

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche
Scientifique
Université Abderrahmane Mira de Bejaia
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie
Département des Sciences Biologiques de l'Environnement



جامعة بجاية
Tasdawit n Bgayet
Université de Béjaïa

Polycopie de cours
1^{er} cycle : Licence
Spécialité : Ecologie et Environnement

Matière

Eléments pour l'étude du climat et la bioclimatologie

Présenté par :
Dr BENHAMICHE Nadir

Année Universitaire 2015/2016

Table des matières

AVANT PROPOS	i
LISTE DES FIGURES	ii
LISTE DES TABLEAUX	iii
INTRODUCTION	1
But du cours : Le climat, Pourquoi?	1
i. Exigences de la plante	1
ii. Effets du climat sur la plante	1
iii. Effets du climat sur le sol	2
iv. Le climat et le système de production	2
v. Définitions	2
• La climatologie	3
• La météorologie	3
• Le temps	3
• Le climat	3
• La climatologie géographique et sciences connexes	4
vi. Composantes et facteurs du climat	5
vii. Echelles du climat ;	5
viii. Microclimat et macroclimat	6
ix. Rappels sur l'atmosphère	7
1. l'atmosphère terrestre	7
1.1. Répartition des différentes couches atmosphériques	7
1.2. Caractéristiques physicochimiques de l'atmosphère	7
1.3. Composition de l'atmosphère	8
1.4. Caractéristiques chimiques et thermiques de l'atmosphère	8
1.4.1. La troposphère	8
1.4.1.1. Composition chimique de la troposphère	8
1.4.1.2. Composition de la stratosphère	9
1.4.1.3. Caractères thermiques des deux couches	9
Chapitre I. Les éléments du climat et les instrumentations de mesure	11
I. Le rayonnement	11
I.1. Généralités sur les ondes électromagnétiques	11
I.1.1. Définitions : Rayonnement – radiation	11
I.1.2. Emissions du corps noir	13
I.1.3. Conclusion	14
I.1. 4. Les corps non noirs	14
a) réflexion	14
b) quelques valeurs d'albédo	15
c) absorption	17
d) transmission	17
e) émission	19
f) application : maison à chauffage solaire, cuiseur ou four solaire	19
I.2. Le rayonnement solaire	20
I.2.1. Principes et appareils	20
I.2.2. distribution spectrale du rayonnement solaire	21
I.2.3. rappels d'astronomie	22
I.3. Les rayonnements solaire	23
• Effet de l'atmosphère – rayonnement global	23
• rayonnement direct et diffus	23
• influence de la saison et de la latitude	24
• influence de l'état de l'atmosphère	24
• rayonnement global journalier	24
• rayonnement global annuel	24
I.4. Les rayonnements autres que solaire	25
• rayonnement du sol	25

• rayonnement atmosphérique	25
I.5. Bilan radiatif	26
• influence de la pente et de l'orientation	27
• exemple : bilans nocturne et diurne	27
• estimation du rayonnement net R_n : durée d'insolation	28
• intérêt de R_n	28
• application : effet de serre	28
Chapitre II. Les échanges de chaleur	31
II. Introduction	31
II.1. La conduction thermique	31
• équation générale	31
• conductibilité thermique	31
• variation de température	31
• profil thermique du sol	32
• application : réchauffement du sol au printemps	33
• profil thermique du sol à l'échelle annuelle	33
II.2. La convection	33
a) rugosité du paysage	34
b) profil thermique de l'atmosphère	35
c) conséquences : fumées au dessus des villes	35
d) à grande échelle : la circulation atmosphérique:	36
e) le schéma d'ensemble de la circulation	37
• En surface	37
• En altitude	38
II.2.1. Application :	39
II.2.1.1. lutte contre les gelées de printemps	39
II.3. La température	40
II.3.1. Le thermomètre	40
II.3.1.1. Thermomètre à maxima	40
II.3.1.2. Thermomètre à minima	40
II.3.1.3. Thermographe	40
II.4. Les précipitations	41
II.4.1. Les averses	41
II.4.2. Intensité des précipitations	42
II.4.3. Mécanismes de formation des précipitations	42
• Les précipitations de nature convective	42
• Les précipitations de nature convective	42
• Les précipitations d'origine frontale	42
II.4.4. Appareils de mesure des précipitations	43
a) le pluviomètre	43
b) le pluviographe	43
c) le radar	44
• Précipitation potentielle	44
II.4.5. Coefficient pluvio-thermique C_p	44
• Exercice d'application	45
II.5. L'évaporation	46
II.5.1. L'évaporomètre	46
II.5.1.1. L'évaporomètre de Piche	46
II.5.1.2. Le bac d'évaporation	46
II.6. L'humidité	47
II.6.1. L'hygromètre	47
II.6.2. Le psychromètre	48
II.7. La pression atmosphérique	48
II.8. Le vent	49
II.9. La transparence de l'air (ou la visibilité horizontale)	50
Chapitre III. Les observations météorologiques	51

III.1. Buts et qualité d'une observation	51
1) l'étude du temps présent	51
2) la prévision du temps	51
3) l'étude climatologique	51
3.2. Les observations météorologiques	51
III.2.1. Observations en surface	51
III.2.2. Observations en altitude	51
III.2.3. Observations satellitaires	52
III.2.4. Observations radars	52
III.2.5. Observations marines	52
a) Navires météorologiques stationnaires	52
b) Bateaux feux	52
c) Navires sélectionnés	52
d) Bouées fixes ou dérivantes	53
Chapitre IV. Les représentations graphiques du climat et les indices climatiques	54
IV.1. Définitions	54
IV.2. Une représentation graphique simple : les climatogrammes	55
IV.3. Les indices climatiques fondés sur les données de Précipitations et de Températures	56
IV.3.1. L'indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)	56
IV.3.2. L'indice de continentalité thermique de Gorczynski (1920)	56
IV.3.3. Facteurs de pluie de Lang (1915-1920)	56
IV.3.4. Le coefficient pluviométrique relatif d'Angot (q)	57
IV.3.5. Indice d'aridité de De Martonne (1926)	57
IV.3.6. Indice d'aridité d'Angström (1936-1937)	61
IV.3.7. Indice pluviométrique de Moral (1954)	61
IV.3.8. Indice d'humidité de Manguet (1954)	61
IV.3.9. Indices de Gaussen et Bagnouls (1952)	62
• Indices et diagrammes ombrothermiques	62
IV.3.10. Quotient pluviométrique d'Emberger (1932)	63
IV.3.11. Indice de sécheresse estivale de Giacombe	64
IV.3.12. Indice de sécheresse de Birot	64
IV.3.13. Synthèse de la définition des mois secs	65
IV.4. Les indices climatiques de production	65
IV.4.1. Indice CVP de Paterson (1956) (modifié par Pardé 1959)	65
IV.4.2. Indice de Papadakis (1975)	66
IV.4.3. Indice de Huglin (1978)	67
Chapitre V. L'évapotranspiration	68
V.1. L'évapotranspiration potentielle	68
V.1.1 Définitions	68
V.1.2. Les types de l'évapotranspiration	69
V.1.2.1. L'évapotranspiration potentielle (ETP)	69
V.1.2.2. L'évapotranspiration réelle (ETR)	69
V.1.3. Méthodes directes d'estimation de l'évapotranspiration	69
V.1.3.1. L'évaporomètre Piche	70
V.1.3.2. Les cases lysimètres	70
V.1.4. Formules d'estimation de l'évapotranspiration	71
V.1.4.1. Formule de Blaney et Criddle (1950)	71
V.1.4.2. Formule de Thornthwaite (1948)	73
V.1.4.3. Formule de Turc (1955-1961)	74
V.1.4.4. Formule de Penman	75
Chapitre VI. Le bilan hydrique	76
VI.1. Le bilan hydrique	76
VI.1.1. Estimation de L'évapotranspiration potentielle (ETP)	77
VI.1.2. Estimation de la réserve utile	78
VI.1.3. Estimation L'évapotranspiration réelle (ETR) et de l'excédent (EXC)	79
VI.1.4. Méthode de calcul	80
• Exercice d'application	81

VI.2. Conclusion sur le bilan hydrique	81
Références bibliographiques	

AVANT- PROPOS

Face aux nombreux problèmes environnementaux, de plus en plus récurrents dans le monde, la climatologie joue un rôle de premier plan dans l'univers des sciences de nos jours. Le réchauffement de la planète et les changements climatiques deviennent des sujets préoccupants. A travers le monde, on observe une récurrence des phénomènes météorologiques extrêmes : ici et là, ce sont des cyclones, sécheresses, inondations, etc. En même temps que ce fléau engendre une hausse du niveau des océans, ils entraînent par ailleurs une rareté sans précédente des eaux douces à la surface de la terre. Pour une meilleure compréhension du phénomène, il faut des disciplines transversales avec la Climatologie et la bioclimatologie en tête de file. La Climatologie devient par conséquent une science incontournable de nos jours.

Ce cours permettra aux apprenants d'acquérir des notions de bases liées aux disciplines de Climatologie et de bioclimatologie. Il a été destiné, particulièrement, aux étudiants de la spécialité écologie et environnement.

Les objectifs du cours sont d'initier les étudiants :

- aux processus physiques et chimiques de l'atmosphère liés aux bilans radiatif, d'énergie, et d'eau ;
- aux processus dynamiques qui englobent la circulation générale de l'atmosphère et des océans.

Ces processus fondamentaux régissent la répartition spatiale des climats régionaux et par conséquent des écosystèmes terrestres.

Ce cours est loin d'être achevé et complet. Je remerciais vivement tous ceux qui apporteront des correctifs et modificatifs qui ne feront qu'améliorer le contenu.

Liste des figures

Figure 1	Echelles du climat	6
Figure 2	Structure thermique de la basse atmosphère	10
Figure 1-1	Nature de propagation d'une onde électromagnétique	11
Figure 1-2	Le spectre électromagnétique	12
Figure 1-3	Schéma d'un corps noir et loi de Wien	13
Figure 1-4	Emittance spectrale d'un corps noir à la température de 288°K et de	14
Figure 1-5	Loi de Planck en fonction des longueurs d'onde	15
Figure 1-6	Absorption d'un sol motteux et d'un sol lisse	15
Figure 1-7	Signatures spectrales des surfaces naturelles dans le visible, proche et moyen	16
Figure 1-8	Réfléctance de l'eau de mer en fonction de sa teneur en chlorophylle	17
Figure 1-9	Réfléctance de l'eau de mer pour diverses valeurs du coefficient d'atténuation	17
Figure 1-10	Interactions du rayonnement avec la matière : Absorption, réflexion et	17
Figure 1-11	Spectre de transmission de quelques substances (PVC, PE et polyéthylène)	18
Figure 1-12	Spectre de transmission de l'atmosphère avec indications des bandes	18
Figure 1-13	Photos montrant des maisons à chauffage solaire	19
Figure 1-14	Photos représentant un cuiseur ou four solaire	20
Figure 1-15	Photos montrant un hologramme (ou héliographe)	20
Figure 1-16	Photos montrant un pyromètre solaire ou pyréliomètre	21
Figure 1-17	Distribution spectrale du rayonnement solaire hors atmosphère (mer et sol)	21
Figure 1-18	Evolution de la position terre-soleil sur un an	22
Figure 1-19	Inclinaison de l'axe de la terre selon les saisons	22
Figure 1-20	Angle d'incidence du rayonnement selon les saisons	22
Figure 1-21	Rayonnements direct et diffus	23
Figure 1-22	Moyenne annuelle du totale par jour des rayonnements sol et atmosphère	26
Figure 1-23	Effet radiatif dû à une paroi de verre horizontale	26
Figure 1-24	Composantes du bilan radiatif au sol	27
Figure 1-25	Impact du rayonnement selon l'orientation du lieu	27
Figure 1-26	Part de l'énergie transmise arrivant au sol à travers une plaque de verre	30
Figure 1-27	Les échanges d'énergies à travers une plaque de verre : Effet serre	30
Figure 2-1	Profils thermiques diurne et nocturne de 2 sols (argileux et sableux)	32
Figure 2-2	Profils thermiques en sol sableux de deux couverts végétaux	33
Figure 2-3	Schéma d'une cellule de convection	34
Figure 2-4	Profils thermiques de l'atmosphère au contact du sol	35
Figure 2-5	Schéma explicatif de la stagnation des fumées au dessus des villes	35
Figure 2-6	Déviation des vents des hautes vers les basses pressions	36
Figure 2-7	Schéma simplifié de la circulation atmosphérique d'après la théorie de Hadley	36
Figure 2-8	Le mouvement apparent du Soleil au cours de l'année à la latitude de 47° nord	37
Figure 2-9	Répartition moyenne des pressions et des principaux flux à la surface du globe	38
Figure 2-10	Schéma très simplifié de la circulation atmosphérique générale en surface	38
Figure 2-11	Photos d'abris météorologiques	40
Figure 2-12	Photo de thermographe	41
Figure 2-13	Rapport de mélange de la vapeur d'eau dans l'air en fonction de la	41
Figure 2-14	Photo représentant un pluviomètre	43
Figure 2-15	Pluviographe enregistrant les données de précipitations d'un pluviomètre à	44
Figure 2-16	Image d'un radar	44
Figure 2-17	Evaporomètre de Piche	46
Figure 2-18	Photo montrant un bac d'évaporation	46
Figure 2-19	Balance d'évaporation et plateforme lysimétrique	47
Figure 2-20	Photo d'un hygromètre simple	48
Figure 2-21	Photos représentant un psychromètre	48

Figure 2-22	Photos représentant des baromètres à mercure, anéroïde, à eau de Goethe et	49
Figure 2-23	Photo de girouette – anémomètre	50
Figure 4-1	Abaque de De Martonne	58
Figure 4-2	Carte des climats de De Martonne (1934)	59
Figure 4-3	Variation de l'indice de De Martonne 1976-1996 par rapport à la normale	59
Figure 4-4	Indice de De Martonne en fonction de la température	61
Figure 4-5	Abaque de Sauvage	64
Figure 4-6	Diagramme relatif du climat méditerranéen	64
Figure 4-7	Relation entre l'indice CVP et la production potentielle	66
Figure 4-8	Production potentielle des forêts climaciques et de la situation latitudinale de la	66
Figure 5-1	Illustration de l'évapotranspiration dans un écosystème	68
Figure 5-2	Schéma d'un évapotranspiromètre pesable et de son dispositif de mesures	71
Figure 5-2	Déficit hydrique relatif annuel des 624 postes météorologiques utilisés en	74
Figure 6-1	Croquis de la disponibilité de l'eau du sol	77
Figure 6-2	Teneur en eau utile en fonction de la texture	77
Figure 6-3	Croquis des réserves d'eau dans le sol	79

