deux saisons issues de l'insolation.

Dans la zone chaude, la température est à peu près constante toute l'année ; la différenciation s'établit à partir du régime annuel des précipitations. Pas de saison s'il ne pleut pratiquement jamais à la même période ou s'il pleut presque tous les jours sans rémission de plus de quelques jours ; deux saisons si une période sèche s'individualise d'une période pluvieuse.

Les moyennes latitudes connaissent une baisse de température en hiver et une hausse en été, mais également une rémission des précipitations au cœur de l'hiver et de l'été. Les quatre saisons de durée inégale selon la latitude et la continentalité y sont donc thermo-pluviométriques. Les changements de températures s'accompagnent de modifications de la fréquence et de l'intensité des averses.

Saisons astronomiques

Comme la Terre est inclinée sur un plan écliptique, les deux hémisphères sont à tour de rôle face au soleil. L'été boréal coïncide donc avec l'hiver austral et inversement.

- ⇒ Le 21 mars et le 23 septembre (**jours des équinoxes**), le soleil est au-dessus de l'équateur et les deux hémisphères reçoivent la même quantité d'énergie.
- ⇒ Le 21 juin (**solstice d'été boréal**), le soleil est au dessus du tropique du Cancer ($23^{\circ} 27' N$).
- ⇒ Le 22 décembre (**solstice d'hiver boréal**), il est au-dessus du tropique du Capricorne ($23^{\circ} 27' S$), c'est l'été austral.

Quatre saisons astronomiques sont ainsi définies par les deux équinoxes et les deux solstices.

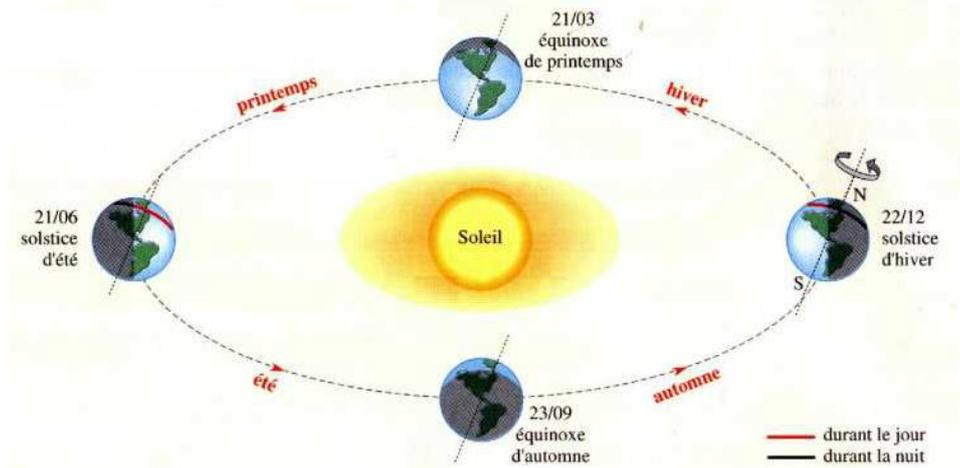


Figure 26: Saisons Astronomique

V.2. Les Cyclones

Un *cyclone* (du grec *kuklos* ou cercle) est un terme météorologique qui désigne un système dépressionnaire en rotation. Ce terme a été forgé par le capitaine de marine anglais Henry Piddington (1797–1858) à la suite de ses études sur la terrible tempête tropicale de 1789 qui avait tué plus de 20 000 personnes dans la ville côtière indienne de Coringa. Ce pionnier de la météorologie compara le phénomène météorologique à un serpent s'enroulant en cercle ou « *kuklos* en grec », d'où cyclone (Figure 6.2).



Figure 27: Vue Aérienne d'un Cyclone (hurricane, en anglais)

Même si toute dépression peut être appelée cyclone, ce terme est le plus souvent réservé à certains types particuliers de systèmes qui se forment au-dessus des eaux chaudes (mers) tropicales : **les cyclones tropicaux**. Par extension, la *circulation cyclonique* est la direction que prendra le flux d'air autour d'une dépression (creux barométrique) ; soit dans le sens anti-horaire (sens inverse des aiguilles d'une montre) dans l'hémisphère nord et horaire (sens des aiguilles) dans l'hémisphère sud. En effet, de part et d'autre de l'équateur, les cyclones ont des sens de rotation différents puisque la force de Coriolis agit inversement d'un hémisphère à l'autre.

En d'autres termes, le cyclone est une tempête caractérisée par le mouvement giratoire convergent et ascendant du vent autour d'une zone de basse pression. Il s'agit d'un système météorologique pouvant durer des semaines et parcourir des

centaines ou milliers de kilomètres. Lorsqu'il parvient à maturité, il devient un ouragan. Par ailleurs, on applique aussi le suffixe cyclone à certains phénomènes de très petites échelles, mais où une rotation se produit.

V.2.1. Structure des cyclones

La structure des cyclones est caractérisée par une masse nuageuse pouvant s'étendre sur 1 000 km pour les plus importants. Elle est organisée en bandes spiralées s'enroulant autour d'un centre de rotation, anneau central compact et droit. Au stade de tempête tropicale, ce centre est noyé au milieu des nuages de type cumulonimbus, à fort potentiel pluvieux et orageux. Il est parfois difficilement discernable.

Au stade de cyclone, ce centre de rotation, l'œil du cyclone est plus nettement identifiable. L'œil a un diamètre généralement compris entre 30 et 60 km (exceptionnellement de plus de 200 km). Il est caractérisé par des vents faibles et des précipitations nulles ou très faibles, tandis que la pression atmosphérique y est au plus bas et la température en altitude la plus chaude (jusqu'à 10 °C de plus dans l'œil qu'à sa périphérie à 12 km d'altitude). Il y règne ainsi un calme apparent très temporaire (des lambeaux de ciel bleu sont quelquefois visibles).

L'œil est entouré par le mur de l'œil, constitué de cumulonimbus et pouvant s'étendre sur un rayon de 150 km. Ce mur qui abrite les mouvements convectifs les plus puissants, est le siège des effets du cyclone les plus dévastateurs (vents, pluies, marée cyclonique)

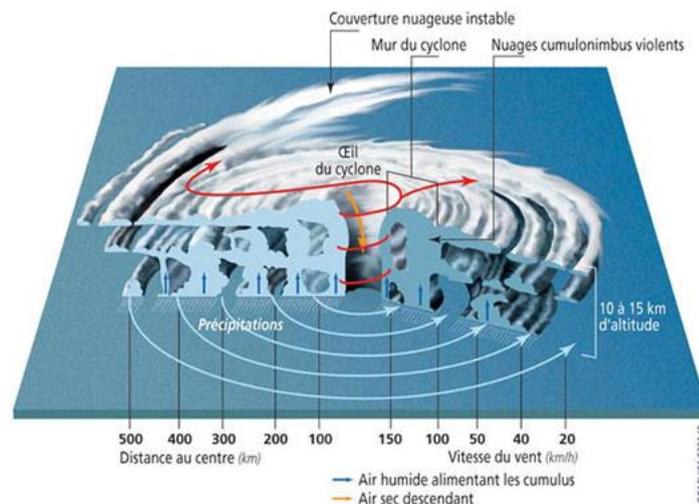


Figure 28: Structure des cyclones

V.2.2. La classification des cyclones

Les cyclones sont classés en fonction de l'intensité des vents maximums qu'ils génèrent. C'est le paramètre le plus facile à estimer et qui caractérise bien les destructions potentielles. L'Organisation météorologique mondiale a ainsi défini les trois stades suivants, en fonction des vitesses du vent maximum soutenu :

- Dépression tropicale ou sub-tropicale lorsque ce vent ne dépasse pas 63 km/h (force 7 de l'échelle de Beaufort) ;
- Tempête tropicale ou sub-tropicale lorsque ce vent est compris entre 63 km/h (force 7) et 117 km/h (force 11) ;
- Cyclone tropical lorsque ce vent dépasse 117 km/h (force 12).

Deux échelles de classification existent, en fonction de la valeur minimale de la pression au centre de la dépression et de la vitesse des vents :

- l'échelle de Saffir-Simpson, utilisée principalement dans l'océan Atlantique nord et dans l'océan Pacifique nord-est, établit cinq classes ;

Tableau 6: L'échelle de Saffir-Simpson de classification des cyclones

Classification	Classe 1		Classe 2		Classe 3		Classe 4		Classe 5 (supercyclones)	
Pression en hPa	Plus	de	965 à 979		945	à	920	à	Moins de 920	
	980				964		944			
Vent maximal soutenu sur 1 min, en km/h	118	à	154 à 177		178	à	210	à	Plus de 249	
	153				209		249			
Dégâts causés	Minimes		Modérés		Intenses		Extrêmes		Catastrophiques	

V.2.3. Les conditions de formation

Un cyclone naît et se développe uniquement si les conditions suivantes sont réunies :

- **Une condition thermique** : une température de la mer supérieure à 26 °C sur une épaisseur minimale de 50 m. L'évaporation de surface de grandes quantités d'eau fournit l'énergie nécessaire pour entretenir le système de machine à vapeur qu'est une formation cyclonique. Si l'eau est trop froide, le cyclone ne peut pas se former ou, s'il était déjà formé préalablement, il s'affaiblit puis finit par perdre ses caractéristiques cycloniques tropicales. Cette condition thermique en fait ainsi un phénomène essentiellement maritime (depuis sa naissance jusqu'à sa maturité). En pénétrant sur terre, son énergie tend rapidement à décroître ;
- **Une condition géographique** : être suffisamment éloigné de l'Équateur (cinq degrés de latitude, soit une distance voisine de 550 km) de façon à ce que la force de Coriolis ne soit pas nulle. Cette force, engendrée par la rotation terrestre, imprime une déviation du vent vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Elle est nulle à l'Équateur. C'est elle qui intervient pour déclencher le mouvement tourbillonnaire initial. En dessous de cinq degrés de latitude, la force de Coriolis est trop faible pour un tel déclenchement (il n'y a donc jamais de cyclone entre 5 ° sud et 5 ° nord) ;

- Une forte humidité, indispensable à la formation des cumulonimbus. La formation d'un cyclone est impossible pour une humidité inférieure à 40 %, fréquente lorsqu'elle est supérieure à 70 % ;
- La pré-existence d'une zone dépressionnaire, d'un amas nuageux, d'une ligne de grains ou encore d'une onde tropicale associée à de la convection et à un faible mouvement d'air convergent de basses couches. Cette convergence crée les mouvements ascendants, permettant à l'air humide de s'élever ;
- La présence de vents en altitude (jusqu'à 15 km). Ces vents doivent être relativement homogènes : même direction et même force ou presque. Dans le cas contraire, l'énergie développée par le système va se disperser et le système a tendance à se « cisailer ».

V.2.4. Les manifestations des cyclones

- ⇒ Les vents : L'intensité des vents et leurs changements brutaux de direction sont à l'origine de dégâts considérables. Ils dépassent aisément les 150 km/h et peuvent exceptionnellement atteindre 370 km/h environ à proximité de l'œil (et plus particulièrement, dans l'hémisphère nord, dans sa partie avant droite où le gradient de pression est le plus fort). On notera que l'énergie d'un vent est proportionnelle au carré de sa vitesse (un vent de 200 km/h exerce une force quatre fois supérieure à celle d'un vent de 100 km/h). La dangerosité des vents est également liée aux objets plus ou moins volumineux qu'ils sont en mesure de projeter.

Dans un cyclone, les vents de surface se caractérisent par ailleurs par leur turbulence, avec une alternance entre séries de rafales violentes et accalmies passagères ; cette variabilité a tendance à augmenter à l'intérieur des terres.

Un autre danger résulte du changement à 180 ° de la direction des vents après le passage de l'œil (de part et d'autre de l'œil, les vents soufflent dans des directions opposées).

- ⇒ Les pluies : Le cumul de précipitations peut être considérable, y compris pour des cyclones d'intensité relativement modeste (en termes de vents), alors que certains « gros » cyclones ne génèrent que peu de pluies. Différents paramètres influencent le cumul des précipitations :
- Le relief montagneux qui amplifie les mouvements verticaux, et donc l'instabilité, et les processus de condensation de la vapeur d'eau ;
 - L'orientation de la trajectoire du système pluvieux par rapport à celle d'une chaîne montagneuse ou d'un obstacle naturel ;

- La vitesse de déplacement du cyclone, dont la lenteur tend à accentuer les cumuls pluviométriques (le phénomène séjournant plus longtemps au même endroit).

Les pluies peuvent être génératrices d'inondations, de glissements de terrains et de coulées boueuses d'ampleur variable.

⇒ **Les effets dus à l'état de la mer :** Les cyclones tropicaux menacent davantage les îles et les régions côtières en raison des risques maritimes engendrés. **L'onde de tempête** est la montée rapide du niveau de la mer lorsqu'une tempête s'approche de la côte. Le niveau de la mer monte près des côtes, à cause des forts vents du large qui « poussent » l'eau vers elles. De plus, l'eau est « aspirée » vers le haut par la pression très basse régnant près de l'oeil du cyclone (phénomène d'intumescence). Les régions basses sont les plus vulnérables, alors que celles où le relief s'élève rapidement ne sont pas touchées. L'onde de tempête peut se superposer à la marée astronomique (liée à la Lune) pour constituer **la marée de tempête**. L'amplitude de cette dernière varie de 1 à 2 m pour les cyclones peu intenses, mais peut dépasser 5 m pour les phénomènes plus puissants et être particulièrement dévastatrice. La mer « monte » sur la droite du déplacement dans l'hémisphère nord (sur la gauche dans l'hémisphère sud), elle « baisse » de l'autre côté.

Les dégâts dus à la mer sont également liés **aux vagues**. Pour les cyclones les plus importants, leur hauteur peut atteindre 30 m. Leur déferlement répétitif sur la côte peut provoquer des érosions et menacer d'effondrement les constructions du littoral. Leur dangerosité est d'autant plus importante qu'elles se conjuguent avec la marée de tempête. Le vent génère des vagues très différentes par leur direction, leur hauteur et leur fréquence, créant un état de mer particulièrement « démonté ». La houle cyclonique peut parfois être observée jusqu'à 1 000 km en avant du cyclone et ses effets peuvent continuer à se faire sentir après son passage.

V.3. Les Tornades

Une tornade n'est pas un cyclone car elle n'est pas un système dépressionnaire. Elle est en fait un vortex (tourbillon) de vents extrêmement violents, prenant habituellement naissance à la base des cumulonimbus (nuages orageux) et occasionnellement sous des nuages convectifs mineurs. Trois éléments sont nécessaires à la formation d'une tornade :

- Un cisaillement des vents dans les premiers kilomètres de l'atmosphère ;
- Un courant ascendant important (dû à la poussée d'Archimède) dans une masse d'air instable et
- Une configuration des vents de surface qui puisse servir à concentrer la rotation verticale.

Un quatrième élément (mais pas toujours présent) est utile : un courant descendant dans la précipitation. Le cisaillement de bas niveau crée une rotation dans l'axe horizontal. Quand cette rotation entre en interaction avec un fort courant ascendant, l'axe horizontal peut basculer et devenir une rotation autour d'un axe vertical (image à gauche). La rotation sera concentrée ensuite par la circulation de surface, comme un patineur en rotation qui ramène ses bras vers son corps.

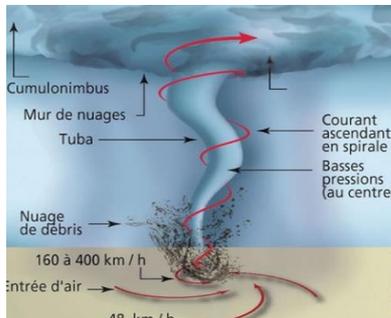


Figure 29: Valeurs de l'échelle de Beaufort

Phénomène météorologique au pouvoir destructeur (supérieur au cyclone tropical), mais heureusement limité dans le temps et dans l'espace, les tornades génèrent les vents les plus forts qui existent à la surface du globe. Eclatant sporadiquement et avec fureur, les tornades tuent chaque année plus de personnes que tout autre phénomène du genre. Elles sont classées selon les dégâts provoqués et les vents générés. L'échelle pour les classer était l'échelle de Fujita ; mais dernièrement elle a été remodelée et s'appelle désormais l'échelle de Fujita améliorée. Les diamètres des tornades peuvent varier de 20 m à plus de 2 km et laissent pour certains de très grandes traces visibles depuis l'espace.

Comme les différents types de cyclones (mentionnés plus haut) sont associés avec une masse nuageuse qui peut contenir des orages, des tornades peuvent donc y être imbriquées. On retrouve le plus souvent les tornades dans les cyclones extratropicaux bien que les cyclones tropicaux produisent également des tornades, en particulier à leur bordure externe après avoir touché terre car la friction y crée le cisaillement nécessaire.

V.4. Les Ouragans

L'ouragan, ou **cyclone tropical**, se forme principalement lors de conditions chaudes et humides. Il se définit comme une tempête dotée d'un centre dépressionnaire et d'orages qui charrient des vents violents et d'énormes quantités d'eau en très peu de temps²⁵⁶. Il peut aussi donner naissance à de hautes vagues, à des ondes de tempête dévastatrices, voire à des tornades. Enfin, les climatologues ne savent pas encore jusqu'à quel point les ouragans régissent la chaleur de la terre, mais il semble que 80 à 85 % d'entre eux y jouent un rôle.