Liste des tableaux

Tableau I-I	Classement des rayonnements naturels	13
Tableau I-II	Résultats de la loi de Stefan	13
Tableau I-III	Résultats de la loi de Wien	14
Tableau I-IV	Valeurs de l'albédo par types de surface	16
Tableau I-V	Transparence des matériaux en % de la radiation incidente	18
Tableau I-VI	Transmission des infrarouges longs	18
Tableau I-VII	Transparence en % du rayonnement du corps noir	19
Tableau I-	Comparaison entre corps noir et corps naturel	19
Tableau I-IX	Répartition de l'énergie selon les longueurs d'onde en mer par ciel pur	23
Tableau I-X	Influence de la saison et de la latitude sur le rayonnement direct S	24
Tableau I-XI	Influence de l'état de l'atmosphère sur le rayonnement	24
Tableau I-XII	Variations du rayonnement global en fonction de la longueur du jour	24
Tableau I-	Variations du rayonnement global moyen en fonction de la latitude	24
Tableau I-	Variation de $(1-a)G$ en fonction de la pente et de l'orientation du sol	27
Tableau I-	Variation de R_a , R_s et R_a-R_s en fonction de l'état de l'atmosphère	28
Tableau II-I	Conductibilité thermique de quelques matériaux	31
Tableau II-II	Variation des chaleurs massique et volumique en fonction des matériaux	32
Tableau II-III	Données climatiques de la région de Bejaia de 1978 à 2014	41
Tableau II-IV	Les précipitations mensuelles (mm) de la région de Bejaia (1970 - 2015)	44
Tableau II-V	Statistiques descriptives : précipitations de la station de Bejaia (1970-2010)	46
Tableau II-VI	Valeurs de l'échelle de Beaufort	50
Tableau III-I	Les principaux paramètres météorologiques observés en surface	51
Tableau IV-I	Liste (non exhaustive) des indices bioclimatiques globaux et de production	55
Tableau IV-II	Les six grands types de climats de De Martonne	58
Tableau IV-	Variation d' I_{DM} en fonction de la variété et la localité naturelle de Douglas	60
Tableau IV-	Indice d'aridité de De Martonne	60
Tableau IV-	Répartition des essences forestières en fonction de l'indice de De Martonne	61
Tableau IV-	Récapitulatif de la définition de l'aridité selon les auteurs	65
Tableau V-I	Valeurs du % journaliers d'heures diurnes p en fonction de la latitude	72
Tableau V-II	Valeurs journalières de l'ETP selon Blaney et Criddle	72
Tableau V-III	Valeurs du terme correctif F en fonction de la latitude et la saison	73
Tableau VI-I	Coefficient de correction F de l'ETP Thornthwaite st. Bejaia (1970-2015)	78
Tableau VI-II	Calcul du bilan d'eau par la formule de Thornthwaite – Station de Bejaia	81

INTRODUCTION

But du cours : Le climat, pourquoi ?

i. Exigences de la plante :

Vous avez étudié (cours de physiologie végétale, S3) que pour vivre, la plante doit absorber des éléments du milieu extérieur (nutrition) :

- Eau ;
- O₂ et CO₂ de l'air ;
- Eléments minéraux (dans le cas des végétaux autotrophes, c'est-à-dire toutes les cultures pratiquées sauf les champignons)

Elle a besoin également de lumière, source d'énergie pour la photosynthèse Enfin, elle ne peut se développer et croître que des certaines conditions, par exemple :

- Dans certaines limites de températures ;
- Avec certaines alternances de lumière et d'obscurité ;
- Dans une certaine gamme de Ph du sol.

Toutes ces conditions influent sur les fonctions physiologiques.

Parmi ces éléments et ces conditions, certaines sont liées au sol, comme les éléments chimiques par exemple. D'autres sont présents dans le sol, mais liés à l'état de l'atmosphère au dessus du sol : par exemple la présence d'eau ou d'air dans la porosité va dépendre des précipitations entre autres. La lumière, la température vont être liées à ce qui se passe dans l'atmosphère et au dessus.

Intuitivement, on sait que les précipitations, la température de l'air font partie du « climat » d'un lieu. C'est donc le climat qui va conditionner une grande partie de l'activité des plantes. Il va, en particulier, leur fournir l'eau dont elles ont besoin, et la lumière (Barnier, 1978).

ii. Effet du climat sur la plante

Mais c'est aussi une caractéristique du milieu dans laquelle la plante doit vivre, et à laquelle elle est donc soumise ; d'autre part, l'ensemble des végétaux contribue à modifier ce milieu, et l'interaction est étudiée en écologie ; mais nous pouvons dans une partie de l'analyse ne considérer le milieu que comme contrainte extérieure.

Par exemple, les événements climatiques pourront avoir des effets irréversibles sur la plante. Au-delà de 30°C, le grain de blé, en cours de maturation, est « échaudé » ; c'est une transformation irréversible de la nature de ses réserves qui diminue le rendement en farine ou semoule.

Avec de basses températures, les boutons floraux des arbres fruitiers gèlent : le cerisier de -2.2°C à -3.2°C, le pêcher de -3.9°C à -4.9°C.

Une grêle violente peut perforer les feuilles et détruire une bonne partie des plantes.

Une température et une humidité importante peuvent indirectement influencer la vie de la plante en provoquant l'apparition d'agents de maladie (champignons par exemple) sur la plante (voir cours de phytopathologie et de zoologie).

En conclusion, la confrontation du climat d'un lieu aux exigences de la plante considérée montrera si sa culture est possible. Lorsqu'elle est possible, elle peut être plus ou moins risquée ; c'est-à-dire que les conditions climatiques (événements rares et donc peu probables) ont plus ou moins de chances de compromettre le rendement ; ou que le climat est plus ou moins favorable à l'obtention d'un fort rendement. L'agronome doit alors essayer de chiffrer ces probabilités.

Donc pour choisir une culture, on a besoin de connaître le climat que ce soit pour s'y adapter (cas des cultures en plein air) ou pour le modifier si besoin est (cas des cultures sous serre par exemple) (Ibid).

iii. Effet du climat sur le sol

Le climat a également une influence sur le comportement des sols (voir cours de pédologie) ; à l'échelle de plusieurs dizaines de milliards d'années, il a également une influence sur leurs propriétés.

Par exemple, en conditions humides, un gel prolongé l'hiver joue sur la structure des sols argileux ; la pluie détruit les agrégats à faible stabilité structurale. La « sécheresse » de l'air, entre autres, va commander une certaine évaporation de l'eau du sol.

A très long terme, le climat va jouer un rôle dans la pédogénèse. Une certaine quantité de pluie répétée régulièrement a des effets qui se cumulent sur de très longues durées ; les pluies et les températures conditionnent le niveau et le type d'altération des roches, à travers de nombreux facteurs (Ibid).

iv. Effet du climat sur le système de production

Tout ce qui précède implique que le climat va donc influencer le choix d'un système de production au niveau d'une exploitation agricole par exemple.

Le climat va rendre telle culture possible ou risquée ou au contraire, très intéressante du point de vue rendement. Il fera préférer telle ou telle variété.

Il va aussi influencer la conduite des cultures : quand pourra-t-on récolter un foin de vesce-avoine sans qu'il risque de pleuvoir ? A quelle date faut-il semer les betteraves pour étaler les dates de récolte, sinon l'usine serait engorgée ? A-t-on besoin d'irriguer le bersim pour dépasser trois coupes successives ?

Il va donc influencer le choix du matériel de travail (tracteur, charrue etc.....). Combien faut-il de charrues pour pouvoir labourer tant d'hectares en un mois après le début des pluies d'automne ? Combien faut-il de barre de coupe, de quelle largeur pour faire les foins suffisamment vite lors du stade optimum (et combien de presses, de remorques, d'ouvriers, etc) (Ibid).

v. Définitions

- **La climatologie** : c'est la branche de la géographie physique qui étudie les climats de la terre c'est-à-dire la succession des conditions météorologiques ou des états de l'atmosphère d'un lieu donné sur de longues périodes. La climatologie est donc une science rétrospective qui se fonde sur des séries d'observations antérieures (10 ans au moins et 30 ans si possible) (Etienne *et al.*, 1987). Elle s'intéresse essentiellement à la

classification des climats à travers leurs : (a) caractéristiques ; (b) répartition et extension spatiales ; (c) facteurs d'explication et (d) évolutions (Barry, 1992)

- **La climatologie ou science des climats** : plusieurs attitudes scientifiques se regroupent sous ce nom ; exemples :
 - Climatologie descriptive : on décrit et on classe les différents climats ;
 - Bioclimatologie : on étudie les relations entre le climat et les êtres vivants (bioclimatologie végétale : relation entre climat – plantes).
- **La météorologie** : c'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). 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.
- **Le temps** : est donc 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) et (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.
- **Le 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 12ème 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).

- **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).

vi. Composantes et facteurs du climat :

Les composantes du climat sont les phénomènes météorologiques (tels que : les précipitations, la température, les vents etc.....).

On peut parler également des états et événements de l'atmosphère.

Ces états et événements sont sous la dépendance des phénomènes physiques par lesquels s'effectuent les transferts d'énergie au sein de l'atmosphère. Ce sont ces phénomènes physiques qu'on appelle facteurs du climat. Nous nous limiterons à l'énergie solaire car, dans l'état actuel des connaissances, les autres phénomènes tels que l'influence de la lune, les effets magnétiques n'ont pas été suffisamment étudiés.

Donc, les facteurs régissent les échanges d'énergie entre l'atmosphère, le soleil, le sol, et au sein de l'atmosphère elle-même ; en conséquence, l'atmosphère prend certaines caractéristiques (de température, d'humidité, ...) et il se produit certains événements (pluie, vents,...) qui sont les composantes du climat.

La distinction entre facteurs et composantes du climat est parfois délicate. Ainsi, le vent qui est une composante du climat puisqu'il sert à définir les « temps » qu'il fait, est aussi un facteur ; par exemple, il augmente l'évaporation (le linge sèche plus vite quand il y a du vent).

vii. Echelles du climat

Le climat peut être appréhendé à différentes échelles (Choisnel & Seguin, 1987). Si on se place à l'échelle d'une feuille, on regardera les échanges d'énergie au niveau de la feuille et dans la couche d'air juste au-dessus et au-dessous ; on définira les composantes du climat pour la feuille : température de la surface de la feuille, température de l'air juste au-dessus (qui s'appelle la couche limite à cause des propriétés particulières), températures de l'air ambiant, humidité de l'air, par exemple (Fig. 1).

Cette échelle dans l'espace est également une échelle dans le temps ; à ce niveau, on peut saisir des variations de l'ordre de la microseconde (10⁻⁶ s) à la seconde. En effet, on saisit dans cette approche les échanges d'énergie sur une petite échelle, et ces échanges à cette échelle se modifient très rapidement.

INTRODUCTION

Ce niveau d'approche ne nous permet pas de saisir les phénomènes à l'échelle inférieure (ici moléculaire, durée 10^{-9} s), et ceux-ci nous paraissent négligeables, c'est leurs résultats au niveau de la feuille qu'on étudie.

De même, à cette échelle, tout ce qui se passe dans et autour de la plante de luzerne, au niveau du périmètre irrigué ou de l'Algérie entière ne peut être appréhendé. L'ensemble de ces phénomènes extérieurs, qui se déroulent sur des durées beaucoup plus longues, a dans l'intervalle de temps que nous étudions une résultante qui nous apparaît comme une constante.

Cependant, il y a des échanges avec ce milieu extérieur (de chaleur, de vapeur d'eau, qui sont des modes d'échanges d'énergie).

Si on se place à l'échelle des hauts plateaux par contre, on peut étudier le climat de l'ensemble et les échanges d'énergie avec l'extérieur (Océans, montagne, Sahara). Mais tout ce qui se situe à l'intérieur à des échelles inférieures, le périmètre irrigué, la feuille, deviennent négligeable.

viii. Microclimat et macroclimat

Cette nécessité de définir l'échelle où l'on se place amène souvent les agronomes à parler de microclimat, macroclimat. Ces notions sont relatives (Choisnel, 1992). Elles se rapportent à l'échelle où l'on est censé travailler de façon courante (Tab.I).

Ainsi, l'agronome qui se situe souvent, lorsqu'il étudie l'agriculture, à l'échelle de la petite région, parle de microclimat pour désigner des variations locales dues au relief, à la proximité d'une forêt par exemple – le macroclimat sera alors le grand ensemble où se situe la petite région. Par exemple, la Mitidja orientale nord est une petite région de la Mitidja entière, laquelle appartient à l'ensemble des plaines littorales et sublittorales d'Algérie, elles mêmes font partie du climat méditerranéen (Fig. 1).

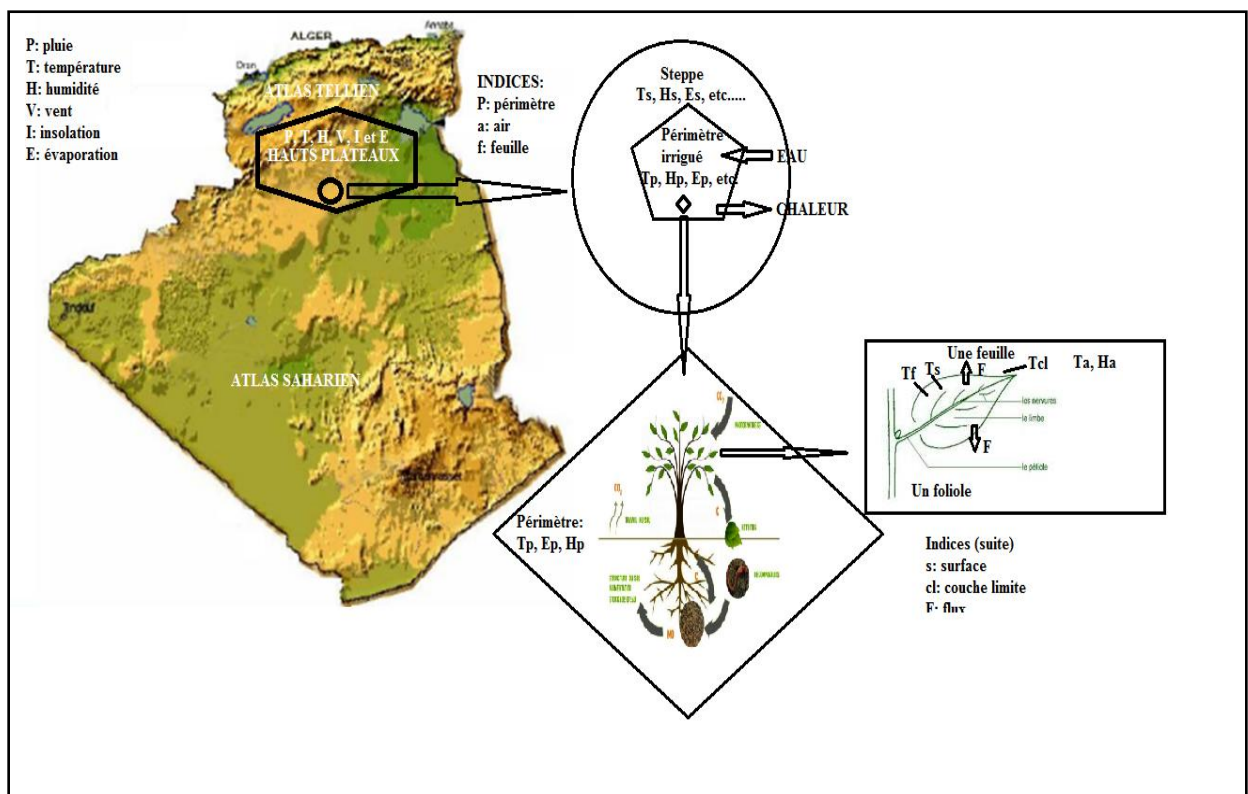


Figure 1 : Echelles du climat

INTRODUCTION

Tableau I : Echelles utilisées en météorologie

Echelles	Temps	Espaces
Moléculaire	10^{-9} s	
Turbulence	minute	Quelques 100 m
Convection	heure	Quelques kms
Cyclonique	jour	1000 à 2000 kms
Planétaire	semaine	5000 0000 kms

ix. Rappel sur l'atmosphère

1) L'atmosphère terrestre

On qualifie d'atmosphère la couche gazeuse qui constitue l'enveloppe de corps célestes tels que la Terre, Mars, etc....L'atmosphère terrestre représente une couche d'air dont l'épaisseur est difficile à préciser.