L'ouragan naît lorsque les vents excèdent 118 kilomètres à l'heure (km/h)²⁵⁷. Avant ce stade, on parle de dépression tropicale, si la zone orageuse développe un

mouvement de rotation et des vents d'au moins 37 km/h, ou de tempête tropicale quand des vents soutenus s'amplifient jusqu'à 63 km/h ou plus. Les tempêtes tropicales peuvent déverser de 100 à 200 millimètres (mm) de pluie ; les ouragans, plus de 200 mm.

Les dommages et les inondations que l'ouragan risque de causer en atteignant les côtes sont mesurés à l'aide de l'échelle de [Saffir-Simpson](#). Cette échelle est constituée de cinq catégories d'intensité des ouragans, soit :

- La catégorie 1, laquelle correspond à des vents de plus (>) de 118 km/h et des ondes de tempête d'au moins (\geq) 1,2 mètre (m) ;
- La catégorie 2, à des vents > 152 km/h et des ondes de tempête \geq 1,8 m ;
- La catégorie 3, à des vents > 176 km/h et des ondes de tempête \geq 2,7 m ;
- La catégorie 4, à des vents > 209 km/h et des ondes de tempête \geq 4,0 m ;
- La catégorie 5, à des vents > 251 km/h et des ondes de tempête \geq 5,5 m.

Les ouragans se forment lorsque l'air chaud et humide se déplace à la surface de l'océan; la vapeur d'eau monte dans l'atmosphère pour se refroidir et se condenser en gouttes d'eau. La condensation libère ensuite la chaleur dans l'atmosphère et allège l'air. L'air réchauffé continue à monter, et l'humidité de l'océan prend sa place et augmente la vitesse du vent.

V.5. Les Orages

Un orage est l'un des phénomènes atmosphériques les plus spectaculaires. Les orages sont des nuages au sein desquels se produisent des décharges électriques dont les manifestations sont les *éclairs* et le *tonnerre*. Le nuage caractéristique des orages est le *cumulonimbus* qui est reconnaissable par sa grande extension verticale et sa forte densité. Dans tous les cas d'orage important, l'air est instable en profondeur ; de la surface aux hautes altitudes. Comme préalables, il doit y avoir une humidité relative élevée dans les bas niveaux, un air plus sec en altitude et très souvent un facteur important de soulèvement comme une montagne ou un front froid.



Structure et formation : un nuage d'orage est composé de cellules à divers stades de sa formation. Au plan horizontal, la masse nuageuse peut couvrir de 30 à 500 km. Généralement, ces cellules sont reliées entre elles par d'importantes couches de nuages. Notons que certains orages peuvent n'être formés que d'une seule cellule, mais celle-ci ne prendra pas l'importance qu'acquiert une cellule faisant partie d'un système multicellulaire. À mesure que l'orage évolue, chaque cellule grossit et gagne une altitude supérieure à celle de la cellule précédente.

Types d'orages : on classifie les orages selon leur processus de formation ; il y a donc :

- (i) **Les orages de masse d'air et**
- (ii) **Ceux associés aux fronts.**

Dans les deux cas, ces orages peuvent être très destructeurs. Cependant, le déplacement d'un front, qui génère des orages, est facilement détectable par photos satellitaires ou radar. Par conséquent, il est donc plus facile de prévoir les orages frontaux que ceux des masses d'air.

- i) *Les orages de masse d'air (ou convectif)* : ces orages peuvent se produire par suite du réchauffement diurne (du passage d'air froid et humide sur une surface plus chaude) ou par ascendance orographique (la topographie est donc un facteur très important). En effet, même si une masse d'air a des propriétés de température et d'humidité relativement uniformes au plan horizontal, la topographie peut changer localement ces propriétés. Par exemple, l'air près de la surface d'un lac est plus humide qu'à l'intérieur des terres. Le déplacement des orages dépend uniquement des vents en altitude. De fait, s'il ne vente pas, les orages resteront presque stationnaires.

- *Réchauffement diurne de l'air humide* : dans ces conditions, les orages se produisent l'après-midi et en début de soirée par jour chaud de printemps ou d'été et ils ont tendance à être isolés. La nuit, lorsque le sol se refroidit, l'air se stabilise dans les couches inférieures et l'activité orageuse cesse.

- *Air froid et humide se déplaçant au-dessus d'une surface plus chaude* : les orages ont alors les mêmes propriétés que celles décrites plus haut. Ils sont fréquents près des zones côtières lorsque les vents du large sont dominants.

- *Air froid et humide se déplaçant au-dessus d'une étendue d'eau plus chaude* : dans ce cas, les orages sont plus fréquents en début de matinée, d'automne ou d'hiver. Ils ne sont pas aussi importants que les orages formés au-dessus du sol, mais ils sont plus compacts.

- *Ascendance orographique* : des orages peuvent se produire si un écoulement instable d'air humide est soulevé par une chaîne de montagnes. Dans ce cas, ces orages s'alignent le long du côté au vent de la chaîne de montagnes et durent aussi longtemps que l'écoulement d'air les alimente. Un tel orage peut être multicellulaire.

- ii) *Orages frontaux* : ils sont associés à un front froid de perturbation et forment une ligne appelée ligne de grains. Ces orages sont alimentés par le front et ont

en abondance : humidité, mouvements ascensionnels et instabilité. Parfois il se forme des orages auto-entretenus très violents à l'extrémité d'une ligne de grains. Appelés aussi orages super-cellulaires, ils peuvent durer plusieurs heures, car le front froid leur fournit un flux continu d'air plus froid à moyenne altitude qui augmente l'instabilité atmosphérique. Ils engendrent les vents, les averses de grêle et les tornades les plus destructeurs.

Temps dans un orage

- **Plafond bas et mauvaise visibilité** : la visibilité est souvent nulle à l'intérieur d'un nuage d'orage. Le plafond et la visibilité peuvent aussi être réduits par les précipitations dans l'espace vertical situé entre la base du nuage et le sol.
- **Pluie** : au début, la pluie associée à une cellule ne couvre que quelques kilomètres carrés. Lorsque l'air froid s'étale, la pluie suit le mouvement pendant un certain temps puis perd du terrain, tandis que la zone d'air froid sans pluie s'élargit. À mesure que la cellule se dissipe, la zone de pluie diminue tandis que l'air froid continue de s'étaler.
- **Température** : la température près de la surface baisse rapidement lors du passage d'un orage dans ce secteur. L'air immédiatement sous l'orage provient du cumulonimbus, plus froid que l'air de surface.

Même si l'air du nuage se réchauffe quelque peu lors de sa descente vers la surface, ce réchauffement ne sera pas suffisant pour que sa température soit égale à celle de l'air en surface. Par conséquent, lors du passage d'un orage, on notera (dans la plupart) des cas une baisse importante de la température de surface.

Chapitre VI | Rayonnement Solaire et Bilan Radiatif du Globe

VI.1. Le Rayonnement Solaire

Les enveloppes fluides de la planète, c'est-à-dire l'atmosphère et l'hydrosphère, tirent leur énergie du soleil. L'émission solaire, appelée constante solaire est de $2 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$. Le rayonnement solaire présente un maximum dans les ondes courtes, le visible en particulier. Ce flux d'origine externe est filtré par l'atmosphère qui en absorbe, réfléchit et diffuse une partie. La déperdition est de l'ordre de 50%, donc il n'arrive en moyenne à la surface de la planète que $1 \text{ cal/cm}^2/\text{min}$. Comparé au flux solaire, le flux interne (géothermie) en provenance de la lithosphère est négligeable du fait de la faible conductivité des roches. Une forte teneur en eau de l'atmosphère accroît la déperdition d'énergie incidente par albédo (réflexion des nuages de glace bien visible dans les avions) et par absorption par la vapeur d'eau, les gouttelettes et les poussières.

Les facteurs qui déterminent le climat sont assez variés : le relief (montagne ou plaines), la proximité de la mer, etc. Mais ce qui influence le plus le climat, c'est la manière dont l'énergie solaire est distribuée à la surface de la terre. Cette énergie n'est pas uniforme sur toute la surface de la terre, elle dépend de trois importants paramètres :

- ⇒ La durée d'illumination ;
- ⇒ L'angle d'inclinaison des rayons par rapport au sol ;
- ⇒ La traversée de l'atmosphère.

La durée d'illumination est l'intervalle qui s'écoule entre le lever et le coucher du Soleil. Elle varie, en dehors de l'équateur à cause de l'inclinaison de l'axe de rotation par rapport à la verticale au plan de l'écliptique.

Près de l'équateur, l'angle d'inclinaison des rayons solaire par rapport au sol est important. Les températures sont élevées donc l'énergie reçue au sol est importante (Fig. 28). Le soleil apparaît le plus souvent très haut dans le ciel.

Près des pôles, au Nord et au Sud, l'angle d'inclinaison des rayons solaire par rapport au sol est faible, L'énergie reçue au sol est faible (Fig. 28). Le soleil reste très bas dans le ciel.

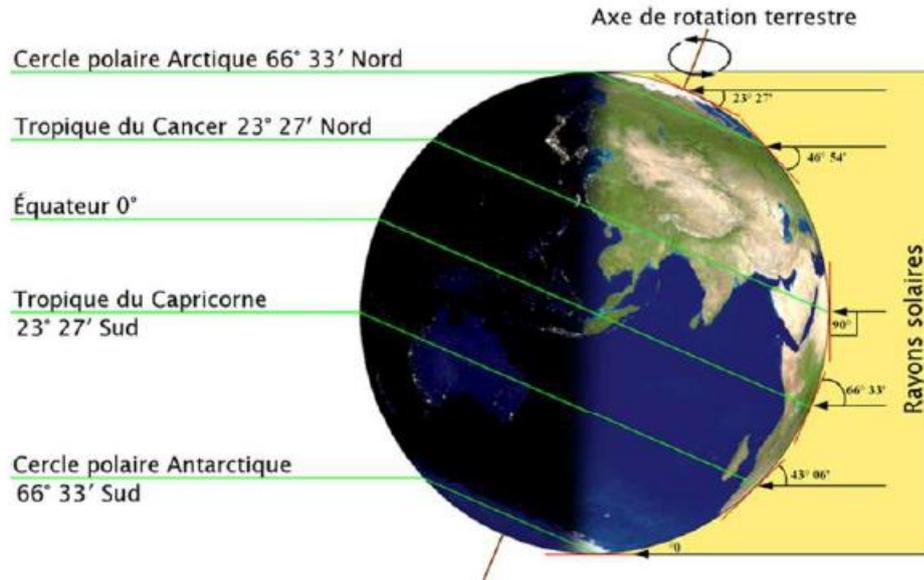


Figure 30: Relation entre l'angle d'inclinaison et la répartition de l'énergie au sol dans l'espace

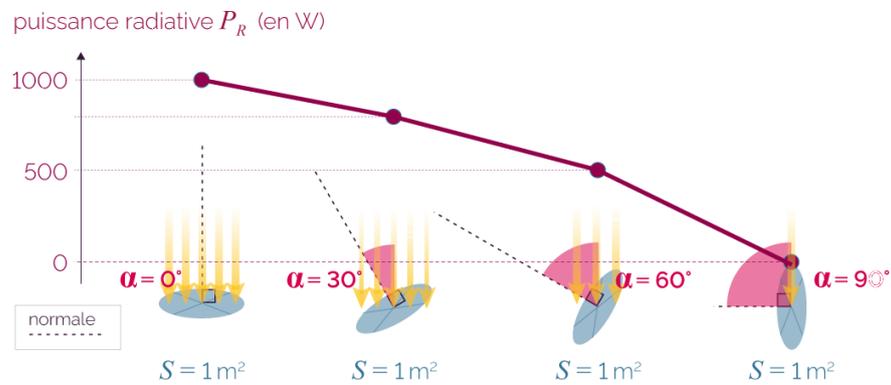


Figure 31: Puissance radiative P_R reçue selon l'angle d'inclinaison α

Les transferts de chaleur se font selon trois modes, par conduction, convection et par radiation. Les deux premiers modes nécessitent un milieu de transfert bien défini (un liquide ou un solide), le mode radiatif consiste à faire chauffer un objet sans contact (à distance). C'est le mode avec lequel le soleil réchauffe la Terre, les rayons solaires porteurs d'énergie (chaleur) traversent l'espace et l'atmosphère pour réchauffer la terre malgré la grande distance qui la sépare de la source.

L'énergie solaire qui arrive au sommet de l'atmosphère est un spectre de plusieurs longueurs d'ondes. L'atmosphère joue le rôle d'un filtre pour certaines longueurs d'ondes qui présentent un grand danger pour les êtres vivants. Ainsi, le spectre qui atteint la surface de la terre sera composé essentiellement de courtes longueurs d'onde (Visible + infrarouge), ces longueurs d'onde ont suffisamment d'énergie pour réchauffer la planète mais aussi pour la vie des végétaux. La couche d'Ozone est la seule couche atmosphérique qui empêche la pénétration de l'atmosphère par les

UV, d'où son rôle très important en ce qui concerne notre santé (les UV sont une source du mélanome, cancer de peau) Foucault, A. (2016).

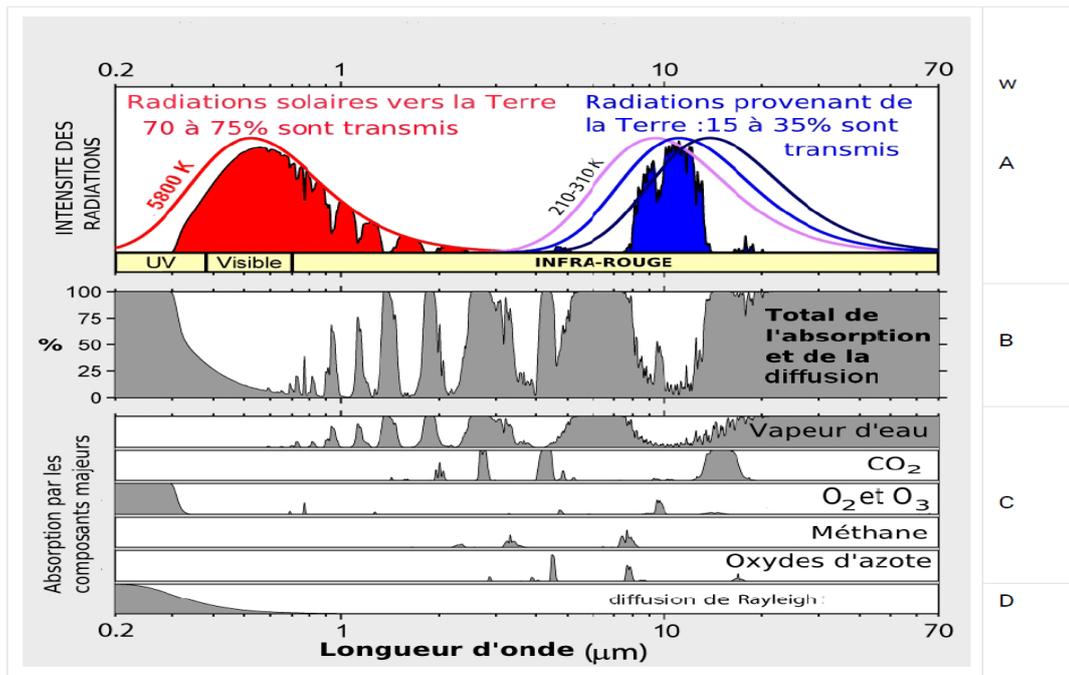


Figure 32: Diagrammes des rayonnements transmis par l'atmosphère, de l'absorption totale de l'atmosphère, des absorptions des principaux gaz constitutifs de l'atmosphère terrestre et de l'atténuation du flux due à la diffusion en fonction de la longueur d'onde.

Les courbes délimitant les surfaces colorées en rouge et en bleu représentent respectivement :

- Le spectre de la lumière solaire lorsqu'elle parvient à la surface de la Terre, après avoir traversé la totalité de l'atmosphère. Globalement, 70 à 75 % de la puissance transportée par le rayonnement solaire parvient à la surface de la Terre.
- Le spectre du rayonnement thermique d'origine terrestre émis vers l'espace, après traversée de la totalité de l'atmosphère. Globalement, 15 à 35 % de la puissance transportée par le rayonnement thermique terrestre parvient à s'échapper de l'atmosphère.

La courbe B représente l'opacité atmosphérique dans l'intervalle des longueurs d'ondes comprises entre 0,2 et 70 μm.

Les diagrammes A et B sont complémentaires : les longueurs d'onde pour lesquelles le rayonnement électromagnétique est peu ou pas absorbé (B) correspondent au rayonnement transmis (A).

Les courbes du diagramme C montrent les contributions de certains gaz constituants de l'atmosphère à l'opacité atmosphérique.

Les longueurs d'ondes absorbées sont propres à chaque molécule, et se situent dans de nombreuses bandes d'absorption.

- Les bandes d'absorption les plus larges sont dues aux gaz à effet de serre (H_2O , CO_2) qui absorbent la quasi-totalité des rayonnements dans les infrarouges, du proche infrarouge aux infrarouges lointains.
- L'ozone absorbe essentiellement les rayonnements ultraviolets dont la longueur d'onde est inférieure à $0,29 \mu\text{m}$, une très faible partie des rayonnements dans le rouge, ainsi que les rayonnements dans l'infrarouge thermique ($\lambda \sim 9,5 \mu\text{m}$).
- Le dioxygène absorbe le rayonnement proche infrarouge dans une bande très étroite autour de $0,75 \mu\text{m}$.
- Les domaines spectraux du visible et du proche infrarouge présentent une très bonne transmission par l'atmosphère (fenêtre de transmission atmosphérique) et sont par conséquent très largement utilisés par les capteurs satellitaires dédiés à l'observation de la terre.

La courbe D ne représente pas un phénomène d'absorption, mais un phénomène de diffusion (réémission de rayonnement de même caractéristiques spectrales que le rayonnement incident, mais dans toutes les directions). Une partie de la lumière diffusée est émise vers l'espace ce qui se traduit par une diminution de la puissance du rayonnement parvenant sur Terre après traversée par l'atmosphère, et donc par une absorption « effective ».

L'énergie qui atteint la surface de la Terre va être absorbé ou bien réfléchi par les objets Terrestres, la quantité d'énergie absorbée ou bien réfléchié dépend de la nature de l'objet, selon la quantité réfléchié est défini l'Albédo. La quantité d'énergie absorbée va être réémise par la Terre la nuit sous forme d'énergie thermique (longues longueurs d'ondes). Cette action préserve la température moyenne de la Terre vers 15°C malgré l'absence du rayonnement solaire.

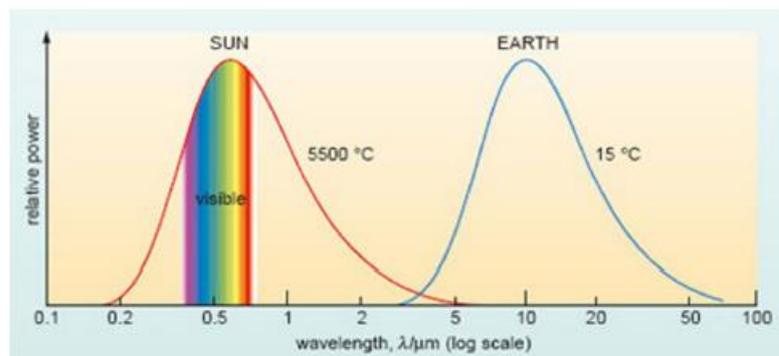


Figure 33: Les deux sources de radiation thermique qui réchauffe la Terre (la lumière visible du soleil le jour et l'énergie thermique réémis par la Terre la nuit).

VI.2. Bilan global d'énergie ou bilan pertes et gains énergétiques

A la limite de l'atmosphère, la Constante solaire est de 1400 watts/m. Cela correspond à un flux d'énergie de 350 – 400 w/m en moyenne globale annuelle (correspondant à une température au sol de 6 000 K (degré Kelvin). Ainsi, si la constante est de 100% on aura :

- 3% : interception par la Stratosphère (Ozone et autres gaz)
- 15% : interception par la Troposphère (vapeur d'eau, CO₂ et aérosol)
- 55% : diffusion de l'atmosphère (dont 21% vers la surface de la terre)
- 27% : arrive directement au sol

En réalité, 48% de la radiation solaire parviennent directement à la base de l'atmosphère ; ainsi d'autres sources indiquent :

- 31% de l'énergie reçue sont immédiatement réfléchis (25% par les nuages et 6% par le sol du fait de leur albédo)
- 26% de l'énergie reçue sont absorbées par l'atmosphère et les nuages, ce qui entraîne leur réchauffement
- Les 43% restant sont absorbés par le sol et le réchauffement.

Ainsi réchauffé, le sol remet cette énergie sous forme d'un rayonnement infrarouge qui est intercepté par les basses couches nuageuses de l'atmosphère (effet de serre) puis renvoyé vers l'espace.

Pertes (par rayonnement nocturne infra rouge)

- 21% : réflexion par l'albédo atmosphérique
- 4% : réflexion par l'albédo terrestre
- 6% : rediffusion vers l'espace à partir de l'atmosphère
- 26% : émission par les nuages
- 6% : émission directe de la surface de la terre.

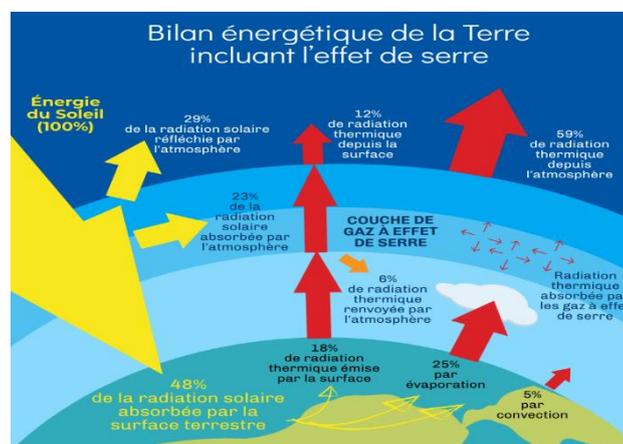


Figure 34: Bilan énergétique des ondes courtes et longues de la surface de la Terre et l'ambiance.

L'absorption de l'énergie solaire en un point de la surface terrestre dépend de la nature du sol. Afin d'apprécier la quantité d'énergie absorbée par rapport à l'énergie incidente, on utilise la notion d'Albédo qui est :

Albédo = le rapport lumière réfléchie/lumière incidente.

Tableau 7: Valeurs de l'albédo selon les types de surfaces

Types de surface	Albédo
Neige fraîche, soleil haut	0,80-0,85
Neige fraîche, soleil bas	0,90-0,95
Veille neige	0,50-0,60
Sable	0,20-0,30
Herbe	0,20-0,25
Terre humide	0,10
Terre sèche	0,15-0,25
Forêt	0,05-0,10
Eau, soleil horizontal	0,50-0,80
Nuage épais	0,70-0,80
Nuage mince	0,25-0,50

VI.3. Effet de serre et réchauffement climatique

VI.3.1. Qu'est-ce-que l'effet de serre ?

La Terre reçoit son énergie du Soleil, car les rayons du soleil réchauffent la surface de la terre. Les deux tiers de cette énergie sont absorbés par l'atmosphère, les sols et l'océan. Le tiers restant est directement renvoyé vers l'espace. Les nuages, et certains gaz naturellement présents dans l'atmosphère, absorbent une partie de ces rayonnements infrarouges et les réémettent vers la surface de la Terre. Ces gaz, que l'on appelle gaz à effet de serre, piègent une partie des rayonnements. C'est ce que l'on appelle l'effet de serre (Lebon, E. 2002).

Ainsi, l'effet de serre est un phénomène naturel essentiel à notre planète, puisqu'il permet de réguler la température sur Terre. En effet, il permet d'avoir une température moyenne de 15° C au lieu de -18°C.

Un déséquilibre engendré par les activités humaines depuis le XIXème siècle, sous l'effet de l'industrialisation, les activités humaines, émettrices de gaz à effet de serre, ont augmenté considérablement la quantité de gaz à effet de serre dans l'atmosphère dont les deux principaux sont les vapeurs d'eau et le dioxyde de carbone (CO₂). Cette augmentation des gaz dans l'atmosphère perturbe l'équilibre naturel et engendre ainsi un « effet de serre additionnel », réchauffant de plus en plus la surface de la planète et dérégulant le climat. La conséquence directe est donc une élévation de la température moyenne, qui atteindra selon les experts et les différents scénarios +2 à +6° d'ici 2100. C'est le réchauffement climatique. Des effets indirects sont d'ores et déjà perceptibles, comme la fonte des glaciers ou

l'élévation du niveau des océans, et ne feront qu'augmenter en termes de fréquence et d'intensité.

Quelle que soit l'estimation considérée, les conséquences du réchauffement sur l'environnement et les populations seront donc importantes (perturbations des milieux naturels, désertification, appauvrissement des sols, augmentation de l'intensité et de la fréquence des inondations et des tempêtes, « migrations climatiques », ...). D'où le terme de changement ou dérèglement climatique.



Figure 35: Effet de serre naturel et effet de serre induit

Figure 33. Effet de serre naturel et effet de serre induit.

VI.3.2. Les principaux gaz à effet de serre sont :

- Le dioxyde de carbone (CO₂) : il représente 2/3 de l'augmentation de l'effet de serre engendré par l'Homme. Il est émis par des activités comme la combustion de gaz, de pétrole, la déforestation. Sa durée de vie dans l'atmosphère est de l'ordre d'une centaine d'années. Les émissions actuelles de CO₂ auront donc un impact sur la température du globe pendant des dizaines d'années.
- Le méthane (CH₄) : les principales sources d'émissions de méthane sont les élevages de ruminants, les décharges d'ordures, les exploitations pétrolières et gazières et les rizières inondées. La durée de vie du méthane dans l'atmosphère est d'une dizaine d'années environ.
- Le protoxyde d'azote (N₂O) : ce gaz est principalement émis par les engrais azotés et certains procédés chimiques. Sa durée de vie est d'environ 120 ans.
- L'hexafluorure de soufre (SF₆) : ce gaz est utilisé dans certaines applications techniques, notamment pour les équipements électriques. Il a une durée de vie d'environ 50 000 ans dans l'atmosphère.

VI.3.3. Augmentation des gaz à effet de serre et changement climatique

Les changements climatiques correspondent à une variation statistiquement significative de l'état moyen du climat, ou à une variabilité du climat qui persiste pendant de longues périodes. Pour désigner ces phénomènes, on parle usuellement de « changement climatique ».

Le changement climatique peut avoir des causes naturelles. Cependant, le changement climatique observé actuellement sur Terre est pour la majeure partie scientifiquement attribué aux activités humaines. En effet, l'augmentation considérable des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, émis par l'Homme, a engendré un déséquilibre climatique, et sur le moyen et long terme le changement du climat mondial.

Chapitre VII | Classification climatique physique

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.

VII.1. Classification physique basée sur la température seulement

Une des plus connue est la classification de Köppen. Köppen (1884) distingue 4 zones thermiques :

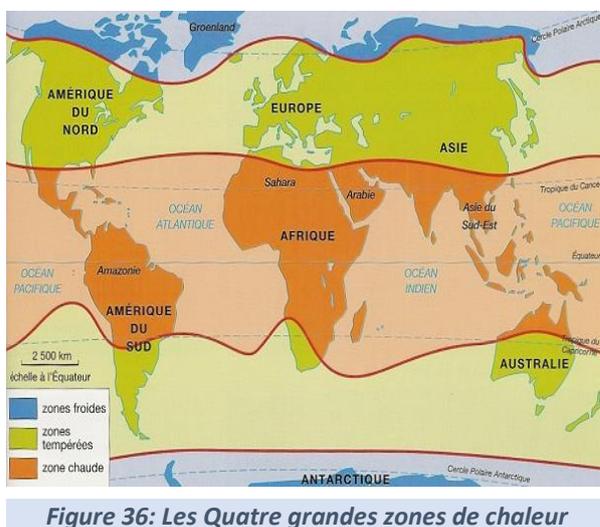


Figure 36: Les Quatre grandes zones de chaleur

- Zone tropicale et intertropicale** : la température moyenne n'est jamais inférieure à 20°C, donc il y a une extension de la période chaude durant toute l'année (Zones chaudes).
- Zone subtropicale** : la température moyenne est inférieure à 20°C pendant 1 à 8 mois (11-4 mois chauds en année) (Zones chaudes).
- Zone tempérée** : présence de saison thermique (avec 8 mois où la température moyenne est inférieure à 20°C et été chaud).
- Zone polaire** : Température moyenne du mois le plus chaud < 10 °C (Zones froides).

VII.2. Classification physique basée sur les températures et les précipitations

La classification climatique de Wladimir Köppen, établie en 1900, modifiée en 1918 et 1936, est l'une des plus fréquemment utilisée. Dans les grandes lignes, les climats mondiaux s'étalent de A à E, en allant de l'équateur aux pôles.

Un climat, selon cette classification, est repéré par un code de deux ou trois lettres (les critères indiqués dans les tableaux suivants sont ceux utilisés dans la carte, ils reprennent les critères utilisés par Köppen dans sa dernière publication en 1936).

Tableau 8: La classification climatique de Wladimir Köppen

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

Deux paramètres complètent cette répartition :

- Une caractéristique de température

Code	Description	S'applique à
a : été chaud	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne du mois le plus chaud $> 22\text{ °C}$ 	C-D
b : été tempéré	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne du mois le plus chaud $< 22\text{ °C}$ • Températures moyennes des 4 mois les plus chauds $> 10\text{ °C}$ 	C-D
c : été court et frais	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne du mois le plus chaud $< 22\text{ °C}$ • Températures moyennes mensuelles $> 10\text{ °C}$ pour moins de 4 mois • Température moyenne du mois le plus froid $> -38\text{ °C}$ 	C-D
d : hiver très froid	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne du mois le plus froid $< -38\text{ °C}$ 	D
h : sec et chaud	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne annuelle $> 18\text{ °C}$ 	B
k : sec et froid	<ul style="list-style-type: none"> • Température moyenne annuelle $< 18\text{ °C}$ 	B

- Une caractéristique de précipitations

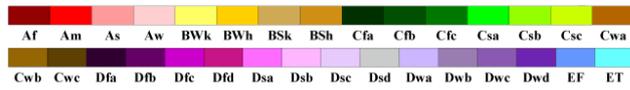
Code	Description	S'applique à
S	<ul style="list-style-type: none"> • Climat de steppe • Précipitations annuelles comprises entre 50 et 100 % du seuil calculé 	B
W	<ul style="list-style-type: none"> • Climat désertique • Précipitations annuelles $< 50\%$ du seuil 	B
w	<ul style="list-style-type: none"> • Saison sèche en hiver → Pour A : climat de la savane, P du mois hivernal le plus sec $< 60\text{ mm}$ et $< [100 - (\text{précipitations annuelles moyennes}) / 25]$ → pour C et D : P du mois hivernal le plus sec $< 1/10$ du mois le plus humide 	A-C-D
s	<ul style="list-style-type: none"> • Saison sèche en été → Pour A : climat de la savane, P du mois estival le plus sec $< 60\text{ mm}$ et $< [100 - (\text{précipitations annuelles moyennes}) / 25]$ → Pour C et D : P du mois estival le plus sec $< 40\text{ mm}$ et $< 1/3$ du mois hivernal le plus humide 	A-C-D
f	<ul style="list-style-type: none"> • Climat humide, précipitations tous les mois de l'année → Pour A : climat de la forêt tropicale, P du mois le plus sec $> 60\text{ mm}$ → Pour C et D : pas de saison sèche, ni « w » ni « s » 	A-C-D
m	→ Climat de mousson :	A

→ P du mois le plus sec < 60 mm et > $[100 - (\text{précipitations annuelles moyennes}) / 25]$

T	• Température moyenne du mois le plus chaud comprise entre 0 °C et 10 °C	E
F	• Température moyenne du mois le plus chaud < 0 °C	E

World Map of Köppen–Geiger Climate Classification

updated with CRU TS 2.1 temperature and VASCLimO v1.1 precipitation data 1951 to 2000



Main climates

- A: equatorial
- B: arid
- C: warm temperate
- D: snow
- E: polar

Precipitation

- W: desert
- S: steppe
- f: fully humid
- s: summer dry
- w: winter dry
- m: monsoonal

Temperature

- h: hot arid
- k: cold arid
- a: hot summer
- b: warm summer
- c: cool summer
- d: extremely continental
- F: polar frost
- T: polar tundra

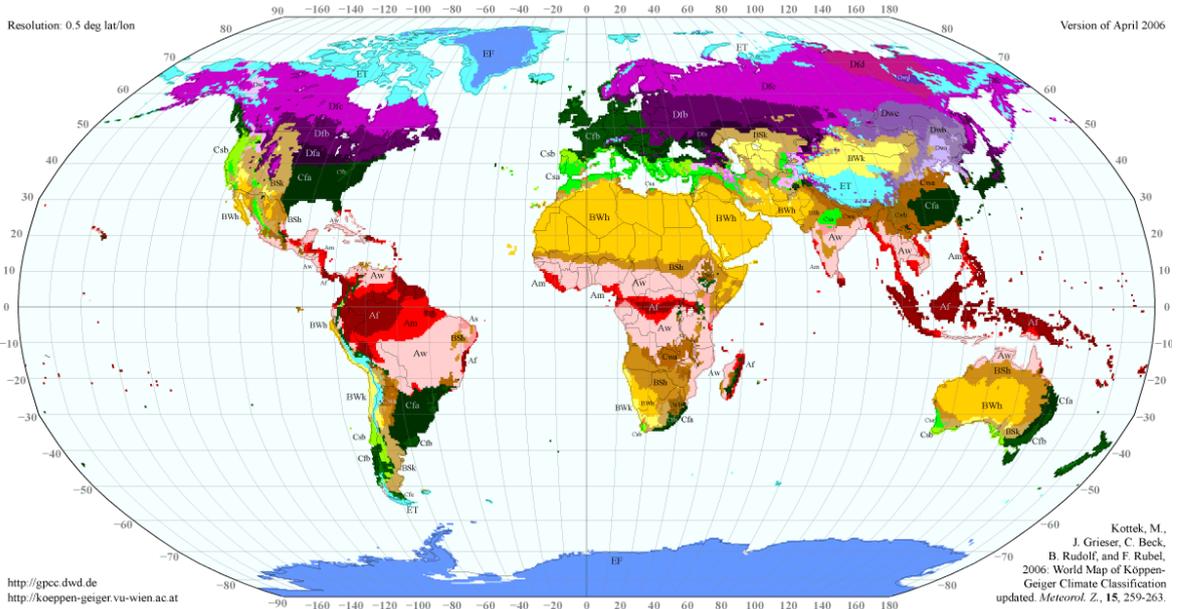


Figure 37: Carte de répartition des climats selon la classification de Köppen-Geiger

Chapitre VIII | L'aridité

VIII.1. Notion d'aridité

L'aridité est un phénomène climatique impliquant une pluviométrie faible. Dans les régions dites arides ou sèches, les précipitations sont inférieures à l'évapotranspiration potentielle (notée ETP). L'aridité étant une notion spatiale, une région peut être qualifiée d'aride et non une période. Elle est d'ailleurs marquée sur près de 30 % des terres continentales bien que répartie sur diverses latitudes. Il y a les zones arides zonales dues à la présence de la partie descendante des cellules de Hadley et les déserts non-zonaux dus à diverses causes. L'aridification est le changement de climat graduel ou brutal conduisant à une situation d'aridité.