L'air atmosphérique (nombre de molécules de gaz par m^3) diminue progressivement avec l'altitude. 99% de la masse atmosphérique se situe entre le niveau du sol et l'altitude 30 kms (couche météorologique) (Barry and Chorley, 1987) .

La masse est supérieure à 5 milliards de tonnes. Elle exerce un poids, d'où : la pression atmosphérique diminue progressivement avec l'altitude selon une décroissance exponentielle (rapide et continu).

Vers 100 kms, il ne reste plus que $1/1\ 000\ 000^{\text{ème}}$ de sa valeur relevée au niveau de la mer. L'atmosphère représente le pilier central du système climatique.

1.1. Répartition des différentes couches atmosphériques (Fig. 2)

- 0 à 12 kms : Troposphère (tropos = changement) ;
- 12 à 80 kms : Stratosphère (stratos = couche) ;
- 80 à 800 kms : haute atmosphère (thermosphère) ;
- 0 à 30 kms (atmosphère météorologique) ;
- Limites des différentes couches :
 - Tropopause vers 12 kms ;
 - Stratopause vers 50 kms ;
 - Mésopause vers 80 kms.

1.2. Caractéristiques physico chimiques de l'atmosphère

- Les caractéristiques physiques de l'atmosphère subissent des variations importantes lorsqu'on s'éloigne du sol terrestre ;
- La pression (poids d'une colonne d'air) diminue : raréfaction progressive en molécule de gaz ;
- La température subit des modifications plus complexe auxquelles sont associées les couches atmosphériques ;
- Les caractéristiques chimiques subissent aussi des modifications importantes en fonction de l'altitude :
 - L'atmosphère est constituée d'une multitude de corps solides, liquides et gazeux ;
 - La nature, la proportion et la dynamique de ces constituants varient avec l'altitude ;

INTRODUCTION

- La vapeur d'eau joue un très grand rôle en météorologie. Sa concentration dans l'atmosphère est variable dans l'espace et dans le temps ;
- On considère donc l'air atmosphérique comme un mélange d'air sec et de vapeur d'eau (Berger, 1992).

1.3. Composition de l'atmosphère

Tableau II : Constituants permanent et variable de l'atmosphère

Constituants permanents		Pourcentages %
▪ Azote N ₂ % en volume		78.11
▪ Oxygène O ₂		20.95
▪ Argon Ar		0.93
Gaz rares		
▪ Néon Ne en ppm	18.18	0.0018
▪ Hélium He	5.24	0.0005
▪ Krypton Kr	1.14	0.0001
▪ Hydrogène H ₂	0.5	0.00005
▪ Xénon Xe	0.087	0.0009
Constituants variables		
▪ Vapeur d'eau (H ₂ O) en % par volume		0.5
▪ Anhydride carbonique (CO ₂)		0.01 à 0.1 : 360 ppm
Gaz en traces (en ppm)		
- Anhydride sulfureux (SO ₂)		0 à 1
- Méthane (CH ₄)		0.1 à 2
- Oxyde nitreux (N ₂ O)		/
- Ozone (O ₃)		0 à 10
- Aérosols		0.001 à 0.01
- Peroxyde d'azote (NO ₂)		/

1.4. Caractères chimiques et thermiques des couches atmosphériques

1.4.1. La troposphère

- C'est une couche caractérisée par des mouvements turbulents (mouvements verticaux et horizontaux) ;
- Le brassage assure la constance de sa composition ;
- Cette couche regroupe les 3/4 de la masse atmosphérique ;
- Au sein de cette couche, on retrouve tous les corps solides, liquides et gazeux.
- La température décroît régulièrement de 0.65°C par 100 m à partir de 3 kms d'altitude et jusqu'au sommet de la troposphère ;
- Entre le sol et 2 à 3 kms, on observe fréquemment des isothermes ou des inversions (T° constante ou T° qui croît avec l'altitude) (Fig. 2).

1.4.1.1. Composition chimique de la troposphère

- Gaz variable avec une rapide décroissance en fonction de l'altitude
- Vapeur d'eau : 0 à 4% du volume ¾ répartis au dessus de 4 kms ;
- La vapeur d'eau n'existe pas au dessus de la troposphère ;
- La vapeur d'eau absorbe les radiations de grande longueur d'onde (infrarouge) émises par le soleil et la terre ;

INTRODUCTION

- La vapeur d'eau évite la déperdition de la chaleur, elle participe donc à l'effet de serre ;
- En l'absence de vapeur d'eau, le rayonnement nocturne abaisserait la T° jusqu'à -100°C .
 - Gaz carbonique 0 à 0.03% en volume :
 - Provient du volcanisme, combustions respiratoires
 - La teneur du gaz carbonique était constante grâce à deux mécanismes : la fonction chlorophyllienne et les réactions d'équilibre entre carbonates et bicarbonates (en net augmentation depuis la révolution industrielle, près de 300% d'augmentation).
 - L'ozone :
 - Se forme sous l'action du rayonnement ultra-violet ;
 - Existe en quantité très faible et très variable.
 - Les composés sulfurés :
 - SO_2 (dioxyde de soufre) et SO_4H_2 (acide sulfurique) ;
 - Origine : combustion.
 - Les suspensions solides (poussières, cendres,...)
 - Jouent un rôle climatique (noyaux de condensation).

1.4.1.2. Composition de la stratosphère

- La stratosphère est comprise entre 12 et 80 kms d'altitude, on distingue :
 - La stratosphère inférieure située entre 12 et 40 kms ;
 - La stratosphère supérieure ou mésosphère située entre 40 et 80 kms.
- Composition chimique
 - Absence de vapeur d'eau ;
 - Raréfaction importante des gaz : diminution de la pression (à 20 kms : 50 hpa), 95% de la masse atmosphérique est située en dessous du seuil 20 kms ;
 - La stratosphère contient la majeure partie de l'ozone atmosphérique (entre 15 et 40 km) : La couche atmosphérique se situe vers 25 kms, elle contient le maximum d'ozone : à ce niveau, l'oxygène absorbe l'ultra-violet (longueur d'onde comprise entre 0.12 et 0.20 μ) :
Réaction : $\text{O}_2 + h\nu = 2\text{O} \text{-----} \text{O}_2 + \text{O} = \text{O}_3$
Avec O = oxygène atomique (atome libre) ; O_2 = oxygène moléculaire ; O_3 = Ozone (molécule formé de trois atomes) ; $h\nu$ = photon, grain d'énergie lumineux.
- Caractères thermiques de la stratosphère :
 - La stratosphère est caractérisée par une croissance de la température avec l'altitude jusqu'à vers 50 kms. A partir de cette limite, la température décroît de nouveau avec l'altitude.

1.4.1.3. Caractères thermiques des deux couches

- Au niveau de la troposphère :
 - La température décroît avec l'altitude car l'air est réchauffé par le bas (absorption par les gaz à effet de serre du rayonnement infrarouge émis par le sol)
- Au niveau de la stratosphère :

INTRODUCTION

- La présence simultanée de rayonnement ultraviolet et de dioxygène entraîne la formation d'ozone et la création d'une couche chaude (l'ozonosphère).
- Sur le plan thermique, les deux couches s'opposent :
 - Dans la troposphère, l'air chaud, moins dense est localisé à la base ; il a donc tendance à s'élever créant une convection marquée (accrue par les changements de l'eau) ;
 - Les mouvements verticaux puis horizontaux ont pour effet de mélanger les différentes couches troposphériques ;
 - Les contrastes entre les régions équatoriales et les régions polaires induit un transport méridien. La rotation de la terre dévie ce courant en circulation zonale d'Est ou d'Ouest selon les latitudes et les hémisphères.

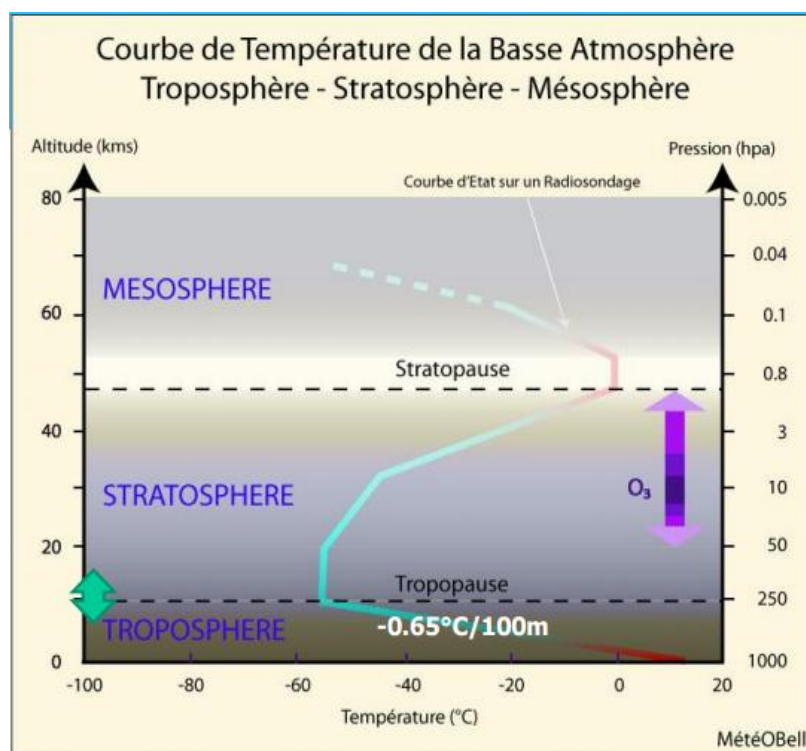


Figure 2 : structure thermique de la basse atmosphère (source : MétéOBell)

CHAPITRE I. LES ELEMENTS DU CLIMAT

I. Le rayonnement

I.1. Généralités sur les ondes électromagnétiques

I.1.1. Définitions

Le rayonnement électromagnétique correspond à l'ensemble des radiations émises par une source qui peut être soit le soleil, soit la surface terrestre ou océanique ou l'atmosphère, ou bien encore le capteur satellitaire lui-même, sous forme d'ondes électromagnétiques ou de particules.

- Rayonnement : un ensemble d'ondes électromagnétiques qui transportent de l'énergie ;
- Radiation : un ensemble d'ondes de même longueur d'onde.

Une onde électromagnétique comporte à la fois un champ électrique et un champ magnétique oscillant à la même fréquence. Ces deux champs, perpendiculaires l'un par rapport à l'autre se propagent dans un milieu selon une direction orthogonale (fig. 1-1). La propagation de ces ondes s'effectue à une vitesse qui dépend du milieu considéré. Dans le vide, la vitesse de propagation est égale à $3 \cdot 10^8$ m/s.

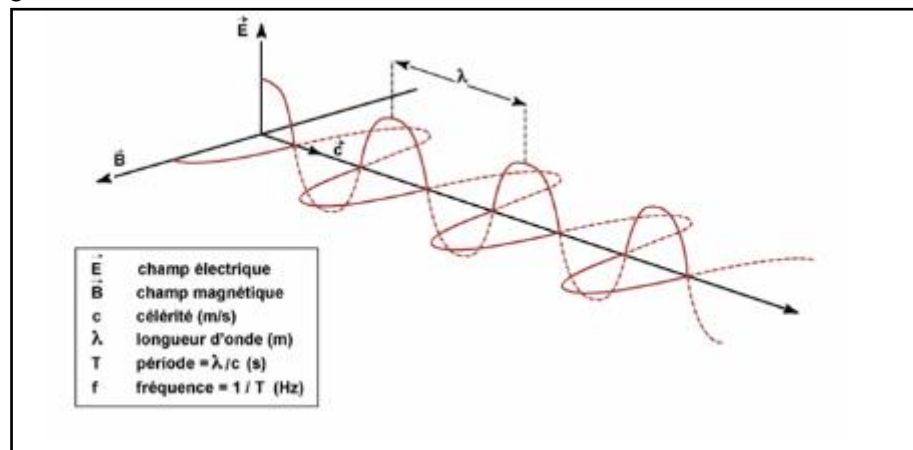


Figure 1-1. Nature de propagation d'une onde électromagnétique

a) Une onde électromagnétique est caractérisée par plusieurs grandeurs physiques :

- **La longueur d'onde (λ)** : elle exprime le caractère oscillatoire périodique de l'onde dans l'espace. C'est la longueur d'un cycle d'une onde, la distance séparant deux crêtes successives. Elle est mesurée en mètre ou en l'un de ses sous-multiples, les ondes électromagnétiques utilisées en télédétection spatiale ayant des longueurs d'onde relativement courtes :
 - le nanomètre $\Rightarrow 1 \text{ nm} = 10^{-9}$ mètre ;
 - le micromètre $\Rightarrow 1 \mu\text{m} = 10^{-6}$;
 - mètre le centimètre $\Rightarrow 1 \text{ cm} = 10^{-2}$ mètre.
- **La période (T)** : elle représente le temps nécessaire pour que l'onde effectue un cycle. L'unité est la seconde.
- **La fréquence (v)** : inverse de la période, elle traduit le nombre de cycles par unité de temps. Elle s'exprime en Hertz (Hz) - un Hz équivaut à une oscillation par seconde - ou en multiples du Hertz, les ondes électromagnétiques utilisées en télédétection spatiale ayant des fréquences très élevées :
 - le kilohertz $\Rightarrow 1 \text{ kHz} = 10^3$ Hz ;

- le mégahertz $\Rightarrow 1 \text{ MHz} = 10^6 \text{ Hz}$;
- le gigahertz $\Rightarrow 1 \text{ GHz} = 10^9 \text{ Hz}$

Longueur d'onde et fréquence sont inversement proportionnelles et unies par la relation suivante:

$$\lambda = \frac{c}{\nu} \quad \text{Eq. I-1}$$

avec

- λ : longueur d'onde de l'onde électromagnétique ;
- c : vitesse de la lumière ($3 \cdot 10^8 \text{ m/s}$) ;
- ν : la fréquence de l'onde.