Le degré d'aridité n'est pas identique dans tous les déserts, ce qui fait qu'ils sont subdivisés en trois principaux domaines (Boudjellal, 2009 ; Wang, 2015) :

- a) **Les déserts hyperarides ou absolus** : ils reçoivent des précipitations inférieures à 50 mm par an. Ces déserts sont les plus rares et ils couvrent environ 7,5% de la superficie terrestre mondiale.
- b) **Les déserts arides proprement dit** : dont les précipitations sont comprises entre 50 et 150 mm par an. Ils occupent pratiquement 12.5% de la surface terrestre.
- c) **Les déserts semi-arides** : ils reçoivent de 150 à 250 mm, voire jusqu'à 500 mm des précipitations par an. La superficie occupée par ces déserts est d'environ 17,7%.

En Algérie la zone aride représente près de 95% du territoire national dont 89% dans le domaine hyperaride (Madani, 2008).

Une autre typologie de classement des zones arides en déserts zonaux et non-zonaux

- a) Les déserts zonaux se retrouvent le long des tropiques :
 - Au niveau du **tropique du Cancer** : déserts des **États-Unis** et **Mexique**, **Sahara**, **désert d'Arabie**, d'Iran, **du Thar**. Le nom de l'État d'**Arizona** signifie *zone aride*.
 - Au niveau du **tropique du Capricorne** : **désert d'Atacama**, du **Kalahari**, déserts australiens
- b) Les déserts non zonaux ont différentes sources :
 - Zone d'ombre en aval de chaîne de montagnes : déserts américains du **Grand Bassin**, d'Argentine
 - À l'intérieur des continents : déserts d'Asie centrale dus aux courants froids des façades occidentales de continent.

VIII.2. Notion de désert

Il est difficile d'avoir une définition exacte d'un désert, car les aspects climatiques, les caractéristiques géomorphologiques ainsi que la flore et la faune présentent des

variations considérables. Cependant, l'aridité constitue le facteur commun dans tous les déserts. Etymologiquement le mot « désert » dérive du latin classique « deserta » qui signifie « lieu inhabité ».

Les déserts ont été décrits comme étant des régions particulièrement privées de vie et où les conditions climatiques et les facteurs environnementaux sont extrêmes. Ils sont caractérisés par une couverture végétale limitée ou pratiquement absente et une faune rare. Les communautés microbiennes sont probablement les principaux moteurs de ces systèmes vus qu'elles sont les médiatrices des processus biologiques⁴ (Makhalanyane et al., 2015).

Les espaces désertiques occupent un tiers des surfaces émergées de la planète, soit environ 50 millions de kilomètres carrés. Ils sont répartis suivant deux zones discontinues de part et d'autre de l'équateur et se trouvent généralement à l'intérieur des continents.

Leur classification repose sur des combinaisons de la quantité totale de précipitations annuelles, de la température, de l'humidité ou d'autres facteurs. Selon le critère température, il existe deux principales catégories de déserts : les déserts chauds et les déserts froids (Figure 02).

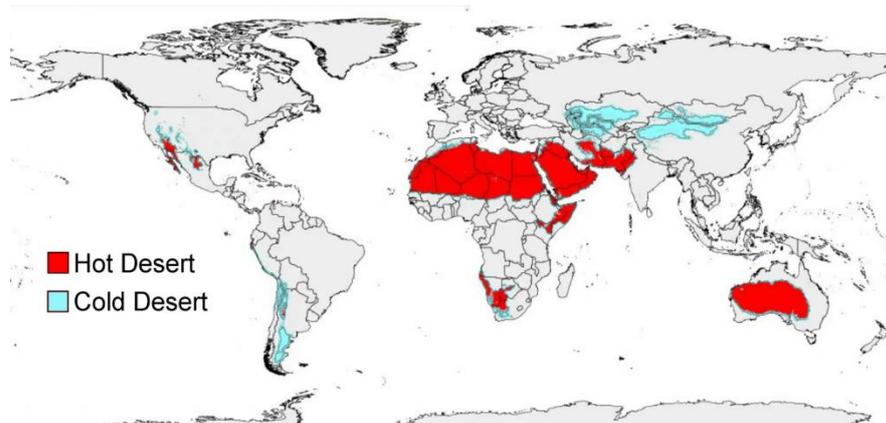


Figure 38: Distribution mondiale des déserts : déserts chauds et froids

a) Les déserts froids



Figure 39: Le fameux désert froid, le désert

Les déserts froids sont principalement situés dans les régions de l'Arctique canadien et de l'Antarctique. Ces déserts sont recouverts de glace, diurne tout le long de l'année en haute altitude.

Dans les déserts froids, la température est basse et généralement de l'ordre de (-30°C). Les déserts d'Asies sont considérés

⁴ Makhalanyane, T. P., Valverde, A., Gunnigle, E., Frossard, A., Ramond, J. B., & Cowan, D. A. (2015). Microbial ecology of hot desert edaphic systems. *FEMS microbiology reviews*, 39(2), 203-221.

parmi les déserts les plus froids dans le monde, en hiver leur température peut descendre à (-50°C) vu qu'ils reçoivent des influences polaires. Le désert de Gobi (Figure 03) représente l'exemple des déserts froids le plus connu.



Figure 40: Dunes de Sable dans le désert du Sahara, Algérie

- b) **Les déserts chauds** Les déserts chauds et secs sont les déserts les plus étendus à la surface terrestre. Leur température est très élevée avec des maximales pouvant atteindre 60° à 70°C. Le plus grand désert chaud du monde est le Sahara qui occupe 10% de la superficie du continent africain. Le Sahara algérien (Figure 04), couvre plus de 2 millions de kilomètres, il est l'une des régions les plus sèches et les plus chaudes dans le monde.

VIII.3. Les indices d'aridité

Le calcul d'un **indice d'aridité**, au même titre que la classification des **climats**, a toujours été un sujet de recherche en **climatologie**. Il existe une multitude d'indices et de formules, certaines basées sur des critères climatologiques, d'autres biogéographiques. Parmi tous ces indices, les plus connus restent ceux d'**Emmanuel de Martonne** (1926 à 1941), de **Charles Warren Thornthwaite** (1948), et de **Bagnouls et Gaussen** (1953 à 1957).

VIII.3.1. 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 :

$$IM = \frac{P \text{ (mm)}}{T \text{ (}^\circ\text{C)} + 10} \quad (\text{COUTAGNE. 1943}).$$

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. 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.

- IM : est l'indice d'aridité annuelle.
- P : est le total annuel des pluies en mm.
- T : est la moyenne thermique annuelle en (°C).

- Sachant que la valeur de 10 a été ajoutée aux moyennes thermométriques pour éviter les valeurs négatives de l'indice.

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

Tableau 9: Types de climats selon l'indice annuel de DE MARTONNE

Valeur de IM	Signification	
< 5	Aridité absolue	Désert sans culture
5 < IM < 10	Désert (Aride)	Désert et steppe ; aucune culture sans irrigation
10 < IM < 20	Semi-aride	Formations herbacées, steppes ou savanes. Irrigation nécessaire pour les cultures exigeant de l'humidité
20 < IM < 30	Semi-humide	Prairie naturelle ; irrigation généralement non nécessaire
30 < IM < 40	Humide	Les arbres jouent un rôle de plus en plus grand dans le paysage.
IM > 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 en 1934, une carte des climats dans le domaine atlantique d'Europe. 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 polaires et alpin.

⇒ Indice d'aridité mensuelle de DE MARTONNE

L'indice d'aridité de DE Martonne a été exprimé par d'autres chercheurs à l'échelle mensuelle. Il s'écrit comme suit :

$$Im = \frac{12p}{(t+10)} \quad \text{où :}$$

- p : est le total mensuel des pluies d'un mois donné.
- t est la moyenne thermique mensuelle du même mois en (°C).

- La pluviométrie est multipliée par 12 de façon à obtenir une valeur de l'indice comparable à celle de l'indice annuel.

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 (LEBOURJOIS, 2010).

Rapport Im	T (°C)	P (mm)
< 1	25 < T < 30	35 < P < 40
< 1,66	T = 30	P < 66
	T = 25	P < 58
	T = 20	P < 50

Pour certains auteurs le mois pour lequel $P / (T + 10) < 1$ est sec quant 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).

VIII.3.2. Indice d'aridité d'ANGSTRÖM (1936-1937)

En 1936, ANGSTRÖM suggéra une modification de l'indice de DE MARTONNE. Il montra que l'indice d'aridité était proportionnel à la durée des pluies, ce qui en retour était directement proportionnel à la somme des pluies et inversement proportionnel à une fonction exponentielle de la température (LEBOURGEOIS, 2010).

Il définit son coefficient comme :

$$I = \frac{P}{1,07^T}$$

Dans cette fonction, le dénominateur double pour chaque augmentation de 10°C.

VIII.3.3. Coefficient d'aridité de GORCZYNSKI

Le coefficient de GORCZYNSKI permet de quantifier le déficit hygrométrique d'un lieu. Il prend en compte les températures et les précipitations. Ce coefficient s'écrit de la manière suivante :

$$A = c (tw - tc) \frac{(Pw - Pd)}{Pa} \cos ec \emptyset \quad \text{Où :}$$

- c : est une constante. Elle est égale à 100 en milieu saharien.
- tw : Température du mois le plus chaud en (°C).
- tc : Température du mois le plus froid en (°C).
- Pw : Quantité annuelle maximale des pluies en mm.
- Pd : Quantité annuelle minimale des pluies en mm.
- Pa : quantité annuelle moyenne des pluies en mm.
- \emptyset : Cosécante du degré latitude du lieu considérée. Elle est égale à l'inverse du sinus.

Sachant que Pw et Pa, se calculent sur une durée de 50 ans.

La valeur de cet indice est d'autant plus élevée que la sécheresse est prononcée.

VIII.3.4. 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 .

$$I = PE / (M \times V) \text{ (zone méditerranéenne)}$$

- Un été est sec quand $I < 5$
- PE = somme des pluies estivales (mm),
- M = temp max. moyenne du mois le plus chaud
- V = variation thermique journalière moyenne pour la période estivale)

VIII.3.5. 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.

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

IM < 1...Climat Sec

IM > 1...Climat Humide

VIII.3.6. Indice de Lang (Facteurs de pluie de Lang)

Il est défini au moyen de l'expression : $I = P/T$

- P : précipitation moyenne annuelle en mm.
- T : température moyenne annuelle en °C

Valeur de I	Classification climatique d'après Lang
0 - 20	Déserts
20 - 40	Aride
40 - 60	Semi-aride (Steppe et la savane)
60 - 100	Semi-humide (Forêt clair)
100 - 160	Humide (Grandes forêts)
> 160	Hyper humide (prairies et toundras)

VIII.3.7. Indice d'humidité de Manguet (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 Manguet 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.

Valeurs de l'indice d'humidité de Mangenot	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 »)

8.3.4 Indice d'aridité estivale (E) de Birot

Birot caractérise la sécheresse estivale en région méditerranéenne et considère le rapport :

$$I = \frac{P^*J}{T}$$

J : Le nombre de jours de pluie

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-Im) 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

VIII.3.8. Indice Xérothermique d'Emberger (1942)

Emberger, (1942) a caractérisé l'importance et l'intensité de la sécheresse estivale par l'indice S.

$$I_s = \frac{PE}{M}$$

- PE : Somme des précipitations moyennes estivales
- M : moyenne des températures du mois le plus chaud

D'après les travaux de Daget, (1977) un climat ne peut être qualifié par **méditerranéen** que si l'indice xérothermique S est **supérieur à 7**. Entre 5 et 7 le climat peuvent se joindre aux zones étrangères à l'aire isoclimatique méditerranéenne.

A ce sujet, Bouazza in Belhacini (2015) a mis en évidence une liste des espèces en relation avec l'indice de sécheresse :

<i>Chamaerops humilis</i>	0.54 < Is < 0.80
<i>Ampelodesma mauritanicum</i>	0.80 < Is < 1.28
<i>Quercus ilex</i>	0.69 < Is < 1.28
<i>Calycotome intermedia</i>	0.52 < Is < 0.77
<i>Thymus ciliatus</i> subsp. <i>Coloratus</i>	0.40 < Is < 0.71
<i>Juniperus oxycedrus</i> subsp. <i>oxycedrus</i>	0.56 < Is < 1.38.

VIII.3.9. Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gausсен (1953)

La représentation de ce diagramme consiste à porter sur le même graphique les variations des températures moyennes et les précipitations. Elles sont portées sur deux axes parallèles en fonction du temps, dont l'échelle est ($P=2 \text{ mm} \leq T=1^\circ\text{C}$).

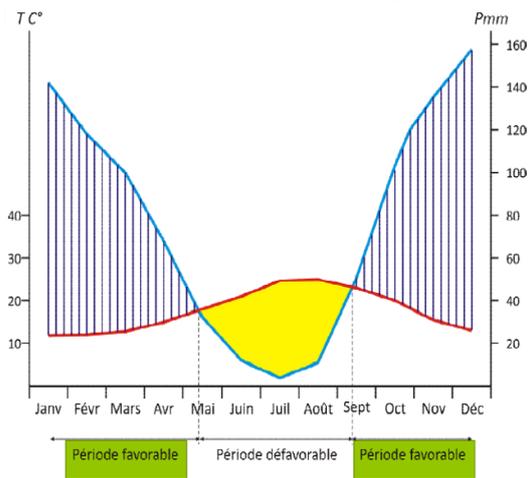


Figure 41: Diagramme Ombrothermique de Bagnouls et Gausсен (1953).

Bagnouls et Gausсен, (1953) considèrent un mois sec est celui où le total mensuel des précipitations (mm) est inférieur ou égal à deux fois la valeur de température moyenne mensuelle exprimé en °C. Autrement exprimé par ($P \leq 2 T$). Le diagramme ainsi obtenu (fig. 01) permet de visualiser la saison sèche où la courbe des températures passe au-dessus de celle des précipitations.

Chapitre IX | Hydrologie

IX.1. 9.1 Définition de l'hydrologie

L'hydrologie peut se définir comme l'étude du cycle de l'eau et l'estimation de ses différents flux. L'hydrologie au sens large regroupe :

- ⇒ La **climatologie**, pour la partie aérienne du cycle de l'eau (précipitations, retour à l'atmosphère, transferts, etc.) ;
- ⇒ L'**hydrologie de surface** au sens strict, pour les écoulements à la surface des continents ;
- ⇒ L'**hydrodynamique des milieux non saturés** pour les échanges entre les eaux de surface et les eaux souterraines (infiltration, retour à l'atmosphère à partir des nappes, etc.) ;
- ⇒ L'**hydrodynamique souterraine** (sensu stricto) pour les écoulements en milieux saturés.
 - L'**hydrologie de surface** est la science qui traite essentiellement des problèmes qualitatifs et quantitatifs des écoulements à la surface des continents. Ces problèmes se ramènent généralement à des prévisions (associer à une date une certaine grandeur) ou des prédéterminations (associer à une grandeur une certaine probabilité) de débits ou de volume en un point ou sur une surface.
 - L'**hydrologie souterraine** ou **hydrogéologie** porte sur les ressources du sous-sol, leur captage, leur protection et leur renouvellement.

IX.2. 9.2 Le cycle de l'eau sur le bassin versant

Le cycle de l'eau, appelé aussi **cycle hydrologique**, est l'ensemble des cheminements que peut suivre une particule d'eau. Ces mouvements, accompagnés de changements d'état, peuvent s'effectuer dans l'atmosphère, à la surface du sol et dans le sous-sol. Chaque particule n'effectue qu'une partie de ce cycle et avec des durées très variables : une goutte de pluie peut retourner à l'océan en quelques jours alors que sous forme de neige, en montagne, elle pourra mettre des dizaines d'années.

Le cycle hydrologique met en jeu plusieurs compartiments qui sont l'atmosphère, le sol, les nappes phréatiques, les cours d'eau et plans d'eau, les mers et les océans.

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).

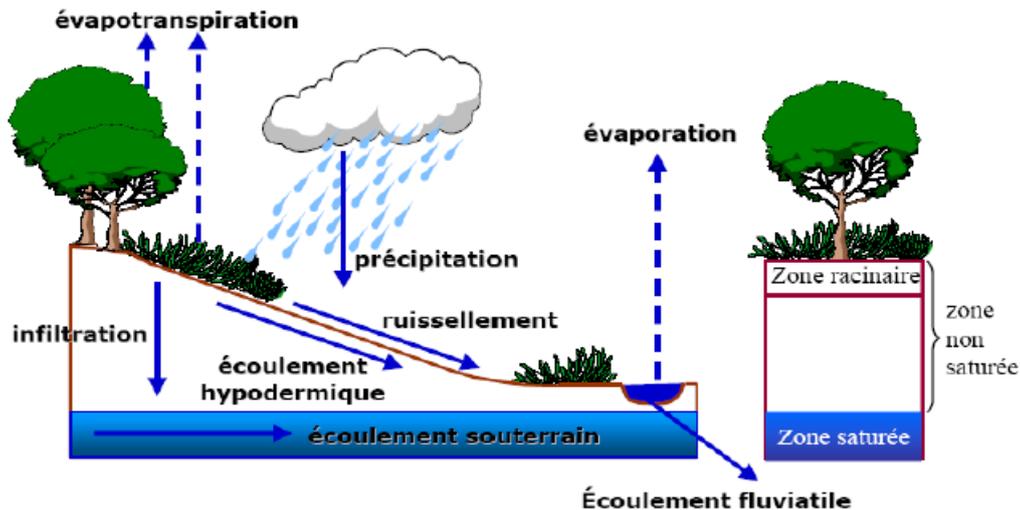


Figure 42: Cycle hydrologique

Les paramètres du cycle de l'eau

Les éléments qui composent le cycle de l'eau sont respectivement :

- Les précipitations : eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre, sous forme liquide (pluie, averse) et / ou solide (neige, grêle) ainsi que les précipitations déposées ou occultes (rosée,...).
- L'évaporation : passage de la phase liquide à la phase vapeur, il s'agit de l'évaporation physique.
- L'évapotranspiration : englobe les processus d'évaporation et de transpiration de la végétation

IX.3. Répartition des eaux sur Terre

La Terre porte le nom de planète bleue parce que c'est ainsi qu'elle apparaît depuis l'espace du fait que sa surface est couverte d'eau à 70 %. Mais si l'eau est abondante, l'eau douce ne représente que 2.53 % de toute l'eau de la planète et seule l'eau douce soutient la vie terrestre, notamment la vie humaine. L'eau douce est donc un bien rare et précieux qui, s'il est contaminé, peut ne plus pouvoir remplir ses différents rôles écologiques. Or, l'humanité s'approprie une part significative de l'eau douce, la retire aux écosystèmes terrestres dont nous dépendons tant, la rend inaccessible, y compris pour notre propre utilisation, et la contamine. Dans ce contexte, il est crucial de savoir comment l'eau est répartie sur Terre et dans quelles proportions.

Le volume total d'eau que porte la Terre est de 1,4 milliards de km³ ou 1,4 billions de m³ (1,4.10¹² m³). De ce volume, 2,53 %, soit 35 millions de km³ (ou 35 Gm³), est de l'eau douce (tableau ci-dessous). La majeure partie de l'eau de la planète est salée et est contenue dans les différentes mers et océans. Une petite partie d'eau salée se retrouve aussi dans des aquifères souterrains (1 %) et dans des lacs (0,006 %).

Tableau 10: Répartition en volume et en pourcentage des différentes sources d'eau salée et d'eau douce présentes sur Terre⁵.

	Volume (10 ³ km ³)	Pourcentage de l'eau totale (%)	Pourcentage de l'eau douce (%)
Eau totale	1,386 millions	100	-
Eau douce totale	35 000	2,53	100
Océans mondiaux	1,340 millions	96,5	-
Eau salée souterraine	13 000	1	-
Eau douce souterraine	10 500	0,76	30
Glaciers antarctiques	21 600	1,56	61,7
Glaciers du Groenland	2 340	0,17	6,7
Îles arctiques	84	0,006	0,24
Glaciers montagneux	40,6	0,003	0,12
Pergélisol et glace souterraine	300	0,022	0,86
Lacs salins	85,4	0,006	-
Lacs d'eau douce	91	0,007	0,26
Humidité du sol	16,5	0,0012	0,047
Tourbières	11,5	0,0008	0,03
Rivières (flux moyen)	2,12	0,0002	0,006
Dans la matière biologique	1,12	0,0001	0,0003
Dans l'atmosphère (en moyenne)	12,9	0,0001	0,04

IX.4. Calcul du bilan hydrologique

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

Au niveau de l'espace, il est d'usage de travailler à l'échelle d'un bassin versant mais il est possible de raisonner à un autre niveau (zone administrative, entité régionale, etc.).

L'équation du bilan hydrique se fonde sur l'équation de continuité et peut s'exprimer comme suit, pour une période et un bassin donné :

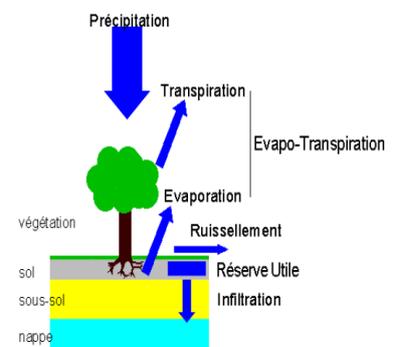
$$P + S = R + E + (S \pm \Delta S)$$

Avec :

P : précipitations [mm] ;

S : ressources disponibles à la fin de la période précédente [mm] ;

R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm] ;



⁵ Gleick, P. H., & Palaniappan, M. (2010). Peak water limits to freshwater withdrawal and use. Proceedings of the National Academy of Sciences, 107(25), 11155-11162.

E : évaporation (y compris évapotranspiration) ;
 S+/- Δ S : ressources accumulées à la fin de la période étudiée [mm].

Le bilan hydrique permet d'évaluer les apports et les sorties en eau sur une période déterminée.

L'évaluation du bilan d'eau est nécessaire aux paramètres physiques du milieu tels que les éléments climatologiques, pédologiques qui interviennent dans le cycle de l'eau. Le calcul de ce bilan est nécessaire pour la connaissance du milieu géographique, pour mieux définir les besoins globaux chiffrés du milieu et essentiellement pour l'évaluation du volume des ressources en eau souterraine (infiltration) et de surface (ruissellement).

IX.5. Le bilan hydrique en forêt méditerranéenne

La modélisation du bilan hydrique peut s'effectuer à différentes échelles de temps (an, mois, jour, heure) et pour des degrés de précisions variables selon les objectifs poursuivis comme par exemple caractériser un climat sur plusieurs années, évaluer la croissance forestière, étudier des processus écophysologiques.

Le modèle présenté ici se fonde sur le modèle proposé par Granier et al (1999)⁶ dénommé BILJOU (<https://appgeodb.nancy.inra.fr/biljou/>). Ce modèle est exclusivement forestier, à la différence d'autres modèles plus généralistes, et il utilise un pas de temps journalier.

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'infiltré 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 1980⁷).

Le bilan hydrique représente l'ensemble des flux d'eau entrants et sortants au niveau de l'écosystème (Figure 1). Dans de nombreux écosystèmes forestiers méditerranéens on peut négliger les remontées capillaires et l'évaporation du sol lorsque le couvert par la végétation est suffisant. On peut également ne pas prendre en compte les écoulements latéraux, ce qui est justifié sur des terrains plats ou en

⁶ Granier, A. A., Bréda, N., Badeau, V. V., & Fiquepron, J. J. (2012). L'eau forestière de qualité: comment agir sur les quantités produites?. *Revue forestière française*, 64(3), 283-292.

⁷ Aussenac, G. (1980). Comportement hydrique de rameaux excisés de quelques espèces de sapins et de pins noirs en phase de dessiccation. In *Annales des sciences forestières* (Vol. 37, No. 3, pp. 201-215). EDP Sciences.

milieu de pente mais pas les zones de départ ou d'accumulation (sommet, fonds de vallon). Dans ces conditions, le bilan hydrique s'écrit de la façon suivante :

$$P - (I_{ed} + I_{sb}) - (T_{ed} + T_{sb}) = \Delta S + Dr$$

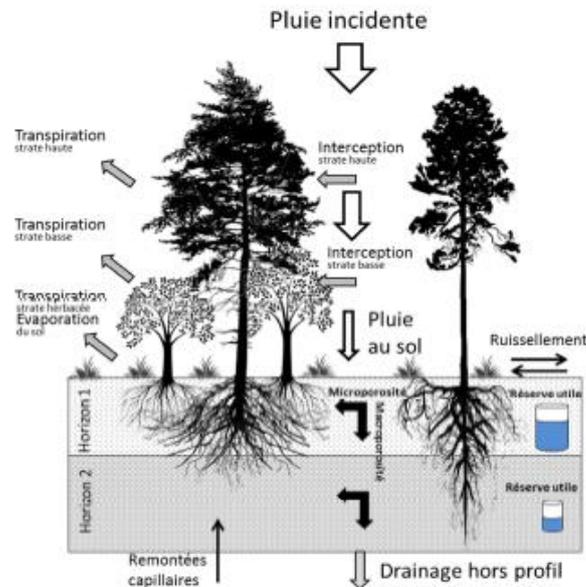


Figure 43: Schéma théorique du bilan hydrique pour un peuplement de pin d'Alep

La pluie incidente est interceptée en partie par la strate de pin et par le sous-bois. Une partie de la pluie arrivant au sol permet d'alimenter la réserve utile en eau de chaque horizon via la microporosité alors qu'une autre fraction est drainée par la macroporosité. La végétation, pour sa transpiration, prélève dans la réserve utile de chaque horizon proportionnellement à la fraction de racines fines. La fraction d'eau drainée hors du profil racinaire permet l'alimentation en eau profonde.

Pour une période donnée, cette équation indique que les entrées, c'est à dire les précipitations incidentes (P) auxquelles on retranche l'interception par l'étage dominant (I_{ed}) et par le sous-bois (I_{sb}), la transpiration par l'étage dominant (T_{ed}) et le sous-bois (T_{sb}), sont égales à la variation du stock d'eau dans le sol (ΔS) plus le drainage hors de la zone de captation par les racines (Dr). Nous allons par la suite exposer comment évaluer successivement le terme de droite de l'équation, qui correspond au compartiment souterrain, puis celui de gauche, relatif au compartiment aérien.

2-1 Compartiment sol : la détermination de la réserve utile et de son évolution

L'alimentation en eau de la végétation se fait au moyen du stock en eau du sol utilisable par la plante encore appelé réserve utile (RU). La RU se calcule pour chaque horizon de la manière suivante (voir par exemple Jabiol et al., 2009) :

$$RU \text{ (mm)} = 0,01 (CC\% - HF\%) \times z \text{ (mm)} \times d_a \times [(100 - EG\%) / 100]$$

CC= quantité d'eau à la capacité au champ (après ressuyage du sol) en % massique

HF= quantité d'eau au point de flétrissement permanent en % massique.

Chapitre X | L'EVAPOTRANSPIRATION

X.1. Définition de l'évapotranspiration

Le terme évapotranspiration (ET) désigne 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 2.45 10⁶ J pour évaporer 1 kg d'eau à 20°C (= 1 mm d'eau = 1 litre d'eau par m² = 1 kg).

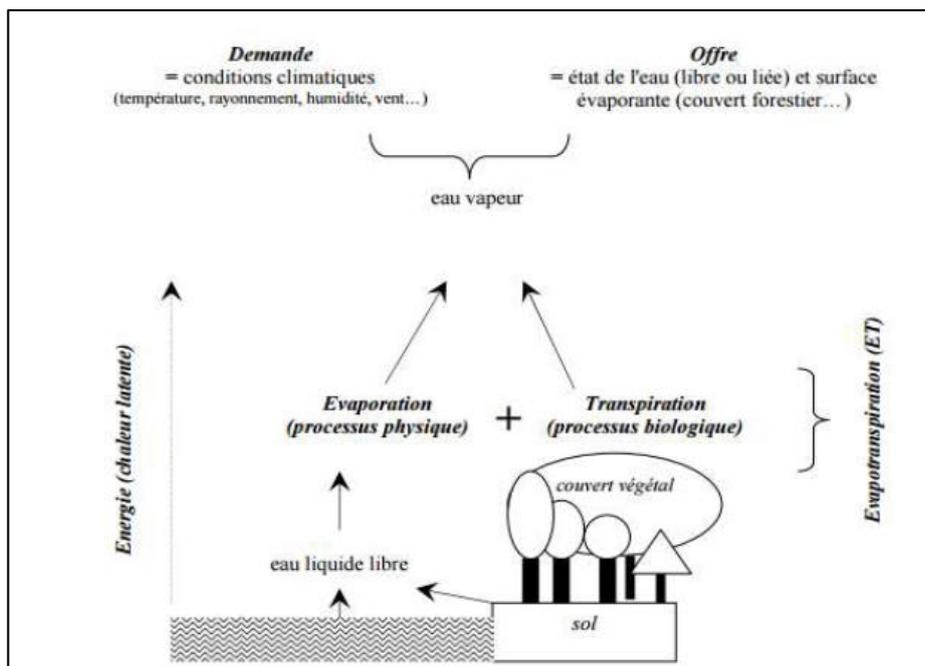


Figure 44: Illustration de l'évapotranspiration dans un écosystème (Lebourgeois, 2010)

X.2. L'intensité de l'évapotranspiration dépend :

- ⇒ **De la demande** : C'est-à-dire des apports énergétiques (rayonnement, température) nécessaires à l'évaporation et qui conditionne l'humidité atmosphérique ainsi que du vent qui remplace éventuellement l'air humide, au contact de la surface liquide ou humide par l'air sec. Ces apports énergétiques proviennent essentiellement du bilan radiatif et plus particulièrement du rayonnement net ;
- ⇒ **De l'offre** : c'est-à-dire de la disponibilité de l'eau évaporable qui est une fonction de l'état de la surface, de la nature de la couverture végétale, etc. cette disponibilité est en fait la résultante de l'ensemble des résistances qui

s'opposent au transfert de la vapeur d'eau depuis les « sites » de vaporisation jusqu'à l'air libre :

- Résistance (r_a) qui dépend de la vitesse du vent, de la hauteur de la végétation et de la rugosité de la surface supérieure du couvert ;
- Résistance de l'espace poreux végétal (r_p) qui dépend de la densité et de la structure du couvert végétal et de la vitesse du vent ;
- Résistance de la couche superficielle du sol (r_o) qui, quand il est desséché, freine l'évaporation du sol (croûte = mulch) ;
- Résistance des stomates (r_s) au transfert de la vapeur d'eau depuis la chambre sous stomatique jusqu'à l'extérieur de la feuille.

X.3. 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.

X.4. 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,...).

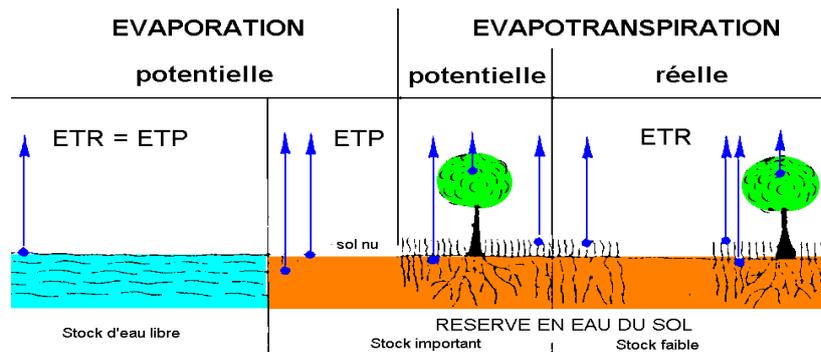
Sur le plan agronomique et forestier, on est conduit à définir essentiellement trois données :

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, $ETR < ETM < ETP$.



X.5. 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. 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).

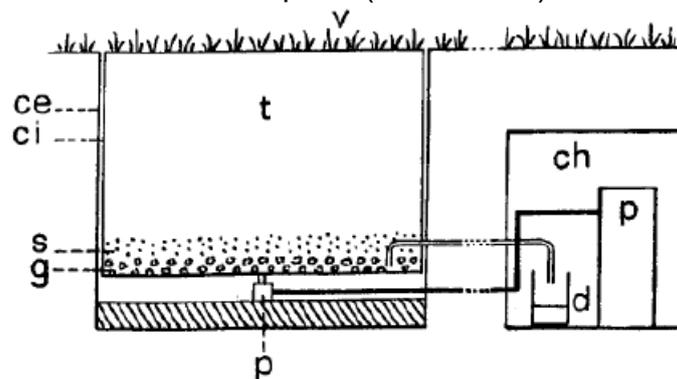


Figure 45: Schéma d'un évapotranspiromètre pesable et de son dispositif de mesures.