Par conséquent, plus la longueur d'onde est petite, plus la fréquence est élevée, et réciproquement.

b) Rayonnement et énergie

Les échanges d'énergie portée par le rayonnement électromagnétique qui ont lieu entre le soleil et le système terre-océan-atmosphère ne se font pas de manière continue, mais de façon discrète, sous forme de paquets d'énergie, véhiculés par des corpuscules élémentaires immatériels, les photons. Chaque photon transporte ainsi un quantum d'énergie proportionnel à la fréquence de l'onde électromagnétique considérée ; cette énergie est d'autant plus grande que la fréquence est élevée.

La relation suivante exprime la quantité d'énergie associée à un photon en fonction de la fréquence de l'onde :

$$E = h \nu \quad \text{Eq. I-2}$$

avec

- E : l'énergie de l'onde électromagnétique ;
- ν : la fréquence de l'onde ;
- h : la constante de Planck ($6,625 \cdot 10^{-34} \text{ J.s}$)

Ainsi, les rayonnements électromagnétiques de courte longueur d'onde ou de fréquence élevée véhiculent d'avantage d'énergie que les rayonnements de grande longueur d'onde (basse fréquence).

c) Le spectre électromagnétique

On peut classer les rayonnements naturels d'après leur longueur d'onde (Tab. I-1) (Fig. 1-2):

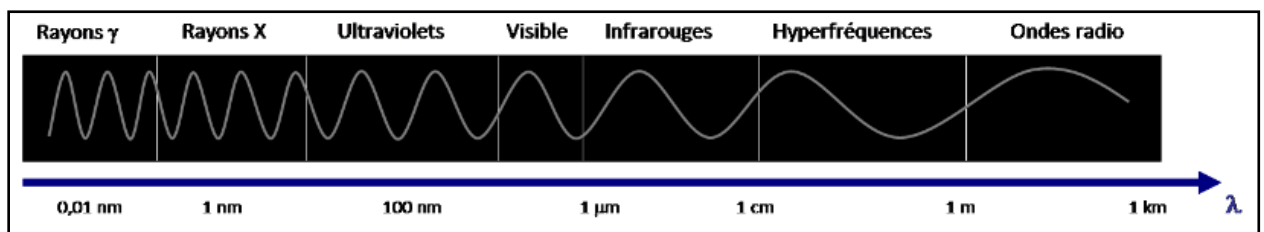


Figure 1-2. Le spectre électromagnétique

Tout transport d'énergie par rayonnement nécessite un émetteur (ou source d'énergie) et un récepteur. Tout corps émet un rayonnement qui est fonction de sa température et des caractéristiques de sa surface. Ce phénomène n'est simple que dans le cas du corps noir.

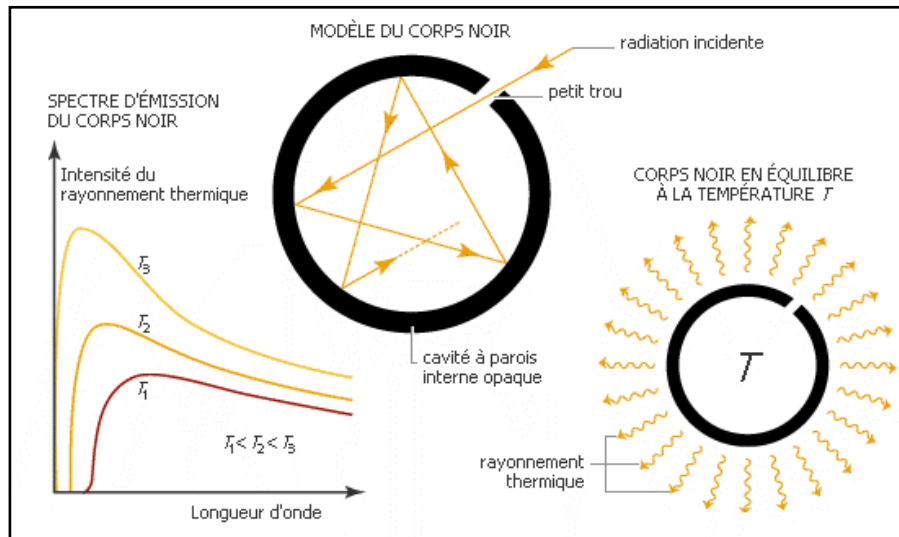
Tableau I-I. Classement des rayonnements naturels

Désignations	Longueurs d'ondes
Rayons γ et cosmiques	$< 0.05 \text{ \AA}$
Rayons x	$0.05 < \lambda < 10 \text{ \AA}$
Domaine peu étudié	$10 \text{ \AA} < \lambda < 100 \text{ \AA}$
Rayons UV	$100 \text{ \AA} < \lambda < 4000 \text{ \AA}$
Rayonnement visible	$0.4 \text{ \mu} < \lambda < 0.7 \text{ \mu}$
Rayonnement Infra Rouge	$0.7 \text{ \mu} < \lambda < 200 \text{ \mu}$
Domaine peu étudié	$0.2 \text{ mm} < \lambda < 1 \text{ mm}$
Radar, TV, TSF, etc. (ondes hertziennes)	$1 \text{ mm} < \lambda < 20 \text{ km}$

I.1.2. Emission du corps noir

- **Corps noir** : on appelle corps noir un corps qui absorbe totalement le rayonnement qu'il reçoit. On démontre qu'il le réémet totalement. Donc absorption et émission totale quelles que soient les longueurs d'ondes.
- **Réalisation** : voir figure 1-3 ci-dessous.

Le corps noir est une vue de l'esprit. On le réalise approximativement à l'aide d'un corps creux muni d'une très petite ouverture. La surface de cette ouverture joue le rôle de corps noir (Fig. 1-3).

**Figure 1-3.** Schéma d'un corps noir et loi de Wien

- **Emission du corps noir** : on doit, pour la définir, donner l'énergie totale du rayonnement émis, les longueurs d'onde, et l'énergie pour chaque longueur d'onde (Tab. I-II).

Energie émise $E = \sigma T^4$ (loi de Stefan)

Avec E = énergie émise (« émittance ») en w/m^2

T = température du corps en $^{\circ}\text{K}$

σ = constante = $5.67 \cdot 10^{-8} \text{ w/m}^2/^{\circ}\text{K}^4 = 8.2 \cdot 10^{-11} \text{ cal/cm}^2/\text{min}/^{\circ}\text{K}^4$

Tableau I-II. Résultats de la loi de Stefan

$\theta^{\circ}\text{C}$	-20°	0°	20°	50°	227°	1227°	17727°	2227°	6000°
$E = \sigma T^4$	0.339	0.455	0.605	0.850	500	415	1300	6600	107000

Répartition des longueurs d'onde. Elle est donnée par la loi de Planck.

Energie selon les longueurs d'onde (Fig. 1-4).

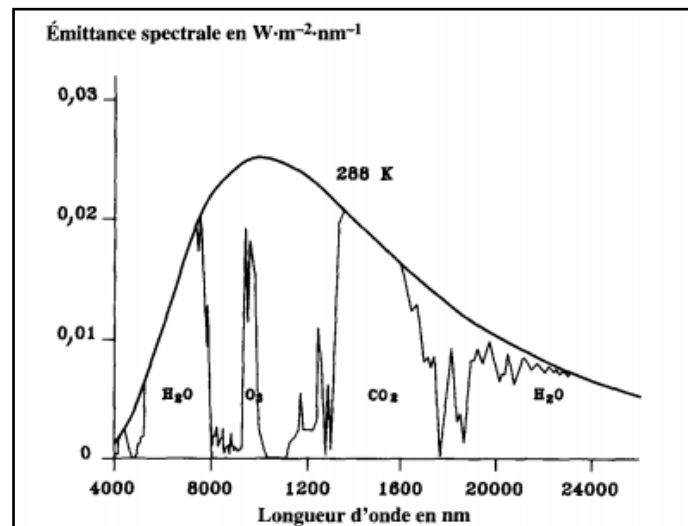


Figure 1-4. Emittance spectrale d'un corps noir à la température de 288°K (15°C) et de l'atmosphère de la terre.

Loi de Wien : $\lambda_{max} \cdot T = 288$

Avec

λ_{max} = longueur d'onde où le maximum d'énergie est émis en micron

T = température en °K

Le tableau I-III donne quelques valeurs de λ_{max} selon T . La figure 1-5 tient compte de la loi de Planck et la loi de Wien pour donner pour des températures croissantes T_1, T_2, \dots, T_n , la répartition de l'énergie émise selon les longueurs d'onde.

Tableau I-III. Résultats de la loi de Wien

T°K	288	373	750	2000	3000	6000
λ_m en μ	10	7.7	8.8	1.4	0.35	0.47

Surface de la terre à θ ordinaire, spectre : 4 μ - 80 μ

Température d'émission du soleil, spectre : 0.15 μ - 5 μ

I.1.3. Conclusion

- **Loi de Planck pour la terre et le soleil** : plus un corps est chaud, plus les vibrations des molécules qui le constituent ont une fréquence élevée, plus les longueurs d'onde du rayonnement émis sont courtes (fréquence élevée).
- **Loi de Wien** : le rayonnement d'un corps noir a une énergie maximum à la longueur d'onde tel que : $\lambda_m T = \text{constant} = 3000 \mu\text{m} \cdot \text{K}$
- **Loi de Stefan (pour un corps noir)** : en sommant l'énergie émise à chaque longueur d'onde, il vient que l'énergie total émise par unité de surface et de temps est : $P = \sigma T^4$ avec $\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ S.I}$

I.1.4. Les corps non noirs

Dans la nature, le corps noir n'existe pas. L'absorption de l'énergie ou son émission dépendent de la longueur d'onde considérée et des propriétés de surface du corps.

a) Réflexion :

Pour une longueur d'onde donnée, une partie seulement de la radiation est absorbée, le reste est réfléchi.

- **Albédo** : pourcentage de l'énergie incidente qui est directement réfléchi. L'albédo dépend de la nature de la surface, de la longueur d'onde, et de l'angle d'incidence.

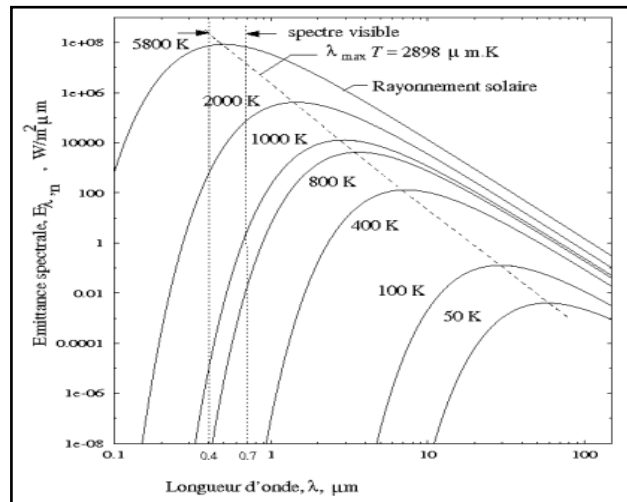


Figure 1-5. Loi de Planck en fonction des longueurs d'onde.

En lumière rasante, la réflexion est plus importante.

La neige réfléchit presque tout le rayonnement visible (albédo de 80 à 85%) ; par contre dans l'infrarouge, elle se comporte presque comme un corps noir (albédo presque nul).

Influence de la **couleur** : les corps blancs réfléchissent plus dans le visible que les corps foncés.

Influence de la **rugosité** de la surface : les corps lisses ou polis réfléchissent plus que les corps rugueux. Plus un corps est rugueux, plus il se comporte comme un corps noir, surtout pour les grandes longueurs d'onde (infrarouge et au-delà).

Application :

Un champ motteux absorbera plus d'énergie et nous paraîtra plus sombre (absorption dans le visible) que le même champ plat et lisse (par exemple après passage d'un rouleau) (Fig. 1-6).

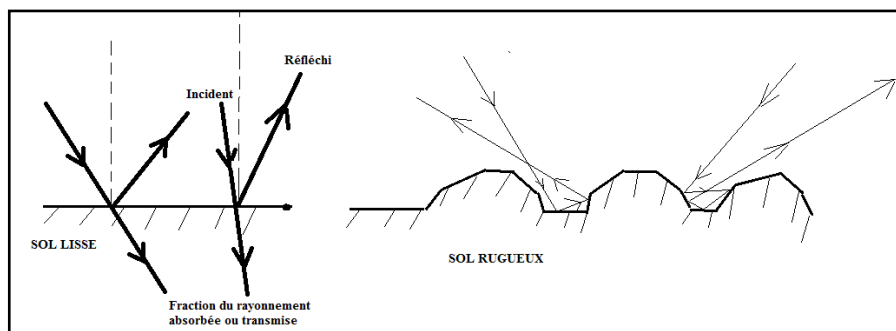


Figure 1-6. Absorption d'un sol motteux et d'un sol lisse

- **Signatures spectrales des principales surfaces naturelles**

En fonction de la nature et des caractéristiques intrinsèques des objets et des surfaces, le rayonnement incident interagira avec la cible selon l'une ou l'autre des propriétés citées précédemment, ou de manière générale selon une combinaison de ces propriétés. Chaque surface possède ainsi une signature spectrale - quantité d'énergie émise ou réfléchi en fonction de la longueur d'onde qui lui est propre et qui permettra son identification sur les images satellitaires (Tab. I-IV). La figure 1-7 ci-dessous présente la signature spectrale des principales surfaces naturelles.

- b) **Quelques valeurs d'albédo (en plein jour : incidence grande)**

Tableau I-IV. Valeurs de l'albédo par types de surface

Types de surface	Albédo en %
Nappes d'eau	5%
- Sols nus : albédo augmente avec la sécheresse	
Sol foncé humide	2 – 10%
Sol rouge sec	20 – 25%
Sable clair sec	20 – 45%
Dunes (Sahara)	40 – 60%
- Couvertures végétales : + il y a du vert, + albédo élevé	
Forêt résineuse	5 – 7%
Savane boisée dense	14%
Cultures en vert	15 – 20%
Céréales vertes	30%

Dans l'infrarouge court, l'albédo atteint 40% ; ailleurs, il est faible.

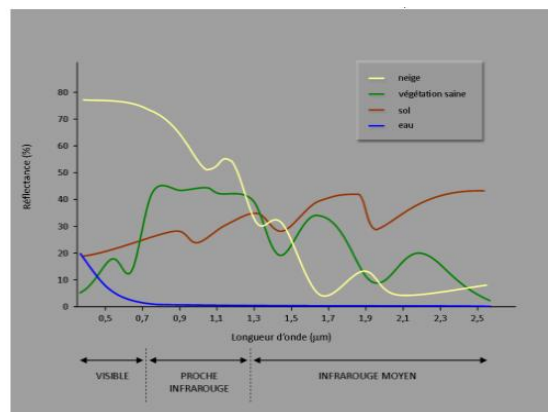


Figure 1-7. Signatures spectrales des surfaces naturelles dans le domaine du visible, du proche infrarouge et de l'infrarouge moyen.

En ce qui concerne la signature spectrale des sols, on note un accroissement régulier de la réflectance au fur et à mesure qu'on se déplace vers les grandes longueurs d'onde. Les discontinuités que l'on observe dans le proche infrarouge et l'infrarouge moyen sont dues aux bandes d'absorption de l'eau. L'étude des propriétés spectrales des sols est toutefois particulièrement complexe car elle doit tenir compte de la nature hétérogène du sol qui contient à la fois des matières minérales et organiques, mais aussi une composante liquide ; tous ces éléments vont influencer la réflexion du rayonnement.