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 XI | LE 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 .

XI.1. BIOCLIMAT MÉDITERRANÉEN

D'après SKOURI (1994), les caractéristiques du climat, varient beaucoup à l'intérieur de l'espace méditerranéen qui s'étend, en gros, des Alpes au nord, au Sahara au sud et de l'Atlantique à l'ouest à la mer Caspienne à l'est. L'ensemble des territoires correspondant à la région méditerranéenne, compte tenu du Sahara et du complexe Irano-Touranien, représente approximativement une superficie de $2\,300\,000\text{ km}^2$ (QUEZEL, 1979)



Figure 46: Pays de la région méditerranéenne, limite bioclimatique et du bassin versant méditerranéen.
 Source : Plan Bleu d'après Ewing et al., 2010

La région méditerranéenne est caractérisée par des critères bioclimatiques d'une extraordinaire hétérogénéité:

XI.2. Hétérogénéités bioclimatiques et notion d'étage altitudinal de végétation

Le climat méditerranéen, est essentiellement caractérisé par le synchronisme de la période sèche et de la période chaude (DAGET, 1977). En partant des paramètres climatiques cité précédemment, principalement la température et la pluviométrie, ainsi que les autres facteurs localement importants (ensoleillement, humidité atmosphérique, vent), les auteurs ont abouti à définir en région méditerranéenne toute une série de types bioclimatiques auxquels correspondent très généralement un ou plusieurs types de forêts ou de structures arborées.

D'après QUEZEL & MEDAIL (2003), de nombreux biologistes et bioclimatologistes ayant travaillé dans la région méditerranéenne ont proposé divers types de classification, débouchant très généralement sur l'individualisation d'indices bioclimatiques. Il s'agit surtout des classifications proposées par EMBERGER (1955) et BAGNOULS & GAUSSEN (1957). D'autres auteurs ont apporté à ces travaux diverses précisions, parmi eux : WALTER & LIETH (1960), SAUVAGE (1963), LE HOUÉROU (1971), DAGET (1977), NAHAL (1977), BARBERO & QUEZEL (1982), MICHALET (1991). Tous ces travaux caractérisent les divers types bioclimatiques méditerranéens essentiellement en fonction des précipitations, des températures et de la période de sécheresse estivale.

XI.3. Conceptions d'EMBERGER et notion d'étage altitudinal de végétation

Les recherches d'EMBERGER au Maroc, puis en France et dans l'ensemble de la région méditerranéenne, l'ont amené à définir, du point de vue bioclimatique, divers ensembles de végétation qui peuvent être caractérisés en fonction du coefficient pluviométrique (Q_2) qu'il a mis au point ; cet indice repose sur les critères liés aux précipitations annuelles moyennes (P en mm), à la moyenne des minima du mois le plus froid de l'année (m) et à la moyenne des maxima du mois le plus chaud (M), selon la formule :

$$Q_2 = \frac{2000 P}{M^2 - m^2}$$

Ces valeurs peuvent être organisées en un graphique orthonormé, le Climagramme d'EMBERGER (1933) ou l'indice (Q_2) caractérisant le degré d'humidité globale du climat est en ordonnées et m en abscisses (Figure

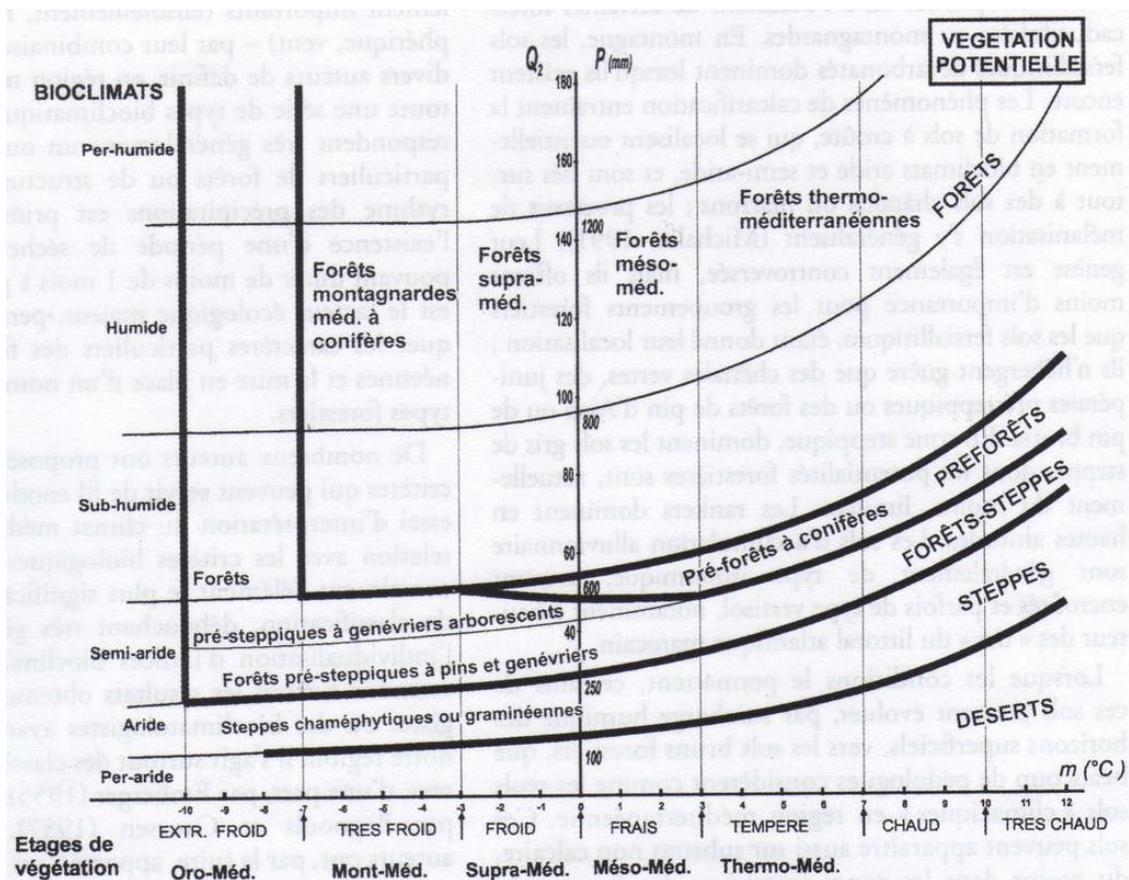


Figure 47: Climagramme d'EMBERGER indiquant les grands types de structure de végétation méditerranéenne, en fonction des bioclimats et des étages de végétation d'après QUEZEL & MEDAIL (2003a).

N.B. Les bioclimats sont définis par la moyenne des précipitations annuelles (P) ou le quotient pluviométrique Q_2 en ordonnées, et les étages de végétation sont définis par la moyenne des minima du mois le plus froid (m) de l'année en abscisses. Ces deux séries de variables permettent de situer de façon schématique sur le climagramme, les types bioclimatiques et les étages altitudinaux de végétation (QUEZEL & MEDAIL, 2003a).

Ces divers types de bioclimats peuvent être à leurs tours subdivisés en sous-types (supérieur, moyen et inférieur) comme ce qui a été indiquait par DAGET (1977). De même, à partir de ces valeurs peut être approximativement évaluée la durée de la période de sécheresse estivale (Tableau 2).

Tableau 11: Relations entre le type de bioclimat, les valeurs de P (moyenne annuelle des précipitations), de Q2 (coefficient d'EMBERGER) et le nombre de mois secs (QUEZEL & MEDAIL, 2003a).

Type de bioclimat	Précipitations annuelles (P en mm)	Coefficient d'Emberger (pour m = 0°C)	Nombre de mois secs
Bioclimat per-aride	$P < 100$ mm	$Q2 < 20$	11 à 12 mois
Bioclimat aride	$100 < P < 400$ mm	$20 < Q2 < 30$	7 à 10 mois
Bioclimat semi-aride	$400 < P < 600$ mm	$30 < Q2 < 50$	4 à 7 mois
Bioclimat sub-humide	$600 < P < 800$ mm	$50 < Q2 < 90$	3 à 5 mois
Bioclimat humide	$800 < P < 1\ 200$ mm	$90 < Q2 < 120$	1 à 3 mois
Bioclimat per-humide	$P > 1\ 200$ mm	$Q2 > 120$	±0 mois

Tableau 12: Relations entre les variantes thermiques et l'amplitude thermique en fonction de m (moyenne des minima du mois le plus froid de l'année) (QUEZEL & MEDAIL, 2003a).

Variante thermique	Amplitude thermique (m)
Très chaude	$M > 10^{\circ}\text{C}$
Chaude	$7 < m < 10^{\circ}\text{C}$
Tempérée	$3 < m < 7^{\circ}\text{C}$
Fraîche	$0 < m < 3^{\circ}\text{C}$
Froide	$-3 < m < 0^{\circ}\text{C}$
Très froide	$-7 < m < -3^{\circ}\text{C}$
Extrêmement froide	$m < -7^{\circ}\text{C}$

D'après QUEZEL (1974, 1985) On peut, définir les étages altitudinaux de végétation en région méditerranéenne en fonction des critères thermiques, on obtient :

- L'étage infra-méditerranéen, répondant davantage à des critères biogéographiques et écologiques que thermiques (mais où m est généralement supérieur à $+7^{\circ}\text{C}$), localisé sur le littoral du Maroc sud-occidental (région d'Agadir), correspond à la zone de l'Arganier (*Argania spinosa*), ou le gommier (*Acacia gummifera*) et les euphorbes cactoïdes déterminent un paysage très particulier d'allure sub-tropicale.
- L'étage thermo-méditerranéen, pour des valeurs de m supérieures à $+3^{\circ}\text{C}$, est très largement présent en Afrique du Nord, mais aussi en Espagne méridionale, en Grèce du Sud et au Proche-Orient. Là, domine l'olivier, le caroubier, le lentisque, mais aussi le pin d'Alep ou le pin brutia et le thuya de Berbérie ; les chênes sclérophylles, voire caducifoliés, ne sont pas totalement absents. Cet étage atteint localement 800 à 1 000 m sur le revers méridional de la méditerranée. En revanche, il reste ponctuel et peu développé sur les rivages septentrionaux ;

- L'étage méso-méditerranéen (encore appelé parfois eu-méditerranéen) présent schématiquement pour des valeurs de m comprises entre 0 et $+3^{\circ}\text{C}$, s'étend du littoral à 300-400 m en France, en Catalogne et en Italie continentale par exemple, mais de 400-500 m à 800-1 000 m dans le nord des pays du Maghreb. Il est surtout constitué, mais pas exclusivement, par des forêts de chênes sclérophylles ;
- L'étage supra-méditerranéen (m compris entre 0 et -3°C) est largement dominé par les chênes caducifoliés, du moins sur les rives septentrionales de la méditerranée, ou il s'étend entre 400-500 m et 800-900 m ; au sud, il atteint généralement 1 400-1 500 m et montre encore une prédominance des chênes sclérophylles, partout où les précipitations sont insuffisantes (bioclimats semi-aride et sub-humide, et il est parfois pour cela désigné sous le terme d'étage méditerranéen supérieur.
- L'étage montagnard-méditerranéen (m compris entre -3 et -7°C) s'étend au-dessous du précédent et correspond à la zone de développement optimal des cèdres, des sapins méditerranéens et des diverses espèces du sapin noir. Il se situe entre 800-900 m et 1 300-1 400 m sur le revers septentrional méditerranéen et 1 400-1 500 m et 2 200- 2 400 m au sud ;
- L'étage oroméditerranéen (m inférieur à -7°C), s'installe sur les très hautes montagnes méditerranéennes (Atlas, Taurus, Mont Liban) à partir de 2 200- 2 400 m ; il est clairsemé ou dominant les genévriers arborescents. La limite supérieure des forêts, ou plutôt des formations arborées, varie bien sûr en fonction de la latitude ; elle se situe entre 2 000 et 2 300 m au nord et 2 500- 2 800 m sur le Hauts Atlas.

Tableau 13: Principales essences caractéristiques en forêts méditerranéennes, en fonction des divers étages altitudinaux et de la moyenne des minima du mois le plus froid de l'année (m), d'après QUEZEL & MEDAIL (2003a).

Etages altitudinaux méditerranéen	Forêts méditerranéennes	Moyenne des minima du mois le plus froid (m)
Oroméditerranéen	Genévrier thurifère, genévrier.	$m < -7^{\circ}\text{C}$
Montagnard-méditerranéen	Cèdres, sapins méditerranéens, pin noir	$-7 < m < -3^{\circ}\text{C}$
Supra-méditerranéen	Chênes caducs, chênes sclérophylles, pin noir, pin sylvestre.	$-3 < m < 0^{\circ}\text{C}$
Méso-méditerranéen	Chênes sclérophylles, cyprès, pin d'Alep, pin brutia, oxycèdre (chênes caducs).	$0 < m < +3^{\circ}\text{C}$
Thermo-méditerranéen	Olivier, caroubier, lentisque, pin d'Alep, pin brutia, genévrier rouge.	$+3 < m < +7^{\circ}\text{C}$
Infra-méditerranéen	Arganier, gommier.	$> +7^{\circ}\text{C}$

XI.4. Classification des bioclimats méditerranéens selon GAUSSEN & BAGNOULS

Un autre essai de classification des bioclimats méditerranéens a été tenté par GAUSSEN (1953) et BAGNOULS & GAUSSEN (1957), repris en particulier par WALTER & LIEH (1960). Selon ces conceptions, les divers types de bioclimats se distinguent grâce aux diagrammes ombrothermique, qui reposent sur un indice :

Si $P/T \leq 2$ alors le mois est sec, avec P : précipitation mensuelle moyenne exprimée en mm et T : température mensuelle moyenne exprimée en degré Celsius. L'indice est ici, la hauteur d'eau par degré de température. Si elle est inférieure à 2, on considère qu'il y a manque d'eau. Le diagramme, représente pour les douze mois les courbes des températures et des précipitations. L'ordonné doit être gradué de telle sorte que $P = 2T$. Cela permet de représenter le déroulement annuel des précipitations, des températures et laisser apprécier le rapport entre précipitations et températures, puisque la sécheresse apparait quand la courbe de température passe au-dessus de la courbe des précipitations (CHARRE, 1997).

La quantification de la sécheresse climatique a encore été précisée par l'établissement d'un indice xérothermique (x) établi en fonction des jours biologiquement secs et en tenant compte du rythme des pluies, des rosées et de l'humidité atmosphérique.

Les courbes ombrothermique ont permis à GAUSSEN (1954) de définir divers types de bioclimats qui, associés à l'indice xérothermique, en région méditerranéenne, amènent à la structuration suivante :

- Un climat xéro-thermo-méditerranéen pour $150 < x < 200$;
- Un climat thermo-méditerranéen accentué pour $125 < x < 150$;
- Un climat thermo-méditerranéen atténué pour $100 < x < 125$;
- Un climat méso-méditerranéen accentué pour $75 < x < 100$;
- Un climat méso-méditerranéen atténué pour $40 < x < 75$;
- Un climat subméditerranéen pour $0 < x < 40$;

Le nombre de mois secs, difficilement perceptibles dans les modèles initiés par EMBERGER, a été synthétisé sur la carte de l'aridité en région méditerranéenne. Ces données correspondent schématiquement aux critères obtenus en fonction des valeurs du coefficient ombrothermique de BAGNOULS & GAUSSEN (1957).

Les limites affichées, malgré la simplification des données, sont, en fonction de l'analyse des structures de végétation, beaucoup moins précises que les valeurs obtenues à partir des isohyètes et accentuent nettement les résultats vers l'aridification, en raison de la rigidité des données utilisées : une seule valeur mensuelle des températures moyennes et des précipitations.

XI.5. Comparaison entre les deux conceptions

La classification de GAUSSEN et BAGNOULS, essentiellement fondée sur le nombre de jours physiologiquement secs, est finalement moins modulée que celle obtenue avec le système d'EMBERGER ; les températures maximales et minimales mensuelles moyennes n'y sont pas utilisées en particulier, du moins sur les modèles proposés par GAUSSEN ou WALTER. Bien que, dans leurs grandes lignes, ces deux classifications donnent pour la compréhension des forêts méditerranéennes des résultats assez comparables, du moins pour une région géographique limitée, le schéma d'EMBERGER nous a paru plus près des réalités écologiques, en particulier dans les régions à précipitations printanières élevées et à hiver doux, notamment en Grèce méridionale, en Anatolie et en Afrique du Nord. De même, GAUSSEN exclut de la région méditerranéenne son étage subméditerranéen, alors que pour d'autres auteurs, certains paysages de cet étage, à sécheresse estivale bien présente, sont encore indiscutablement méditerranéens du point de vue de la végétation.

Chapitre XII | Relations végétation climat

XII.1. Atténuation du changement climatique par les écosystèmes terrestres⁸

Les écosystèmes échangent en permanence avec leur environnement (et l'atmosphère en particulier) un ensemble de composés (en premier lieu le carbone) mais également de l'énergie. Par ces échanges les écosystèmes jouent un rôle sur le climat. Une bonne gestion des écosystèmes par l'homme peut alors participer à l'atténuation du changement climatique. La reforestation par exemple peut permettre de piéger une partie du carbone de l'atmosphère

- **Description du mécanisme**

- **Influence directe de la végétation sur le climat**

La végétation absorbe une partie de l'énergie solaire reçue par la terre. La végétation est en général plus sombre que les sols nus et absorbe ainsi plus d'énergie ce qui a un effet globalement réchauffant. On a pu ainsi montrer que le remplacement de forêts par des zones cultivées pouvait conduire à refroidir localement la température. L'effet reste faible à l'échelle du globe mais peut avoir un rôle important à l'échelle locale. La végétation est également très efficace pour recycler l'eau car elle peut aller chercher l'eau contenue profondément dans les sols et la transpirer. Cette action de la végétation sur le cycle de l'eau a plusieurs impacts sur le climat : le changement de phase de l'état liquide à gazeux lors de la transpiration par les plantes absorbe une grosse quantité d'énergie ce qui va refroidir la surface. De même la turbulence de l'atmosphère est augmentée par la présence de végétation haute ce qui facilite le recyclage de l'eau par les pluies locales et stimule l'advection d'air humide océanique. La présence de végétation peut donc stimuler les précipitations et en retour favoriser son maintien. Cependant le processus peut s'inverser et amplifier le processus d'aridification si le couvert végétal commence à se dégrader.

- **Influence indirecte de la végétation sur le climat**

La végétation, par le mécanisme de photosynthèse absorbe du CO₂. Le carbone ainsi piégé sert à produire de la biomasse végétale. Cette biomasse qui va transiter par toute la chaîne trophique va finir à terme par être décomposée dans le sol et donc retournera sous forme de CO₂ dans l'atmosphère. Cependant l'ensemble du processus depuis l'absorption jusqu'au relargage peut prendre des années. La végétation représente ainsi un piège efficace du carbone. Si la production végétale augmente alors le continuum végétation/sol va stocker du carbone et ainsi diminuer la concentration atmosphérique en CO₂ et donc l'effet de serre. C'est ce que l'on constate actuellement : on estime que les surfaces terrestres réabsorbent en moyenne entre 1/4 et 1/3 du CO₂ émis par les activités humaines. Plusieurs mécanismes expliquent cet accroissement de production depuis le début de l'ère

⁸ Viovy, N., Rabouille, C., Bopp, L., Gehlen, M., Dupouey, J. L., Locatelli, B., ... & Torquebiau, E. (2017). 4. Atténuation. Les mécanismes d'adaptation de la biodiversité aux changements climatiques et leurs limites, 23.

industrielle : l'augmentation de la température favorable à la croissance des végétaux dans les hautes latitudes et l'effet stimulant du CO₂ sur la photosynthèse. Deux autres facteurs liés aux activités humaines ont un rôle sur ce puit de carbone : l'accroissement des surfaces forestières en Europe et en Amérique du nord. Le dépôt des oxydes d'azote issus de la combustion des fuels fossiles (principalement le pétrole) qui vient fertiliser les écosystèmes en apportant de l'azote minéral. L'accroissement du CO₂ atmosphérique a également un autre effet sur la végétation : il permet aux plantes de limiter leur transpiration les rendant ainsi plus résistantes au stress hydrique estival. Cependant ce processus d'atténuation du changement climatique par séquestration du carbone peut s'inverser cas de changement d'utilisation des sols ou de dégradation anthropique des écosystèmes. De même, si les conditions climatiques deviennent suffisamment défavorables (en particulier en cas d'augmentation des périodes de sécheresse et de vagues de chaleur pour contrebalancer l'effet de fertilisation du CO₂, la photosynthèse ne permettra pas de compenser la respiration de l'écosystème. Les écosystèmes peuvent alors devenir une source de CO₂ et ainsi amplifier le changement climatique. Les zones tropicales où les modèles climatiques anticipent une baisse des précipitations pourraient ainsi à l'avenir devenir une source de carbone.

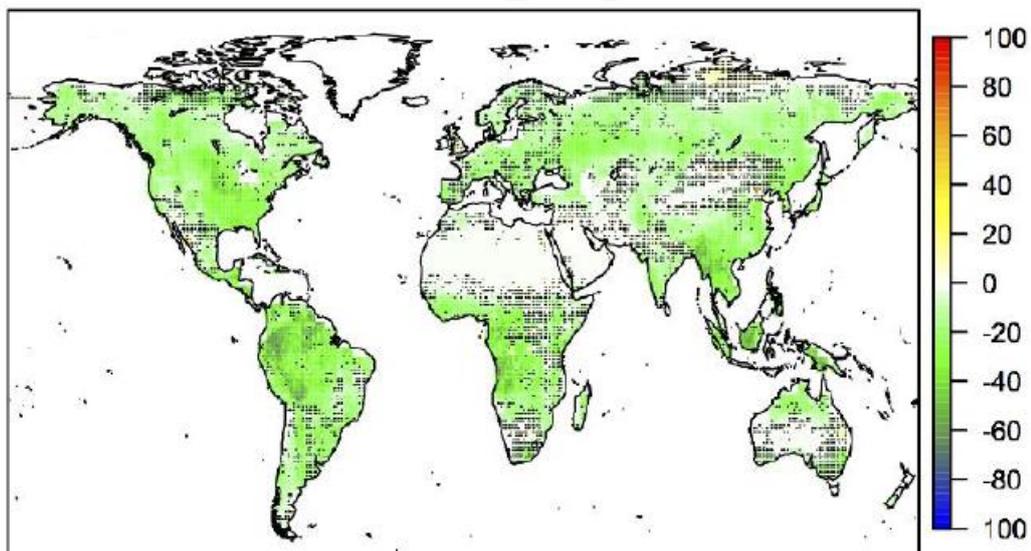


Figure 48: Stockage de carbone par la végétation (gCm⁻²an⁻¹) simulé par un ensemble de modèles en moyenne sur la période 1990-2009

Les valeurs négatives indiquent un flux de carbone de l'atmosphère vers la surface et donc un stockage (Sitch S. *et al.*, 2015)⁹. Les valeurs grisées indiquent les zones de désaccords entre modèles.

⁹ Sitch, S., Friedlingstein, P., Gruber, N., Jones, S. D., Murray-Tortarolo, G., Ahlström, A., ... & Myneni, R. (2015). Recent trends and drivers of regional sources and sinks of carbon dioxide. *Biogeosciences*, 12(3), 653-679.

XII.2. Mécanismes d'adaptation des plantes aux changements climatiques

XII.2.1. Adaptation des plantes aux conditions climatiques

Les plantes sont présentes presque partout à la surface de la terre et même dans les milieux hostiles à la vie tels que le désert, sous l'eau ou au-delà du cercle polaire en Arctique. La distribution des espèces végétales sur la planète bleue n'est cependant pas aléatoire mais principalement en lien avec les conditions climatiques.

La classification des climats la plus connue est celle du climatologue et botaniste allemand Wladimir Köppen (1846-1940) dont la version finale a été publiée en 1936. Elle comprend cinq groupes de climats correspondant à des régions différentes :

- ⇒ Les régions tropicales où est située 45 % de la surface globale des forêts. La végétation correspondante est la forêt tropicale ou la savane ;
- ⇒ Les régions sèches et désertiques essentiellement caractérisées par la présence d'arbustes et d'herbes ; les régions tempérées allant en Europe de la forêt méditerranéenne à la forêt boréale entre 40° et 55° nord ;
- ⇒ Les régions froides et subarctiques entre 55° et 70° possédant deux grands types de végétation : la toundra, dominée par des herbes et des mousses souvent associées à divers arbustes, et la taïga, forêt boréale de grands conifères, typiques de la Sibérie et du Canada et très réduite dans l'hémisphère sud ;
- ⇒ Les régions polaires et de hautes montagnes.

XII.2.2. Les plantes adaptées à la sécheresse (plantes xérophytes)

Les plantes vivant dans les régions sèches et désertiques ont dû développer des mécanismes et stratégies permettant de gérer cette ressource naturelle parfois très rare qu'est l'eau. Différentes modalités existent :

1. **Adaptation du cycle de végétation à la saison des pluies** : plantes annuelles qui survivent sous forme de graines en saison sèche ou qui entrent en dormance durant l'été ;
2. **Stockage d'eau et de nourriture** (principalement hydrates de carbone) pendant de longues périodes dans des tiges souterraines ou des racines profondes et épaisses. L'appareil racinaire peut correspondre à environ 10 fois la masse des parties aériennes. L'harpagophytum poussant dans le désert du Kalahari en est un bel exemple dont on utilise en thérapeutique la racine secondaire tubérisée.

3. Ralentissement de l'évapotranspiration par différents mécanismes :

- a) Réduction du nombre de stomates (responsables lors de la photosynthèse et l'évacuation de l'eau) se concentrant sur la face inférieure des feuilles moins exposées au soleil ;
- b) Couverture des feuilles par de longs poils d'aspect laineux (trichomes) réfléchissant la lumière, limitant l'échauffement et conservant l'humidité (lavandes, sauges ou thym) ;
- c) Réduction de la taille des feuilles comme chez la bruyère, l'astragale ou l'asperge ;
- d) Enroulement plus ou moins important de la feuille en fonction de son état d'hydratation (romarin) ;
- e) Épiderme recouvert d'une couche imperméable à l'eau (l'olivier, l'arbousier, le pistachier ou les succulentes qui stockent l'eau dans leurs feuilles telles les plantes de la famille des crassulacées dont l'orpin rose *Rhodiola rosea* L. et la joubarbe) ;

XII.2.3. Les plantes adaptées au froid et à l'altitude

Les plantes de montagne et celles vivant dans la toundra ont, quant à elles, développé plusieurs stratégies pour faire face à un milieu où la neige persiste longtemps au sol, où il y a une courte saison végétative, une forte sécheresse, du vent, de fortes amplitudes thermiques, etc. Parmi les adaptations développées afin d'éviter le froid et en limiter les effets peuvent être citées :

- La réduction de taille permettant de profiter de la chaleur du sol et de disposer d'une protection contre le vent par le manteau neigeux ;
- La croissance de certains arbres à l'horizontale et non à la verticale comme chez le bouleau ou le saule dans la toundra ;
- Le développement en coussinet qui réduit l'évaporation et qui emprisonne la chaleur des rayons du soleil ;
- La présence de feuilles réduites, épaisses et à surface cireuse empêchant la perte d'eau par des vents desséchants ;
- La présence d'un cycle de reproduction rapide.

XII.2.4. Les plantes adaptées à la lumière

- **Besoin de lumière des Sciaphytes et des Héliophytes**

Les besoins de lumière des jeunes plantes sont très variables or le rayonnement solaire agit par son intensité, par sa qualité et par sa durée, sur la morphogenèse et la croissance de l'individu ; par sa durée il intervient sur les processus de mise à fleur et constitue un facteur important du développement de l'organisme. La plupart des plantes ont des cycles de reproduction et de nutrition qui sont fonction de l'intensité de la lumière et de l'obscurité, ou encore du changement des saisons provoqué par le mouvement planétaire. Le besoin de

lumière des plantes vertes étant variable, Wiesner distinguait 3 groupes d'espèces en fonction de leurs exigences vis à vis de la lumière :

Il y a des espèces que l'on rencontre exclusivement dans les stations découvertes et ensoleillées, et pour lesquelles le besoin de lumière est de 100 % : ces **héliophytes obligatoires** sont les plantes des déserts, des toundras, des hautes montagnes et des steppes.

Il y a des espèces qui peuvent vivre avec 100 % de la lumière du jour mais qui peuvent tolérer aussi un certain ombrage. A cette limite, l'individu étioilé peut fleurir ou être stérile. Ce sont les **sciaphytes facultatives** parmi lesquelles on trouve des "mauvaises herbes" (*Matricaria discoides* : 100-50% ; *Sedum acre* : 100-48%...etc).

Il y a des espèces qui dans la nature ne sont jamais à la lumière du jour directe, ce sont les **sciaphytes obligatoires**. L'intensité lumineuse optimale est plus petite que pour les plantes précédentes, mais cet optimum ne peut pas être très petit, tandis que le minimum peut être très bas. Exemples : *Corydalis cava* (50-25%), *Anemone nemorosa* (40-20%).

Les plantes vertes ne peuvent donc fleurir que si elles reçoivent une quantité suffisante d'énergie lumineuse, appelée le minimum trophique de lumière ou d'éclairement. Il correspond à la durée minimale de lumière pour assurer à la plante par la photosynthèse une nutrition suffisante susceptible de permettre la croissance végétative de l'individu et son accession à la maturité de floraison. Ainsi, les différences de floraison ou de feuillaison sont exclusivement reliées à la longueur du jour et à l'intensité lumineuse, aux différentes périodes de l'année. Dans l'hémisphère Nord, ces valeurs sont comprises entre un maximum (solstice d'été) et un minimum (solstice d'hiver).

XII.2.5. Adaptation des plantes sciaphiles aux faibles éclairagements

L'adaptation des sciaphytes aux faibles éclairagements relève de mécanismes d'évitement, ou de mécanismes de compensation de la diminution d'énergie lumineuse. Dans des conditions limitantes d'éclairement, la faculté d'absorption d'énergie peut être augmentée par :

- La diminution du pouvoir réfléchissant des feuilles (cuticule mince, absence de couche de cire ou de poils). La présence de chloroplastes dans les cellules épidermiques.
- Une augmentation de la teneur en chlorophylle ou d'autres pigments, ce qui permet d'absorber l'énergie apportée par des radiations de longueur d'onde différentes.
- Une augmentation de la surface foliaire pour compenser la faible activité photosynthétique (due à la faible luminosité) : cette augmentation de surface est toutefois compatible avec la transpiration. Cette plasticité de la surface

foliaire implique une réduction du tissu palissadique à une seule assise chez les feuilles ombrées (au lieu de 2-3). L'arrangement et l'espacement des feuilles individuelles le long de la tige sont réglés de façon à permettre l'exposition maximale à la lumière et à l'absorption maximale de CO₂ : les feuilles peuvent alterner le long de la tige, être opposées par paires, émerger graduellement en spirale, ou être sous forme de rosettes planes (pour les plantes prostrées sur le sol).

XII.2.6. Adaptation des héliophytes au fort éclairement

a. Les adaptations morphologiques

Les individus développés aux forts éclairagements diffèrent des individus développés à l'ombre par une taille basse, un port rampant, une disposition des feuilles en rosettes ou en coussins, des tiges plus ramifiées avec des entre-nœuds plus courts, des organes souterrains plus importants, des feuilles plus épaisses de dimension plus faibles et moins intensément colorées. Avec des protections périphériques (épiderme, cuticule, pilosité) plus importantes, un parenchyme palissadique plus développé, une floraison et une fructification généralement plus abondantes et plus précoces, des feuilles plus grandes aux coloris plus intenses...

b. Les effets nocifs d'une lumière intense

La quantité importante d'infrarouge accompagnant des insulations intenses provoque la fanaison avec une élévation, anormale de la température des organes. L'excès de lumière peut déterminer 2 sortes de lésions, soit directes, soit indirectes. Les lésions directes s'observent sur les enzymes de la membrane (intervenant dans le transport actif) qui subissent des dommages par photo- oxydation. Les tissus profonds des héliophytes sont protégés, contrairement aux sciaphytes, de l'irradiation directe par de nombreuses protections périphériques : membranes, couche de cire ou de subérine, pilosité, présence d'anthocyanes dans les cellules épidermiques évitant l'échauffement excessif des tissus sous-jacents.

c. Les adaptations physiologiques

Les héliophytes développent des protections contre les effets directs des radiations UV : inhibition de la respiration chez certaines algues, destruction du cytochrome A, de la cytochrome oxydase de la levure et du cytochrome A3 des mitochondries ; ces protections produisent des pigments flavonoïdes qui absorbent les UV et minimisent les dommages.

D'autre part, 3 fonctions sont sensibles à l'intensité lumineuse : la respiration, la photosynthèse et la transpiration. Des modifications physiologiques profondes vont alors influencer la croissance et la morphogenèse de l'individu pour conduire à des types biologiques parfaitement adaptés aux conditions du milieu.

L'évolution de l'activité photosynthétique d'une plante chlorophyllienne est étroitement liée à la quantité d'énergie lumineuse reçue ; la mesure de l'activité assimilatrice peut se faire par la mesure de la quantité de CO₂ absorbée ; mais du fait de la simultanéité des processus respiratoires et photosynthétiques, il y a lieu de distinguer :

La photosynthèse brute qui correspond à la réduction totale du CO₂.

La photosynthèse nette, qui correspond au gain de CO₂, avec déduction de la perte de CO₂ par (photo)respiration et par diverses carboxylations non dépendantes de la photosynthèse (PEPCase).

Pour une valeur d'éclairement, la quantité de CO₂ fixé peut égaler la quantité de CO₂ produit par la respiration : la photosynthèse apparente est alors nulle, les échanges gazeux de la respiration et de la photosynthèse s'équilibrant : c'est le point de compensation. Deux groupes de plantes ont été définis chez les Graminées où le phénomène est en rapport avec la structure anatomique des feuilles. Chez les Poacées (ex : Blé), où l'assimilation du carbone génère une molécule de type C₃: aldéhyde phosphoglycérique), le phénomène de la saturation lumineuse est particulièrement net. Chez d'autres Graminées (Maïs, Sorgho, Canne à sucre des panicoides), où le cycle d'assimilation du carbone fait intervenir des molécules en C₄, le phénomène de la saturation lumineuse n'est pratiquement pas décelable. La distinction entre plantes en C₃ et C₄ n'est pas absolue, car il existe des types intermédiaires de métabolisme : chez Atriplex, on connaît des espèces de type C₃ et des espèces de type C₄, et leur croisement aboutit à des intermédiaires.