L'eau a une réflectance très faible dans toutes les longueurs d'onde. Elle absorbe cependant un peu moins les ondes les plus courtes, d'où sa couleur bleue. Sa signature spectrale dépend à la fois des molécules qui la constituent, mais aussi des éléments dissous ou en suspension dans la colonne d'eau, comme les organismes phytoplanctoniques, les sédiments ou les substances jaunes. Lorsque la couche de surface contient de fortes concentrations en phytoplancton, on observe une augmentation de la réflectance dans les longueurs d'onde du vert et l'eau nous paraît par conséquent plus verte (fig. 1-8). Plus l'eau est turbide, plus elle contient de matériaux sédimentaires, plus sa réflectance augmente dans toutes les longueurs d'onde et notamment pour les ondes les plus longues - rouge (fig. 1-9).

La signature spectrale de la neige est très forte dans les courtes longueurs d'onde, mais elle diminue rapidement dans le proche infrarouge, pour atteindre des valeurs très faibles dans l'infrarouge moyen où le rayonnement est absorbé par l'eau.

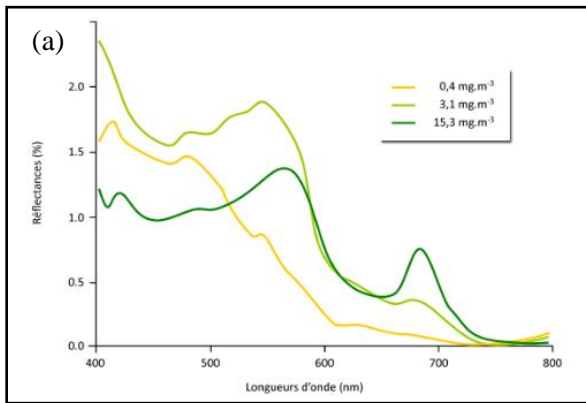


Figure 1-8. Réflectance de l'eau de mer en fonction de sa teneur en chlorophylle (en mg/m^3) (D'après Gower *et al.*, 1988).

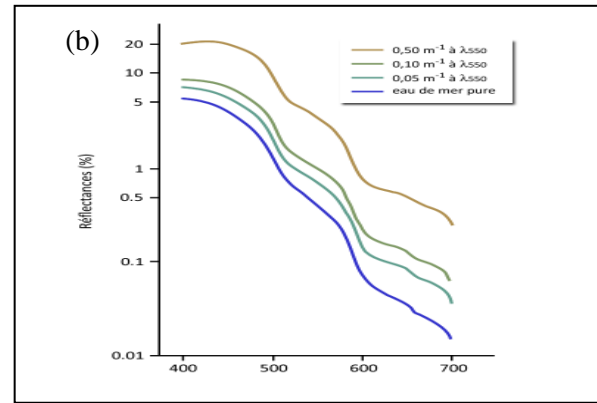


Figure 1-9. Réflectance de l'eau de mer pour diverses valeurs du coefficient d'atténuation à 550 Nm (D'après Thomas, 1978).

Le coefficient d'atténuation de l'eau mesure la perte d'énergie du rayonnement (ici à 550 nm) traversant la colonne d'eau. Il permet d'apprécier la transparence de l'eau liée à la présence de particules en suspension, qui gênent la transmission de la lumière.

c) Absorption :

La part d'énergie qui n'est pas réfléchié peut être absorbée par le corps qui le reçoit (la part ni réfléchié ni absorbée sera transmise, voir plus loin). Contrairement au corps noir qui ne réfléchit pas et absorbe tout quelle que soit la longueur d'onde, le corps non noir absorbe différemment selon la longueur d'onde.

Lorsque l'absorption n'est pas totale pour une radiation, la quantité absorbée lors de la traversée du corps récepteur va dépendre de l'épaisseur traversée.

d) Transmission :

Pour les corps naturels, il peut exister une partie du rayonnement reçu qui n'est ni absorbée ni réfléchié (Fig.1-10). On dit qu'elle est transmise. Pour les radiations transmises, on dit que le corps est transparent.

Pour les radiations non transmises (absorbées ou réfléchiées), le corps est opaque. En fait, il y a tous les intermédiaires entre opaque et transparent suivant le pourcentage de lumière incidente qui est transmise. La transparence d'un matériau varie selon la longueur d'onde (Tab.I-V).

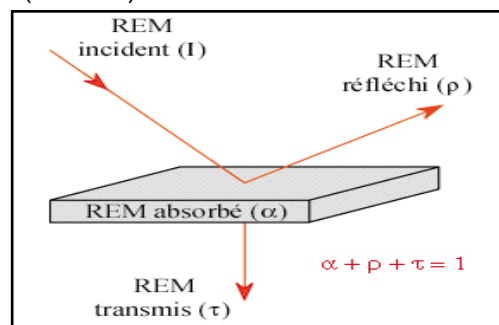


Figure 1-10. Interactions du rayonnement électromagnétique avec la matière : Absorption, Réflexion et Transmission.

Le comportement est analogue pour le visible et l'I.R. court (c'est-à-dire l'I.R. du rayonnement solaire) du moins, pour les latitudes algériennes (en Europe du Nord, une différence de 14% dans la transmission du visible représente pratiquement quelque chose). Des variations de comportement existent au niveau de UV mais sans importance démontrée.

Nous nous intéressons aux matériaux tels que le verre et le plastique. En effet, ils ont des utilisations importantes en agriculture : cultures sous serres et plasticultures.

Exemple :**Tableau I-V.** Transparence des matériaux en % de la radiation incidente.

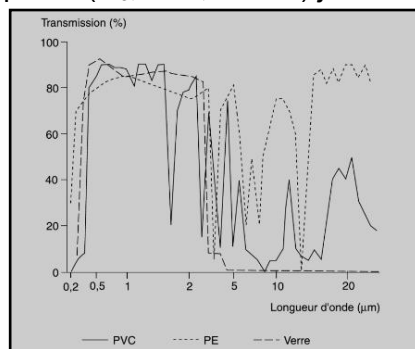
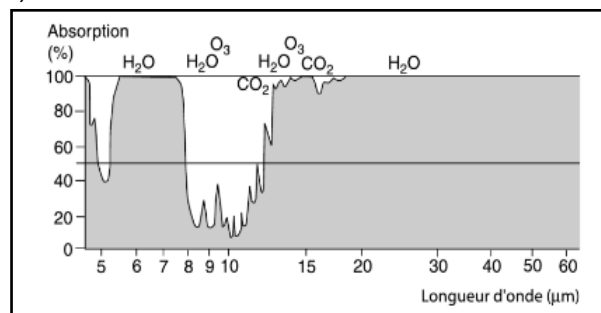
Type de matériaux	U.V	Visible	I.R Court	Total 0.3 à 2 μ
Verre (3 mm)	53	90	88	86.5
Polyéthylène (0.1 mm)	38	80	83	80.0
PVC (0.25 mm)	72	88	90	88.0
Polyester stratifié (1 mm)	15	76	80	74.0
Polystyrène (0.15 mm)	83	90	92	90.5

Ces matériaux ont des propriétés voisines en ce qui concerne la transmission des petites longueurs d'onde (jusqu'à 2 microns). Par contre, en ce qui concerne les I.R longs (supérieurs à 2 microns), leurs propriétés sont très différentes (Tab.I-VI).

Tableau I-VI. Transmission des infrarouges longs

Substances	Transmission moyenne (%)
Verre (2.7 mm)	0 %
PE (0.1 mm)	80 %
PVC (0.1 mm)	30 %

Il est encore plus précis de donner la transparence par rapport au rayonnement émis par le corps noir à 290 °K (Fig. 1-11) (qui se situe dans l'IR, voir plus haut tableau I-III). La composition de l'atmosphère (O_3 , H_2O , CO_2 ...) joue un rôle important (Fig. 12).

**Figure 1-11.** Spectre de transmission de quelques substances (PVC = chlorure de polyvinyle, PE = polyéthylène).**Figure 1-12.** Spectre de transmission de l'atmosphère avec indication des bandes d'absorption de la vapeur d'eau, du gaz carbonique et de l'ozone (d'après Perrin de Brichambaut et Lamboley, 1974).

On note toujours l'épaisseur du film ou du plastique. En effet, nous avons vu qu'elle influe sur l'absorption donc sur la transmission.

Tous ces chiffres se rapportent à des matériaux transparents. Pour la même matière mais pigmentée, l'absorption serait plus importante (le corps se comporterait plus comme un corps noir) (Tab.I-VII).

Tableau I-VII. Transparence en % du rayonnement du corps noir.

Matériaux	Transparence en %
Corps noir 280°K	100%
P.E. 0.05 mm	77%
P.E. 0.5 mm	56.5%
P.V.C. 0.1 mm	32%
P.V.C. 1mm	0.5%
Polyester stratifié 1 mm	0.5%
Polystyrène 0.1mm	4.5%
Verre 3 mm	0%

e) Emission

Comme le corps noir, les corps naturels émettent en fonction de leur température, donc en fonction de l'énergie absorbée (qui réchauffe le corps) (Tab.I-VIII).

Un corps n'émet que dans les longueurs d'onde des rayonnements qu'il absorbe : par exemple les raies d'émission d'un corps simple sont ses raies d'absorption (conséquence de la loi de Kirchhoff). Donc si l'absorption d'un corps est sélective, son émission sera sélective.

Tableau I-VIII. Comparaison entre corps noir et corps naturel

Corps noir	Corps naturel
- Absorbe tout pour toutes longueurs d'onde.	- Réfléchit } selon la longueur d'onde - Absorbe } - Transmet }
- Emet selon sa température	- Emet comme le corps noir mais en fonction de son absorption pour la longueur d'onde considérée..

f) Application

- Maison à chauffage solaire :**

On cherche à avoir l'absorption maximale d'énergie sur toute la surface du récepteur ; donc l'albédo doit être nul, et la transmission également. Le récepteur aura une grande surface placée le plus perpendiculairement possible aux rayons du soleil et de l'atmosphère.

En pratique, on aura de grandes plaques noires conductrices de chaleur sur la plus grande surface de la maison, toit et façade orientés au Sud, Est et Ouest (pour l'hémisphère Nord) (Fig. 1-13). Il doit concentrer le rayonnement solaire en un point (appelé foyer) pour augmenter l'énergie arrivant en ce point. On a un récepteur parabolique à albédo maximum qui réfléchit tous les rayons solaires en un seul. Le récepteur doit être mobile pour pouvoir se placer perpendiculairement aux rayons solaires (Fig. 1-14).

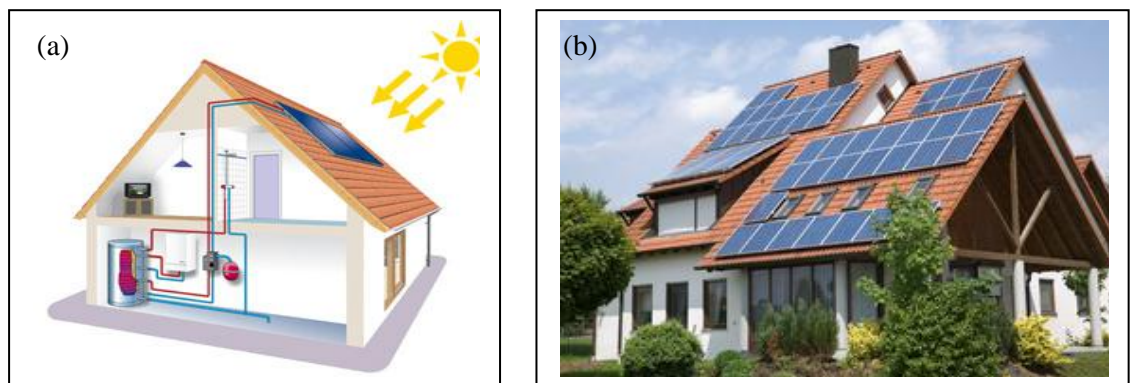


Figure 1-13 (a, b). Photos de maisons à chauffage solaire : (a) vue intérieure, (b) vue extérieure (fr.wikipedia.org)

- **Cuiseur ou four solaire :**



Figure 1-14. Photos représentant un cuiseur ou four solaire (fr.wikipedia.org).

1.2. Le rayonnement solaire

L'énergie disponible à la surface de la terre provient presque exclusivement de l'énergie transmise par rayonnement du soleil. La connaissance et l'étude du rayonnement solaire est donc primordiale. Nous ne nous occuperons pas du rayonnement solaire tout à fait à l'extérieur de l'atmosphère puisque de toutes les façons, il ne nous parvient qu'après avoir traversé toutes les couches de l'atmosphère.

Au niveau de la tropopause (c'est-à-dire après absorption d'une partie du rayonnement par l'ozone), on peut mesurer l'énergie du rayonnement ou **constante solaire** I_0 à 2% près.

$$I_0 = 0.318 \text{ w/cm}^2 = 2 \text{ cal/cm}^2/\text{mn}$$

Rappel : 1 watt = 1 joule/s et 1 cal = 4.18 joules

La constante est donnée pour une distance moyenne de la terre au soleil (les distances extrêmes lors des solstices et équinoxes) ne diffèrent pas de plus de 4% de la moyenne, et pour une surface perpendiculaire aux rayons du soleil (voir plus loin le rappel d'astronomie). Les études montrent que le soleil peut être assimilé à un corps noir. Donc d'après la loi de Stefan, sa température est d'environ 6000 °K.

1.2.1. Principes et appareils de mesure

Les rayonnements se mesurent à l'aide de **radiomètres**. En météorologie, on distingue plusieurs sortes de radiomètres en fonction du type de rayonnement que l'on mesure. Le **pyrradiomètre** est un instrument de mesure du rayonnement total, c'est-à-dire visible et infrarouge, parvenant sur une surface horizontale (Fig. 1-15 a, b). Le **pyranomètre** est un instrument de mesure du rayonnement solaire global parvenant sur une surface horizontale ; c'est l'appareil le plus classique dans un poste météorologique ;

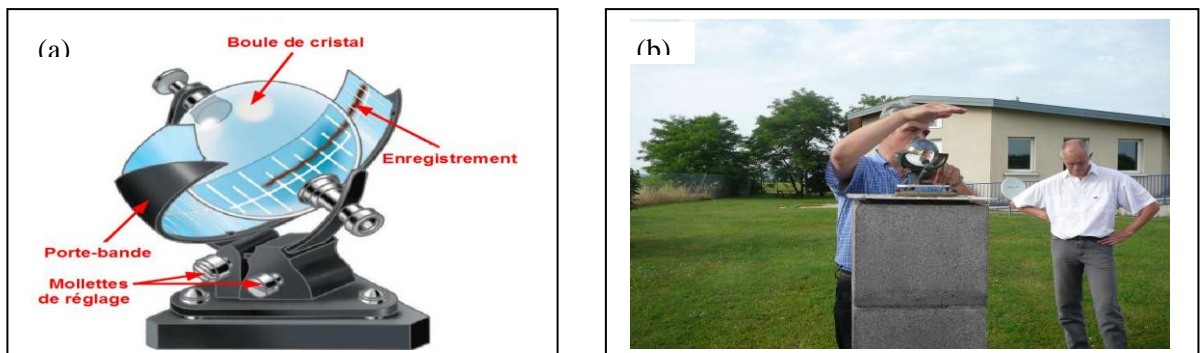


Figure 1-15 (a, b). Photos représentant un hologramme (ou héliographe) : (a) photo de détails, (b) hologramme sur support à 2 mètres du sol.

muni d'un dispositif pare-soleil, il permet de mesurer le rayonnement diffus. Le **pyrhéliomètre** est un instrument de mesure du rayonnement solaire direct. Le **pyrradiomètre différentiel** ou **bilanmètre** est un instrument de mesure du bilan radiatif ou rayonnement net et éventuellement de ses composantes (Fig. 1-16a, b). La conception de ces instruments ne leur permet pas de mesurer l'échauffement du corps noir indépendamment des conditions physiques de leur fonctionnement ; c'est pour cette raison que les thermopiles leur sont préférées aujourd'hui.

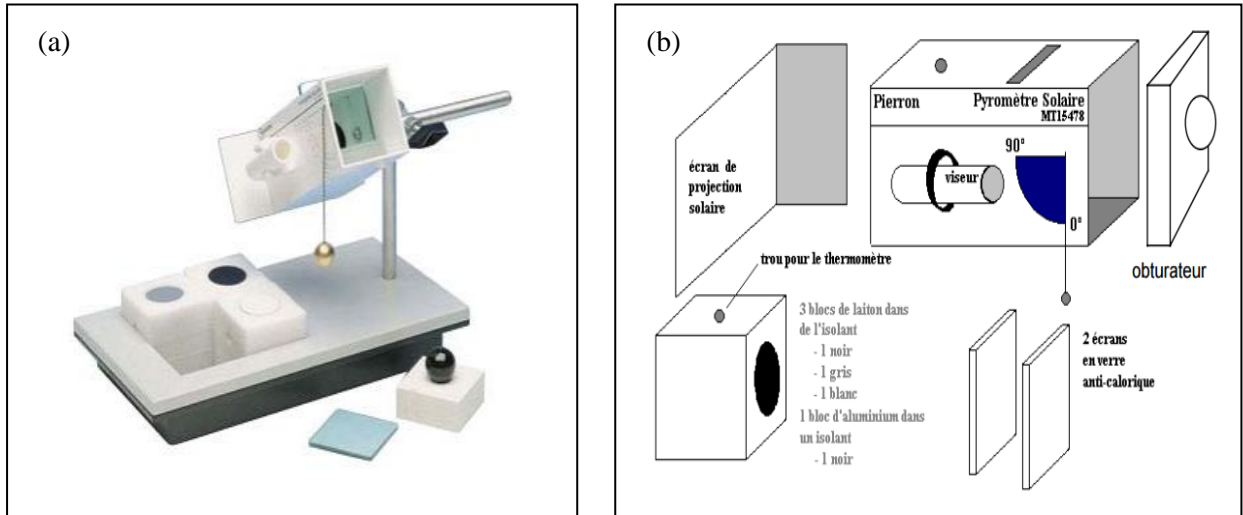


Figure 1-16 (a, b). Photos représentant un pyromètre solaire (MT15478) ou pyrhéliomètre simplifié : (a) vue d'ensemble, (b) vue éclatée.

Tout radiomètre comporte un détecteur ou un capteur de rayonnement. Un bon détecteur de rayonnement doit avoir une sensibilité indépendante de la longueur d'onde au moins dans une certaine bande. Cette sensibilité doit être suffisante. Dans certaines applications, télédétection spatiale et thermographie infrarouge notamment, le temps de réponse du détecteur doit être très faible, de l'ordre de la microseconde (10^{-6} s) ou même de la nanoseconde (10^{-9} s). Il existe deux grands types de détecteurs de rayonnement : les détecteurs thermiques et les détecteurs quantiques.

I.2.2. Distribution spectrale du rayonnement solaire

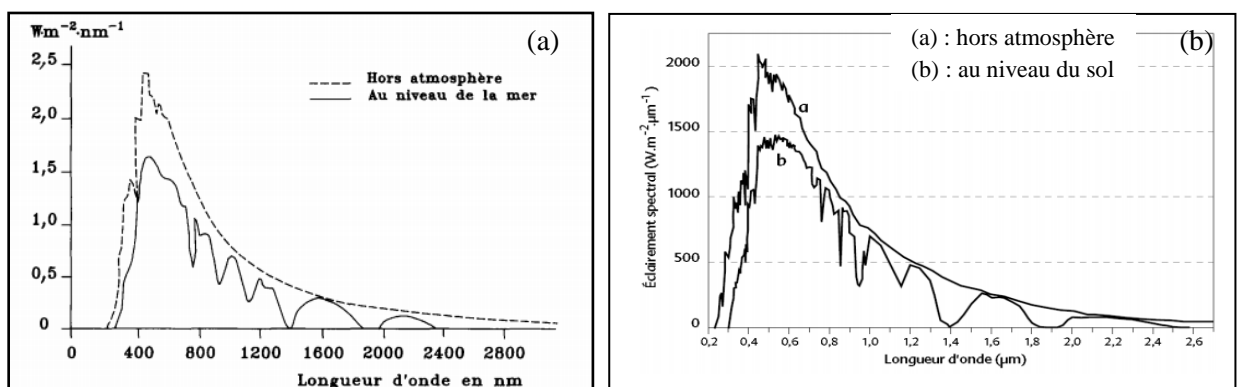


Figure 1-17 (a, b). Distribution spectrale du rayonnement solaire hors atmosphère : (a) au niveau de la mer, ((b) au niveau du sol.

La figure 1-17 (a, b) donnent la répartition de l'énergie selon les longueurs d'onde à la limite de la tropopause. La loi de Wien permet de déterminer la longueur d'onde correspondant au maximum d'énergie :

$$\lambda_{max} = 0.47\mu$$

Eq. I-3

Le spectre d'étaie entre 015μ et 4μ .

I.2.3. Rappels d'astronomie

La terre tourne autour du soleil en une révolution de 365 jours environ. Sa trajectoire est une ellipse (Fig. 1-18). Comme l'axe Nord-sud de la terre est incliné (Fig. 1-19), la moitié de l'année, l'hémisphère Nord se trouve plus proche du soleil que l'hémisphère Sud (saisons printemps et été). L'autre moitié de l'année, c'est l'inverse. Chaque hémisphère reçoit ainsi la même quantité d'énergie solaire mais elle n'est pas répartie uniformément sur l'année. A une date donnée, la position de la terre sur son orbite définit la longueur du jour en chaque point de la terre ; exemple : été dans l'hémisphère Nord, hiver dans l'hémisphère Sud, puisque la terre tourne sur elle-même selon son axe en 24 heures.

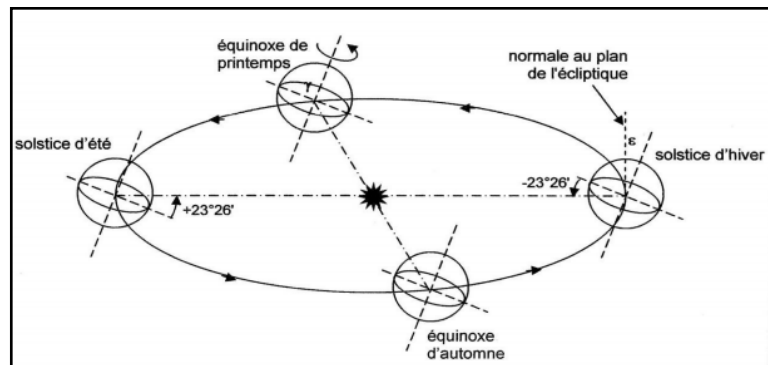


Figure 1-18. Evolution de la position terre-soleil sur un an.

Ça, c'est le schéma traditionnel. Il a le mérite d'indiquer l'orientation constante de l'axe de rotation, toujours pointé vers l'étoile polaire, malgré la révolution de la Terre autour du soleil (qui s'effectue en 365,25 jours)

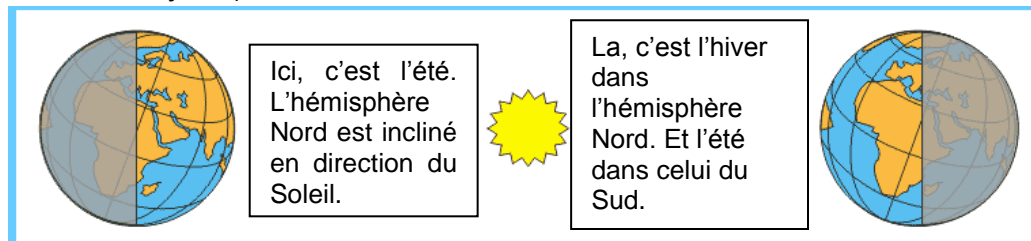


Figure 1-19. Inclinaison de l'axe de la terre selon les saisons

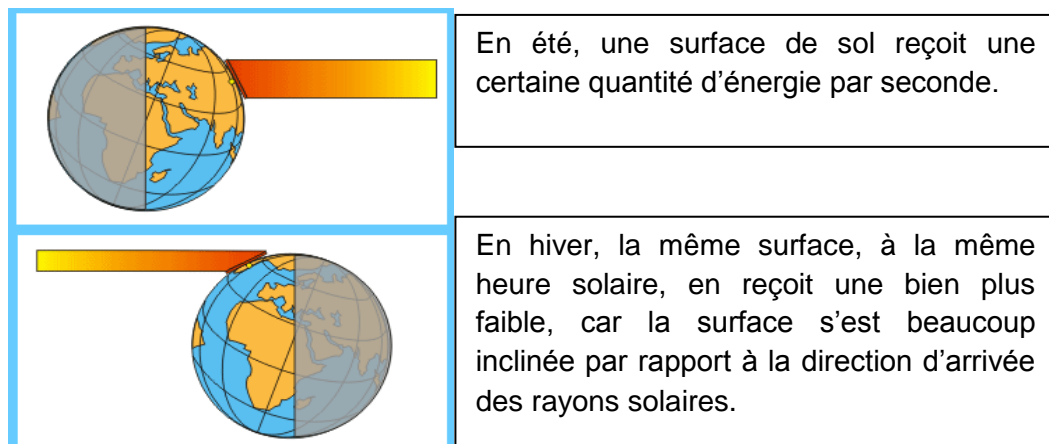


Figure 1-20. Angle d'incidence du rayonnement selon les saisons.

La latitude d'un point est l'angle formé par la droite qui joint ce point au centre de la terre et le plan qui contient le centre de la terre et l'équateur. Les points de même latitude sont sur des cercles parallèles à l'équateur appelés parallèles.

- **Conséquences :**

L'énergie solaire ne se répartit pas sur la terre d'une manière uniforme, aussi bien dans l'espace que dans le temps.

Selon la latitude, la saison, l'heure, un faisceau d'énergie donnée n'aboutit pas à la même surface (Fig. 1-20).

Nous avons déjà vu le rôle important de l'ozone. Les autres constituants, surtout l'oxygène, le gaz carbonique et la vapeur d'eau, absorbent sélectivement les radiations, et modifient fortement le spectre du rayonnement solaire (Tab.I-IX). La figure 1-15a montre le spectre qui arrive au niveau de la mer.

Tableau I-IX. Répartition de l'énergie selon les longueurs d'onde (énergie reçue au niveau de la mer par ciel pur).

λ	0	0.29	0.40	0.8	5
%		0%	4%	54%	42%

I.3. Les rayonnements solaires

- **Rayonnements direct et diffus**

Au sol, on distingue le rayonnement direct I, c'est-à-dire, le rayonnement qui a été transmis tel quel à travers l'atmosphère (rayonnement pour lequel l'atmosphère s'est montrée transparente), et le rayonnement diffus D, c'est-à-dire, le résultat de tous les phénomènes de diffusion sur les molécules et particules de l'atmosphère (Fig. 1-21).

En un point quelconque, les rayons font un angle h avec l'horizontale du lieu (h est appelé la hauteur du soleil).

$$S = I \cdot \sin h$$

S : rayonnement direct pour une surface horizontale.

$$G = S + D = I \cdot \sin h + D$$

Le rayonnement global G est la somme des rayonnements direct et diffus (Fig. 1-19a).

La hauteur du soleil et l'épaisseur d'atmosphère traversée par le rayonnement varient selon la latitude, la saison, l'heure ; les rayonnements direct et diffus dépendent de ces facteurs.

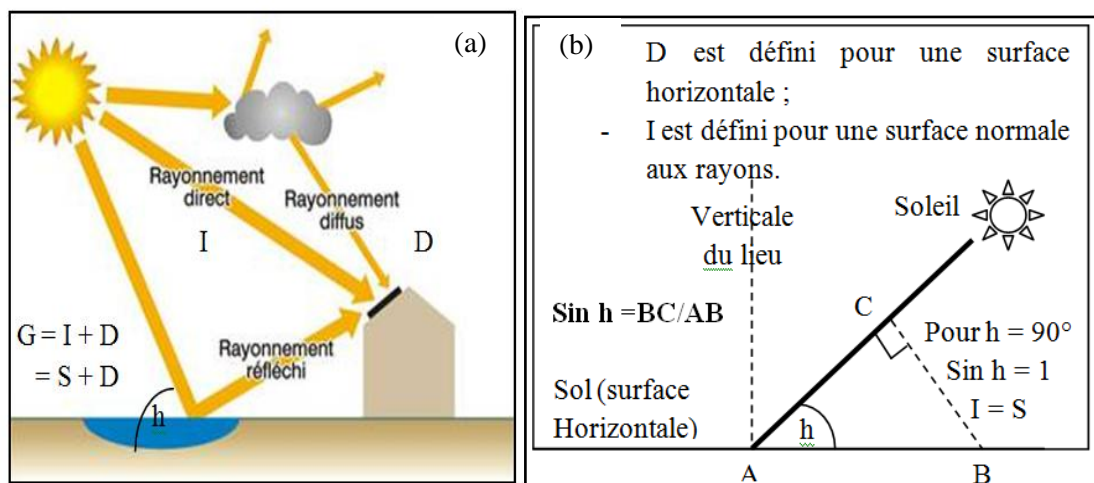


Figure 1-21 (a, b). Rayonnements direct et diffus

- **Influence de la saison et de la latitude**

Tableau I-X. Influence de la saison et de la latitude sur le rayonnement direct S.

Stations	Latitude	Décembre	Juin
Sloutsk	60°	0.81	1.33
Paris	49°	0.78	1.16
Madrid	40°	1.16	1.30
Tucubaya	19°	1.14	1.45

Le tableau I-X ci-dessus donne, pour Juin et Décembre, les valeurs moyennes à midi de S selon la latitude (S en cal/cm²/mn).

- **Influence de l'état de l'atmosphère**

Plus le ciel est nuageux, plus le rayonnement direct est faible et plus le rayonnement diffus est important (Tab. I-X).