Il y a un autre type de métabolisme, le métabolisme CAM des Crassulacées et des Cactées qui se comportent comme les plantes en C₃ le jour et comme les plantes en C₄ durant la nuit (la fixation du CO₂ est nocturne et le CO₂ est libéré le jour pour la photosynthèse). Du point de vue écologique, les plantes en C₄ et les plantes CAM semblent être particulièrement bien adaptées aux climats fortement ensoleillés et aux faibles latitudes ; ils constituent une évolution, car ces métabolismes sont inconnus chez les Algues et chez les Végétaux Inférieurs.

XII.2.7. Le besoin de lumière pour les différentes espèces

Les besoins en lumière conditionnent la répartition des espèces : les espèces héliophiles fuient les endroits ombrés, les espèces sciaphiles préférant les sous-bois. Il se constitue alors dans la nature des groupements pluri strates dans lesquels on a essentiellement une strate arborescente et une strate herbacée ou arbustive. La strate arborescente intercepte une quantité d'énergie et exerce un effet de filtration sélectionnant des radiations lumineuses, modifiant quantitativement et qualitativement l'éclairement sous-jacent. La strate herbacée réagit de plusieurs manières aux variations de l'intensité d'éclairement. Dans les bois ou forêts à feuilles caduques, un 1er groupe d'espèces accomplit son cycle de développement avant la feuillaison de la strate arborescente : ce sont les espèces à feuillaison

printanière. Ces plantes se développent dans un sous-bois très ensoleillé ; ce sont des plantes héliophiles normales, leur cycle de développement court leur permettant une croissance avant que le sous-bois ne devienne ombrageux.

Pour la strate arborescente, les plantes héliophiles captent le rayonnement solaire direct. Quand ces espèces sont serrées, on constate que la lumière détermine une croissance rapide : tronc élancé, élagage naturel des branches car ces plantes ne reçoivent pas la quantité de lumière voulue. Le renouvellement de cette strate se fait par des graines ; les plantules issues de ces graines subissent des conditions d'éclairement de strate herbacée, il peut y avoir alors sélection des espèces dont les plantules sont les plus sciaphiles.

⇒ Action de la lumière sur le développement : le photopériodisme

L'action du rapport entre la durée du jour et de la nuit est un facteur prépondérant dans l'élaboration des ébauches florales. Cette action fut découverte par Garner et Allard sur une variété de Tabac : en été la plante pousse sans fleurir, et si elle fleurit, cette floraison est très tardive (automne). Cultivée en hiver à même température qu'en été, la floraison est rapide et se fait après une croissance réduite. Si dans la serre, on maintient une lampe allumée en permanence ou pendant quelques heures, la floraison n'a pas lieu. Inversement, si en été, on place la plante à l'obscurité pendant une partie du jour, la floraison et la formation des graines s'effectuent normalement.

Le photopériodisme désigne alors l'ensemble des réactions des êtres vivants vis à vis d'un mode défini d'alternance de lumière et d'obscurité. La photopériode est l'ensemble des 2 temps qui alternent régulièrement : un temps d'éclairement (héméropériode) et un temps obscur (nyctipériode). En conditions naturelles, la durée du cycle photopériodique est de 24 heures avec des valeurs variables pour la nyctipériode et l'héméropériode : sous les tropiques, il y a égalité alors que des modifications par un temps de lumière ou d'obscurité.

⇒ Comportement des plantes vis à vis du photopériodisme

Au point de vue photopériodisme, on distingue 3 catégories essentielles de plantes :

Les plantes indifférentes : ce sont des plantes capables de former leurs ébauches florales à partir d'une graine ou d'un tubercule sans influence de la durée relative des périodes d'obscurité ou d'éclairement, pourvu que leur minimum trophique d'éclairement soit respecté. Ce sont des plantes pourvues en général de réserves importantes, capables d'une longue survie sans photosynthèse : Arachide (déjà dans la plantule apparaît une ébauche de bouton floral), la Pomme de terre (les pousses étiolées présentent parfois des ébauches florales), la Narcisse (le bulbe assez gros peut donner une plante qui fleurit même à l'obscurité).

Les plantes de jour long ou plantes héméroperiodiques : la mise à fleur des héméroperiodiques absolues (exemple : *Anagallis arvensis*) est d'autant plus précoce que la durée quotidienne d'éclairement augmente ; c'est pratiquement sous éclairement continu que la mise à fleur est la plus rapide. Par contre, leur floraison devient impossible si la durée de l'éclairement est inférieure à la photoperiode critique ou héméroperiode critique.

Les plantes de jour court ou plantes nyctiperiodiques : On trouve comme précédemment des préférantes et des absolues. Les absolues ne forment jamais d'ébauches florales au-dessous d'une certaine nyctiperiode critique, pourvu que le minimum trophique soit satisfait (exemple : *Nicotinia tabaccum Maryland mammoth*), les plantes nyctiperiodiques sont ainsi incapables de fleurir si la durée quotidienne d'éclairement excède un tant soit peu la photoperiode critique.

⇒ Rôle du photoperiodisme dans la répartition des espèces

La réaction photoperiodique des espèces végétales est une propriété d'origine génétique qui est toujours adaptée aux conditions du milieu d'origine d'où provient l'espèce considérée. Les caractères de la photoperiode interviennent ainsi d'une manière importante sur la répartition des espèces. En particulier, l'extension naturelle en latitude des plantes à fleurs qui présentent des exigences photoperiodiques est souvent limitée de façon absolue par le régime saisonnier de la durée du jour.

La flore des régions de latitude moyenne (zones tempérées) compte beaucoup de plantes indifférentes au photoperiodisme, mais le développement est par contre sensible à la température (vernalisation). Beaucoup sont des espèces annuelles qui fleurissent pendant la belle saison durant laquelle la température leur particulièrement favorable. A côté de ces espèces, on trouve d'assez nombreuses plantes de jour long qui sont mises à fleur dans le courant du printemps par la durée croissante des jours ; elles prolongent leur floraison jusqu'en automne ou ne fleurissent qu'en ce moment-là, soit parce que leur état floral se poursuit, soit parce que la mise à fleur exige un très grand nombre de jours longs.

En régions de basse latitude (pays tropicaux et surtout équatoriaux), il existe aussi quelques plantes indifférentes au photoperiodisme : elles sont souvent vivaces et ligneuses ; leur floraison dépend surtout de petits incidents météorologiques (petites alternances de température, de pluie, de sécheresse). Mais le fond de la flore est constitué d'espèces de jour court.

Les besoins photoperiodiques des espèces végétales ont de nombreuses incidences pratiques. Par exemple, lorsque la Betterave est déplacée vers les latitudes élevées, son cycle de développement se trouve modifié ; de bisannuelle la plante devient annuelle, ce qui a pour effet de réduire considérablement son rendement. De telles modifications sont parfois recherchées en agronomie.

⇒ La photo-réception

L'organe de perception (oeil) n'est pas individualisé chez les plantes, mais on constate une réaction de croissance directionnelle (tropisme ou tactisme ou taxie). Une des réactions les plus caractéristiques des plantes est le phototropisme positif qui est la tendance d'une plante à répondre à une source directionnelle d'illumination en croissant vers elle.

XII.2.8. Plantes Adaptées Aux Milieux Salés (Plantes Halophytes)

Parmi les plantes halophytes les plus connues on trouve la criste marine des côtes maritimes et la salicorne des pré-salé. On peut aussi citer le palétuvier présent dans la mangrove en zone tropicale. Deux problèmes se posent à ces plantes, d'une part le sel contrarie leur approvisionnement en eau et, d'autre part, elles doivent contrôler leur contenu en sel qui ne peut dépasser un seuil toxique.

Pour que l'eau soit absorbée par les racines d'une plante il faut que ses cellules aient une salinité plus élevée que le milieu extérieur, le déplacement de l'eau s'effectuant naturellement du milieu le plus dilué vers le plus concentré en sels minéraux et solutés organiques (c'est ce que l'on nomme le phénomène d'osmose). Ainsi, des adaptations anatomiques et physiologiques sont présentes pour gérer l'excès de sels et économiser de l'eau :

1. Réduction de la transpiration : diminution de la taille de l'appareil aérien, feuilles souvent modifiées en aiguilles ou écailles, cuticule épaisse recouverte d'une couche cireuse ;
2. Constitution de réserves d'eau : organes aériens souvent succulents ou charnus comme chez les végétaux vivant dans des milieux arides ;
3. Contrôle de l'entrée des sels : sélectivité de la perméabilité membranaire, présence de glandes dans l'épiderme chargées de l'excrétion des sels, surtout le chlorure de sodium, ou stockage de ceux-ci dans des vacuoles ou perte d'organes chargés en sel.

XII.2.9. Plantes adaptées aux milieux aquatiques (plantes hydrophytes)

L'ensemble de l'appareil végétatif des hydrophytes est en contact avec l'eau. La concentration du dioxygène dans ce milieu n'étant pas la même que celle de l'air, ces plantes ont développé des stratégies d'acquisitions. Entre autres, elles possèdent un tissu parenchymateux comportant de larges espaces intercellulaires remplis d'air, servant à transporter le dioxygène des parties hors de l'eau vers celles sous l'eau. De plus, ces plantes absorbent l'eau directement du milieu extérieur grâce à la surface de leur feuille qui n'est pas ou peu cutinisée.

XII.3. Adaptation des animaux

XII.3.1. Adaptation animale au froid

Certains animaux continuent à avoir une vie active : Le Renard a une fourrure plus épaisse. Les hirondelles, les cigognes, les oies cendrées... échappent au froid en migrant vers des régions plus chaudes et où la nourriture est plus abondante.

D'autres ont une vie ralentie : Certains mammifères (animaux à température constante) tels le Hérisson, la Marmotte, entrent dans un sommeil profond et leur température interne baisse : on dit qu'ils hibernent. Les animaux à température variable passent l'hiver engourdis dans un abri (serpents, grenouilles ...) : c'est l'hivernation

XII.3.2. Adaptation animale aux fortes températures et à la sécheresse

Différentes stratégies sont utilisées par le monde animal pour parvenir à survivre en cas de sécheresse : des adaptations éthologiques, des adaptations morphologiques et des adaptations physiologiques.

Les adaptations éthologiques La première méthode utilisée et la plus évidente pour résister à la chaleur est un changement du comportement. Certaines espèces évitent les fortes chaleurs en se cachant dans le sol ou dans des terriers pendant le jour, comme les gerboises. La température dans ces terriers peut chuter de 10°C par rapport à la température extérieure. Ces animaux ont des modes de vie nocturnes et évitent ainsi la chaleur du jour.

⇒ Les adaptations éthologiques

La première méthode utilisée et la plus évidente pour résister à la chaleur est un changement du comportement. Certaines espèces évitent les fortes chaleurs en se cachant dans le sol ou dans des terriers pendant le jour, comme les gerboises. La température dans ces terriers peut chuter de 10°C par rapport à la température extérieure. Ces animaux ont des modes de vie nocturnes et évitent ainsi la chaleur du jour.

⇒ Les adaptations morphologiques

D'autres ont une morphologie adaptée pour supporter la chaleur. Les scorpions ont un épiderme dur et imperméable. Certains ne boivent jamais et trouvent l'eau nécessaire à leur survie dans les graines et les plantes qu'ils consomment comme les rats-kangourous ou les gerbilles. Ces animaux ont également des touffes de poils ou des coussins sur leurs pattes qui les isolent. Les fennecs ont développé des oreilles allongées pour dissiper la chaleur, ainsi que le mimétisme de la couleur du poil. Beaucoup de petits habitants du désert, avant de rejeter l'air de la respiration, le rafraîchissent dans leurs narines et condensent ainsi l'eau qu'il contient. Le diable épineux ou moloch a une stratégie assez impressionnante pour récupérer l'humidité présente dans le sol. Des rigoles entre

les écailles de sa peau permettent d'acheminer l'eau par capillarité jusqu'à sa bouche. En résumé, il peut boire par ses pattes.

⇒ **Les adaptations physiologiques**

Le moloch possède aussi une bosse graisseuse à l'arrière de la tête, comme le dromadaire. Elle lui sert de réserve d'eau pendant les longues sécheresses. L'oryx peut minimiser les pertes en eau en augmentant sa température corporelle afin d'atteindre un maximum plus élevé que la température ambiante. Pour compenser la perte de l'eau par la transpiration, la respiration et l'excrétion d'urine, les animaux des déserts se sont adaptés. La plupart des animaux désertiques, comme les insectes, les reptiles et les oiseaux, produisent des excréments très concentrés sous forme d'acide urique solide, une manière de réduire l'eau dans les pertes urinaires.

Références Bibliographiques

- Beltrando G, Chemery L, 1995. Dictionnaire du climat. Larousse : 344 pages.
- Berger, A. (1981). *Le Soleil, le climat et leurs variations : La théorie astronomique des paléoclimats. Ciel et Terre, 97, 229.*
- Billaut, M., Birot, P., Cavalier, D., & Pédelaborde, P. (1956). *Problèmes climatiques sur la bordure nord du monde méditerranéen. In Annales de géographie (Vol. 65, No. 347, pp. 15-39). Société de géographie.*
- Dessens, H. (1954). *Noyaux de condensation et pluie artificielle. Bull. Obs. du Puy de Dôme, 4, 113-119.*
- Dhonneur G, 1985. *Traité de météorologie tropicale, Météorologie nationale : 151 pages.*
- Dufresne, J. (2002). *Physique de l'atmosphère. Graines de Sciences, 4, 59-94.*
- Durand-Dastes F, 1969. *Géographie des airs. PUF : 275 pages.*
- Durieux, L. (2002). *Etude des relations entre les caractéristiques géographiques de la surface et les nuages convectifs dans la région de l'arc de déforestation en Amazonie (Doctoral dissertation, Aix-Marseille 1).*
- Escourrou G, 1978. *Climatologie pratique. Masson : 192 pages.*
- Estienne P, Godard A, 1970. *Climatologie. Armand Colin : 368 pages.*
- Foucault A, 1993. *Climat. Fayard : 328 pages.*
- Foucault, A. (2016). *Climatologie et paléoclimatologie-2e éd. Dunod.*
- Godard A, Tabeaud M, 1992. *Les climats, mécanismes et répartition. A. Colin : 191 pages.*
- Godard, A., & Tabeaud, M. (1998). *Les climats. Mécanismes et répartition. Armand Colin.*
- Gorczyński, L. (1920). *Sur le calcul du degré du continentalisme et son application dans la climatologie. Geografska Annaler, 2(4), 324-331.*
- Guillemot, H. (2007). *Les modèles numériques de climat. A. DAHAN.*
- Guyot G, 1997. *Climatologie de l'environnement. Masson : 505 pages.*
- Hufty A, 1976. *Introduction à la climatologie. PUF : 264 pages.*
- Lebon, E. (2002). *Changements climatiques : quelles conséquences pour la viticulture. CR 6ième Rencontres*
- Leroux M, 1996. *La dynamique du temps et du climat, Masson, 310 p,*

Liu, C., Zhang, X., & Zhang, Y. (2002). *Determination of daily evaporation and evapotranspiration of winter wheat and maize by large-scale weighing lysimeter and micro-lysimeter. Agricultural and Forest Meteorology, 111(2), 109-120.*

Medejerab, A., & Henia, L. (2011). *Variations spatiotemporelles de la sécheresse climatique en Algérie nord occidentale. Courrier du savoir, 11, 71-79.*

Mouvier G, 1994. La pollution atmosphérique, Flammarion, coll. « Dominos » : 123 pages.

Pagney P, 1976. Les climats de la terre. Masson : 151 pages.

Pagney P, 1993. La climatologie. PUF : 129 pages.

Pedelaborde P, 1971. Les moussons. Armand Colin : 224 pages.

Peguy CP, 1961. Précis de climatologie. Masson : 347 pages.

Queney P, 1974. Éléments de météorologie. Masson : 300 pages

Rhodaniennes, 31-36.

Salomon, J. N. (2008). *Les records climatiques. Travaux du Laboratoire de Géographie Physique Appliquée, 26(1), 61-71.*

Sultan, B. (2002). *Etude de la mise en place de la mousson en Afrique de l'Ouest et de la variabilité intrasaisonnière de la convection : Applications à la sensibilité des rendements agricoles (Doctoral dissertation, Paris 7).*

Tabeaud M, 1998. Climatologie générale. Armand Colin, coll. « Synthèse » : 96 pages.

Tabeaud M, 2000. Climatologie. Armand Colin : 175 pages.

Vetter, J. (2004). *Contribution d'un code de calcul météorologique méso-échelle à la climatologie des pluies en zone du relief (Doctoral dissertation, Grenoble INPG).*

Viers G, Vigneau J- P, 1995. Éléments de climatologie. Nathan : 224 pages.