Tableau I-XI. Influence de l'état de l'atmosphère sur le rayonnement

Etat de l'atmosphère	D	S	G = S + D
Ciel clair	0.15	1.15	1.30
Ciel clair brumeux	0.25	1.05	1.30
Ciel couvert	0.35	0	0.35

S, D, G sont exprimés en cal/cm²/mn – Valeurs moyennes pour une hauteur moyenne du soleil en régions tempérées.

Dans certains types de nuages, le rayonnement diffus peut être extrêmement important, presque autant que la valeur de G par ciel clair.

- **Rayonnement global journalier**

Il varie essentiellement avec la longueur du jour. Le tableau I-XII donne G cal/cm²/mn (valeurs journalières moyennes).

Tableau I-XII. Variations du rayonnement global en fonction de la longueur du jour.

Stations	Latitudes	Décembre	Juillet
Sloutsk	59°	11	445
Paris	49°	63	470
Washington	39°	155	491
Pasadena	34°	316	582
Lourenço-Marquez	26°	290	489

Notons les faibles différences en Juillet par suite d'une compensation entre durée du jour, épaisseur de l'atmosphère traversée et angle d'incidence.

- **Rayonnement global annuel**

Il dépend essentiellement de la latitude (Tab. I-XIII)

Tableau I-XIII. Variations du rayonnement global moyen en fonction de la latitude.

Latitudes	G (moyennes annuelles)
0°	380
20°	420
40°	300
60°	200

G en cal/cm²/jour

En effet, le total des heures de jour en un lieu sur une année ne dépend pas de la latitude. Donc l'effet de la longueur du jour qui est marquée selon les saisons sur le rayonnement global journalier s'efface à l'échelle de l'année. L'influence de la latitude s'exerce alors essentiellement

à travers la hauteur du soleil (h), et secondairement à travers les types de temps prédominants (à l'équateur, l'air est souvent chargé de vapeur d'eau).

I.4. Les rayonnements autres que solaire

Le sol et l'atmosphère ont un rayonnement propre lié à leur température. Dans la gamme des températures normales (0°C à 30°C , soit 270 à 300°K environ), les corps émettent dans les longueurs d'onde comprises entre 5μ et 100μ . Pour un corps noir, λ_{max} serait autour de 10μ , et l'énergie totale émise est de $0.5 \text{ cal/cm}^2/\text{mn}$. Le sol, l'eau, la neige et les plantes se comportent presque comme des corps noirs pour l'émission.

- **Rayonnement du sol R_s**

Le sol émet donc dans l'infrarouge entre 5μ et 100μ . $\lambda_{\text{max}} = 10\mu$. Energie émise selon la température, de 0.15 à $0.60 \text{ cal/cm}^2/\text{mn}$.

Comme son émission est voisine de celle du corps noir à même température, on désigne souvent R_s par sa valeur approchée σT^4 .

- **Absorption par l'atmosphère du rayonnement du sol**

Entre 5μ et 100μ , les constituants de l'air possèdent un certain nombre de bandes d'absorption sélective. Cette absorption est due au gaz carbonique CO_2 , à l'ozone O_3 , et à la vapeur H_2O essentiellement.

L'absorption est variable en fonction de la température, de la pression, et de la quantité de vapeur d'eau présente.

Entre 5.5μ et 7μ , et au-delà de 30μ , tout le rayonnement du sol est absorbé par l'atmosphère. Il reste une fenêtre de transparence atmosphérique importante entre 8.5 et 13μ .

Rappelons qu'en dessous de 4μ , cas de l'essentiel du rayonnement solaire, l'atmosphère n'absorbe pas du tout (transparence).

- **Rayonnement atmosphérique R_a**

A l'absorption que nous venons de voir, est liée une émission dans les mêmes longueurs d'onde. Dans l'absorption, le rôle de la vapeur d'eau était prédominant, il l'est donc aussi dans l'émission. Le rayonnement de l'atmosphère d'étale de 5 à 100μ ; s'il suivait les lois du corps noir, on aurait $\lambda_{\text{max}} = 18 \mu$. Donc il n'interfère pas du tout avec le rayonnement solaire.

Suivant l'enneuagement, R_a prend des valeurs de 0.3 à $0.6 \text{ cal/cm}^2/\text{mn}$.

- **Conclusion**

L'atmosphère est transparente pour le visible et le proche infrarouge (0.8 à 4μ), donc pour l'essentiel du spectre solaire ; elle est opaque à l'infrarouge lointain, donc pour le rayonnement terrestre. Cependant, une importante fenêtre existe autour de 10μ , coïncidant avec le maximum d'émission du sol.

La figure 1-22 ci-dessous schématise le bilan de R_a et R_s .

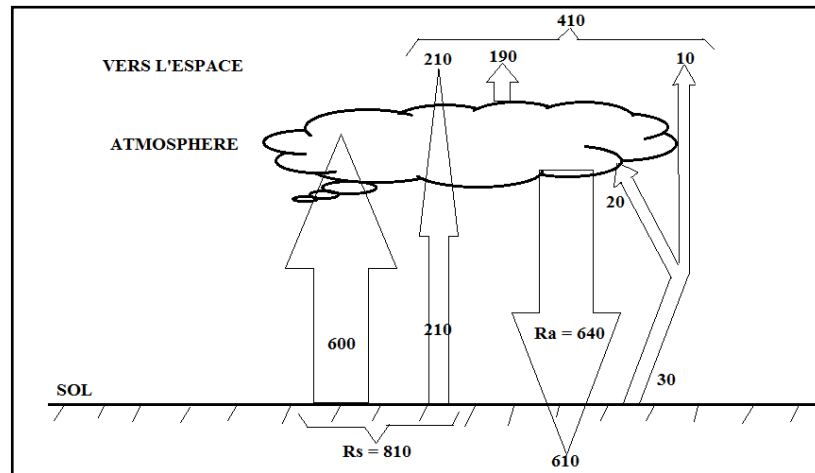


Figure 1-22. Moyenne annuelle du totale par jour des rayonnements sol et atmosphère - valeurs aux latitudes 30° à 50° (d'après Perrin De Brichambaut, 1963).

I.5. Bilan radiatif

Le résultat final de tous les échanges radiatifs est le bilan radiatif (Vincent Daniel, 2003). Nous étudierons le bilan radiatif du sol. En effet, il exprime les pertes ou les gains d'énergie du sol et donc conditionne la température du sol, facteur important en agriculture. On compte en positif les quantités d'énergie reçue et en négatif, les quantités d'énergie perdue (Fig. 1-23).

Exemple : bilan radiatif du sol. On l'appelle aussi le rayonnement net R_n (Fig. 1-24)

$$R_n = (1 - a)G + R_a - R_s \quad \text{Eq. I-4}$$

Avec

a : albédo

G : rayonnement global

R_a : rayonnement atmosphérique

R_s : rayonnement du sol

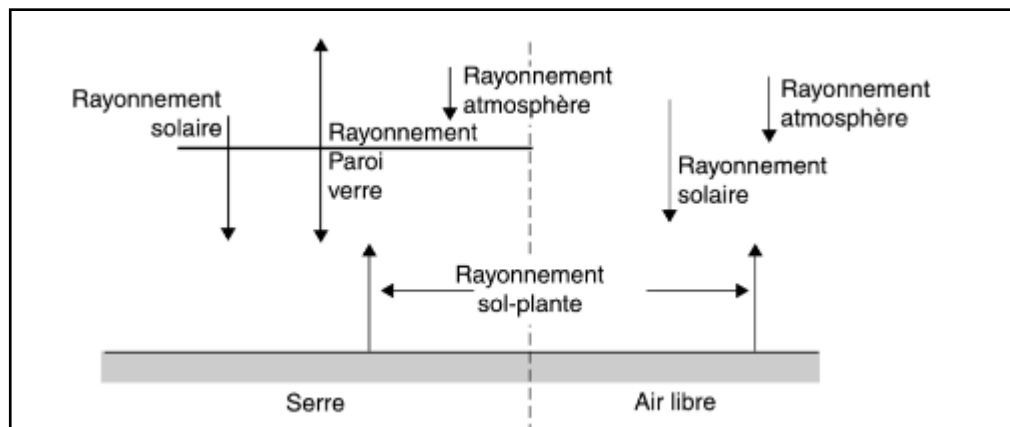


Figure 1-23. Effet radiatif dû à une paroi de verre horizontale. Le verre laisse passer le rayonnement de courtes longueurs d'onde et arrête celui de grandes longueurs d'onde atmosphérique et émis par le sol.

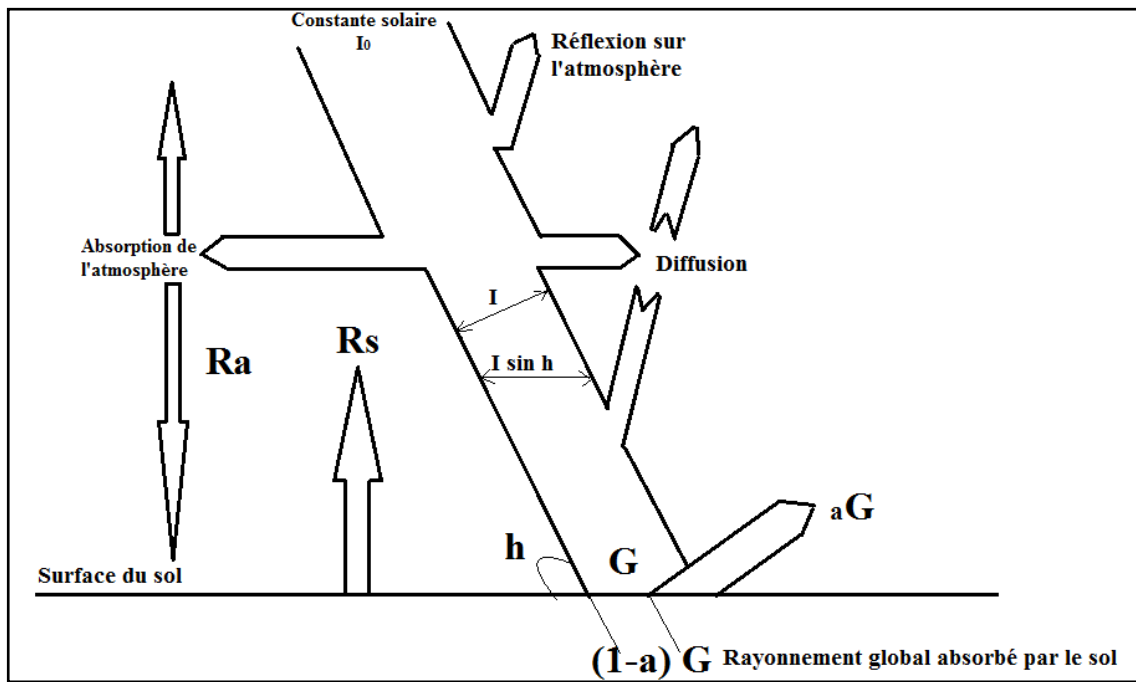


Figure 1-24. Composantes du bilan radiatif au sol

- Influence de la pente et de l'orientation**

En fait le terme $(1 - a)G$ est déterminé pour une surface horizontale (fig. 1-24). Dans la réalité, il doit être corrigé suivant la pente du lieu (fig. 1-25) et (Tab. I-XIV).

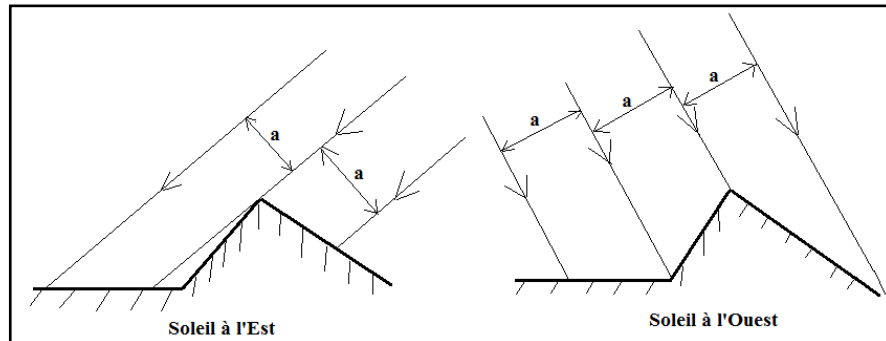


Figure 1-25. Impact du rayonnement selon l'orientation du lieu.

Exemples :

Tableau I-XIV. Variation de $(1-a)G$ en fonction de la pente et de l'orientation du sol.

Orientations du sol	Valeur de $(1 - a)G$ en cal/cm ² /an
Parcelle horizontale	144
Pente 30% orientée Sud	185
Pente 30% orientée Est	132
Pente 30% orientée Ouest	130
Pente 30% orientée Nord	74

Donc une terre orientée au Sud (dans l'hémisphère Nord) s'échauffera plus que les autres. Par contre, une terre orientée au Nord aura un déficit de rayonnement par rapport aux terres voisines.

- Bilan nocturne**

La nuit $G = 0$ donc $R_n = R_a - R_s$

R_s est toujours supérieur à R_a . En effet, pendant la journée, le sol s'est échauffé, et sa température est supérieure à celle de l'atmosphère. R_a va dépendre de l'état de l'atmosphère (Tab. I-XV).

Exemples : en cal/cm²/mn

Tableau I-XV. Variation de R_a , R_s et $R_a - R_s$ en fonction de l'état de l'atmosphère.

Etat de l'atmosphère	R_a	R_s	$Q = R_a - R_s$
Ciel clair	0.50	0.61	- 0.11
Ciel couvert	0.59	0.61	- 0.11

Le bilan est négatif, le sol perd de la chaleur et donc se refroidit. On constate qu'il se refroidit beaucoup plus lorsqu'il n'y a pas de nuages. Mais ce refroidissement met en jeu d'autres facteurs que nous verrons plus loin.

- **Bilan diurne**

$R_a - R_s$ sera encore négatif. Mais $(1 - a)G$ est très supérieur à $R_a - R_s$, et R_n sera positif. Donc pendant la journée le sol se réchauffe. En climat méditerranéen, R_n atteint 50 % de G .

- **Estimation de R_n**

Dans la pratique, on constate que la différence $R_a - R_s$ ne varie pas beaucoup en un lieu, et qu'on l'estime facilement lorsqu'on connaît le climat du lieu (température du sol et ennuagement). Par contre, le terme $(1 - a)G$ varie beaucoup. Le facteur le plus variable de ce terme est la **durée d'insolation**, c'est-à-dire, le nombre d'heures de la journée où le soleil luit. La durée d'insolation détermine le rayonnement direct S . En météorologie, on mesure la durée d'insolation chaque jour.

- **Intérêt de R_n**

Le rayonnement net est finalement la quantité d'énergie disponible dans le sol ou le couvert végétal qui pourra être utilisée sous d'autres formes que le rayonnement.

- **Application : Effet serre :**

Comment sont modifiés les échanges radiatifs si on isole le sol de l'atmosphère par une plaque de verre ?

Rappelons (voir plus haut) que le verre est transparent dans le visible et opaque dans l'infrarouge. Le rayonnement global G est essentiellement visible et U.V, il traverse donc le verre sans absorption. La réflexion, par contre, existe. Elle dépend de l'incidence ; en lumière pas trop rasante, elle est de l'ordre de 4% du rayonnement incident (en lumière rasante, elle peut atteindre 20% à 70° et 100% à 90°) (Fig. 1-25). Donc, finalement pour G , 92% de l'énergie est transmise et parvient au sol (Fig. 1-26).

Quant à R_a et R_s , ils ne traversent pas le verre, qui les absorbe entièrement (on suppose que la réflexion est négligeable), s'échauffe et réémet sur ces deux faces (Fig. 1-27).

Ecrivons que l'énergie reçue est égale à l'énergie émise. On suppose que les seuls échanges sont sous forme de rayonnement, et que notre système est isolé des influences extérieures (vent, convection et conduction dans le sol négligés, voir plus loin).

a) Bilan du jour (diurne) :

- **Pour le sol** : $G + \sigma T_1^4 = R_s$ (1)

σT_1^4 est le rayonnement du verre à la température T_1

R_s : rayonnement du verre à la température T , $R_s = \sigma T^4$

- Pour le verre : $R_a + R_s = 2 \sigma T_1^4$ (2) (il émet σT_1^4 sur chacune de ses faces).

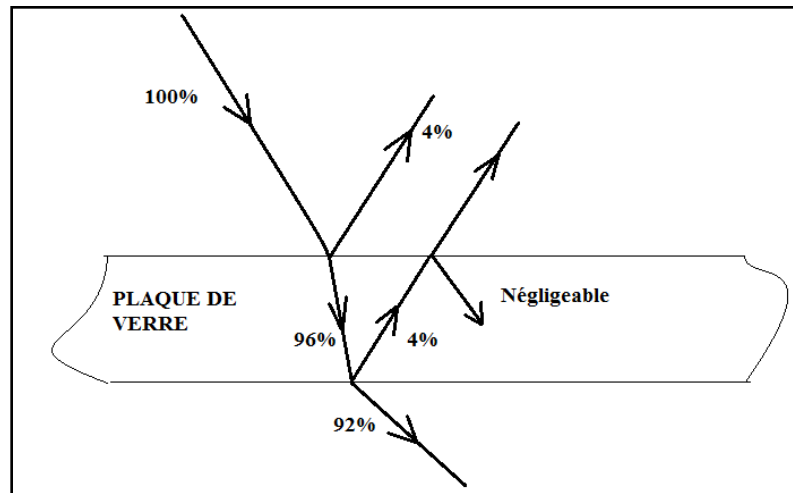


Figure 1-26. Part de l'énergie transmise arrivant au sol à travers une plaque de verre.

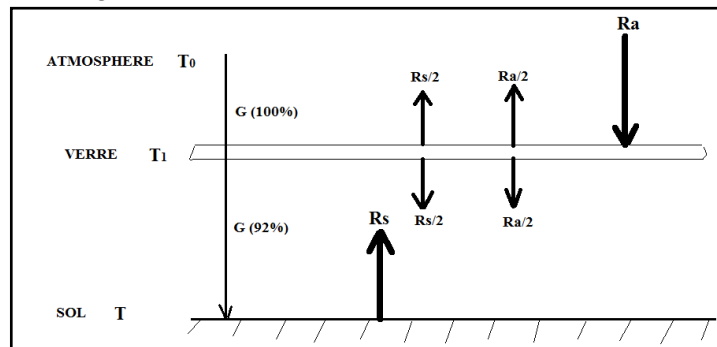


Figure 1-27. Les échanges d'énergies à travers une plaque de verre : Effet serre

On élimine T_1 entre (1) et (2)

$$R_a + R_s = 2 (R_s - G)$$

$$R_s = R_a + 2G$$

Or s'il n'y avait pas de verre, on aurait l'équilibre :

$$R_s = R_a + G$$

Donc la vitre revient à doubler l'effet du rayonnement solaire. Et la température sous serre (sol ou couvert végétal) sera plus chaude qu'à l'air libre.

b) bilan de nuit (nocturne) :

Le verre reçoit $R_a + R_s$ qu'il absorbe totalement, il s'échauffe et réémet sur chaque face $(R_a + R_s)/2$.

Le sol reçoit donc $(R_a + R_s)/2$ et perd R_s . Alors que sans le verre, il recevrait R_a . Or $R_s > R_a$ car pendant la journée, le sol s'échauffe, alors que l'atmosphère, surtout les hautes couches s'échauffent peu.

Donc on a :

$$R_s > (R_a + R_s)/2 > R_a$$

Le bilan au niveau du sol devient :

$$R_n = (R_a + R_s)/2 - R_s$$

$$R_n = (R_a - R_s)/2$$

R_n est encore négatif, mais deux fois plus petit que sans la vitre ($R_n = R_a - R_s$). Donc le sol se refroidit moins la nuit.

C'est cette propriété d'arrêter les rayonnements infrarouge et donc d'augmenter le rayonnement net qu'on appelle effet serre. Ceci est dû essentiellement au fait que le verre est opaque aux infrarouges. Or, nous avons vu que pour les plastiques, ce n'est pas le cas. Ils sont plus ou moins transparents. Ainsi, l'effet serre existera un petit peu dans le cas du PVC (0.1 mm) et pas du tout, dans le cas du polystyrène (0.1 mm).

CHAPITRE II. LES ECHANGES DE CHALEUR

II. Introduction

Une des conséquences du bilan radiatif à la surface du sol consiste en un transfert d'énergie entre la surface du sol et l'atmosphère, d'une part, et l'épaisseur du sol, d'autre part, sous forme d'échange de chaleur. Il existe essentiellement deux modes de transfert de chaleur : la conduction thermique se fait sans transfert de masse (de matière), et la convection se fait avec le transfert de masse.

II.1. Conduction thermique

Comme tous les échanges thermiques (ou de chaleur), elle tend à uniformiser la température entre les deux surfaces d'échanges.

- **Equation générale :**

$$dQ = \lambda \frac{dT}{dx} \cdot dS. \quad \text{Eq II-1}$$

avec

Q : quantité de chaleur

T : température

X : distance entre les surfaces d'échanges

S : superficie des surfaces

T : temps d'exposition

λ est la conductibilité thermique

- **La conductibilité thermique**

D'une façon générale, λ diminue des solides aux liquides et aux gaz (Tab. II-I). Donc un solide transmettra mieux la chaleur que de l'eau.

Exemples :

Tableau II-I. Conductibilité thermique de quelques matériaux

	λ (unités C.G.S)
Sol moyen	$45 \cdot 10^{-4}$
eau	$14 \cdot 10^{-4}$
air	$0.56 \cdot 10^{-4}$

L'air apparait donc comme un isolant thermique. Conséquences : un sol tassé conduit mieux la chaleur qu'un sol meuble. Lorsque le sol est suffisamment tassé, s'il est humide, il conduit mieux que s'il est sec (remplacement de l'air par l'eau dans la porosité du sol).

Des couvertures végétales ou de paille diminuent la conductibilité de la surface de la couverture vers les profondeurs du sol (cas du « mulching »).

- **Variation de température :**

Equation générale :

$$dQ = C \cdot M \cdot dT \quad \text{Eq II-2}$$

Avec

dQ : quantité de chaleur

C : chaleur spécifique

M : masse concernée

dT : écart de température

Pour une unité de masse et une quantité de chaleur disponible donnée, la variation de température va dépendre essentiellement de la chaleur spécifique (Tab. II-II).

Exemples :**Tableau II-II.** Variation des chaleurs massique et volumique en fonction des matériaux

	Chaleur massique cal/gr	Chaleur volumique cal/cm ³
Eau	1	1
Sable	0.19	0.51
Argile	0.23	0.55
Calcaire	0.21	0.55
Humus	0.47	0.58
Air	0.24	$0.3 \cdot 10^{-4}$

Donc le sable se réchauffera plus vite que l'argile à humidité égale. Un sol très humifère se réchauffera moins vite qu'un sol de texture identique sans humus. Un sol humide se réchauffera moins vite qu'un sol sec (Fig. 2-1).

- **Profil thermique du sol :**

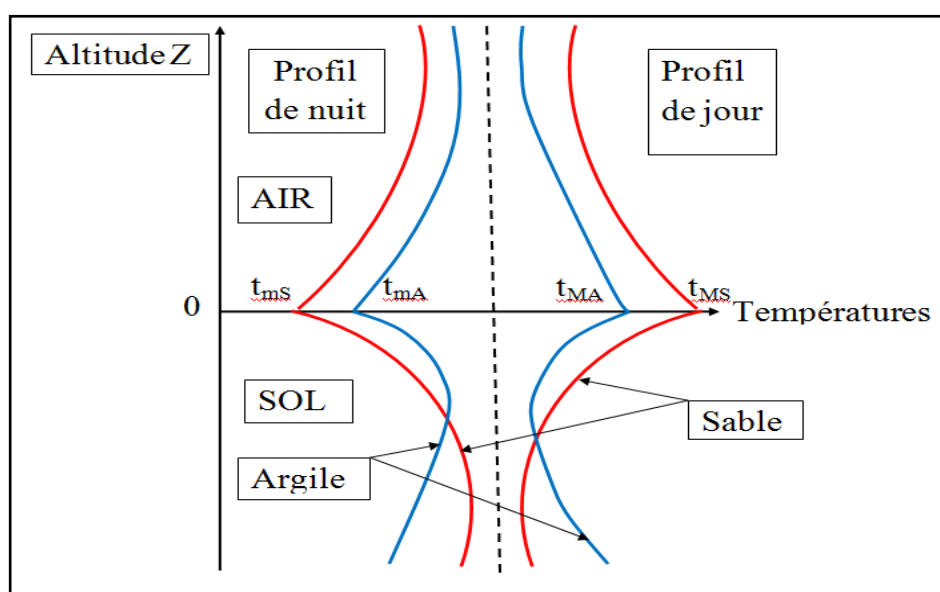


Figure 2-1. Profils thermiques diurne et nocturne de 2 sols (argileux et sableux) (d'après Perrier, 1973).

Nous avons vu que la nuit, le bilan radiatif est négatif. Le sol perd de la chaleur par sa surface. Il va donc y avoir un flux de chaleur de la profondeur du sol vers la surface pour compenser cette perte d'énergie (Bugnon & Brunaud, 1974). Et la profondeur du sol va également se refroidir. Mais l'allure de la courbe des températures va dépendre des caractéristiques du sol : capacité calorifique et conductibilité thermique (Fig. 2-1).

De même, pendant la journée, le bilan radiatif est positif. Une perte de l'énergie disponible va servir à réchauffer la surface du sol. Il y a transmission de chaleur vers la profondeur. Cette transmission dépend également des caractéristiques thermiques du sol.

La figure 2-2 montre l'influence de la texture sur les variations de températures du sol. Le sol argileux est plus tassé (ses particules sont en contact plus étroit) que le sol sableux, et également, il retient mieux l'eau. Ces deux facteurs jouent dans le même sens, c'est-à-dire, que le sol est plus conducteur. Les échanges de chaleur avec l'atmosphère se font sur une plus grande profondeur que dans le cas du sol sableux.

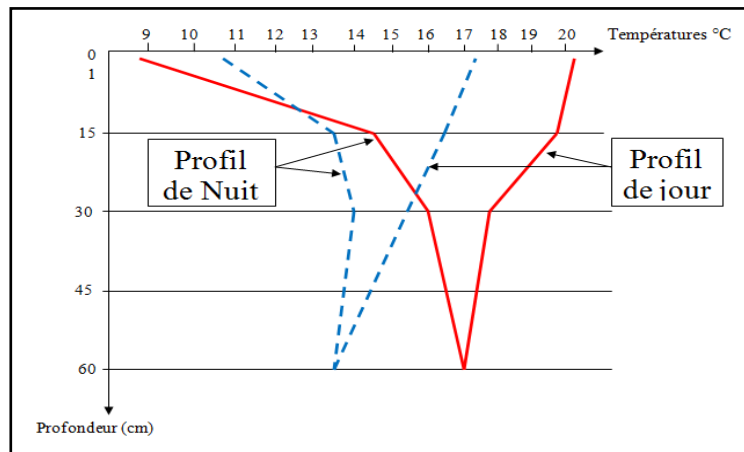


Figure 2-2. Profils thermiques en sol sableux de deux couverts végétaux

- Sous cultures annuelles
- - - Sous forêts

- **Applications : Réchauffement du sol au printemps**

L'une des principales applications agricoles de ce qui précède est la mise en œuvre d'actions favorisant le réchauffement des sols au printemps. En effet, pour la majorité des cultures d'été, une température minimale est nécessaire pour la germination et la levée. Si on augmente la température de la couche superficielle du sol, on peut avancer le semis.

Il s'agit, d'une part, d'avoir un bilan radiatif le plus élevé possible, et d'autre part de concentrer l'énergie disponible sur une faible profondeur.

- ✖ **Facteurs augmentant le bilan radiatif**
 - Pente en exposition Sud ;
 - Couleur du sol sombre (albédo faible) ;
 - Surface rugueuse ;
 - Plastique ou verre.
- ✖ **Facteurs limitant la pénétration de la chaleur en profondeur**
 - Sol sec, donc bien ressuyé ;
 - Sol moiteux en surface ;
 - Sol à texture légère.

Remarque : tous les facteurs qui favorisent l'accumulation de la chaleur dans une faible épaisseur de sol favorisent également le refroidissement nocturne important de cette même épaisseur. Il faut donc estimer les risques encourus par la culture si des températures trop basses sont atteintes (et aussi la probabilité que ces températures soient atteintes) avant de mettre en jeu les actions citées.

- **Profils thermiques du sol à l'échelle annuelle**

La chaleur met un certain temps à pénétrer en profondeur. Plus la profondeur est grande, plus le changement de température est retard sur celui observé en surface.

Conséquences : à l'échelle de l'année, ce retard implique qu'en été, le sol en profondeur est plus frais que l'atmosphère, en hiver, il est plu chaud.

II.2. La convection

L'air chaud se dilate, son volume augmente.

Equation générale :

$$P \cdot V = n \cdot R \cdot T$$

Eq. II-3

Avec

P : pression

V : volume

T : température

n : nombre de moles

R : constante des gaz parfaits

Il a tendance à monter car il devient plus léger (volume augmente donc densité plus faible). Lorsqu'il se dilate sans échange de chaleur avec l'extérieur (détente adiabatique), il se refroidit. Au sol, la montée de l'air provoque une baisse de la pression. Il existe, ailleurs, des zones où la pression est plus forte, et un courant d'air se produit des zones de haute pression vers la basse pression.

La figure 2-3 ci-dessous représente la circulation de l'air au contact d'un sol très chaud (exemple d'un sable sec sans végétation) et d'un sol frais (exemple d'un sol argileux humide avec couvert végétal). Ce type de circulation est appelé cellule de convection. Un bon modèle est fourni par une chambre fermée avec un radiateur de chauffage sur un des cotés. L'air s'élève au-dessus du radiateur ; on le constate car il salit souvent le mur au-dessus avec sa poussière.

A une autre échelle, **le vent** circule toujours des **hautes pressions vers les basses pressions**.

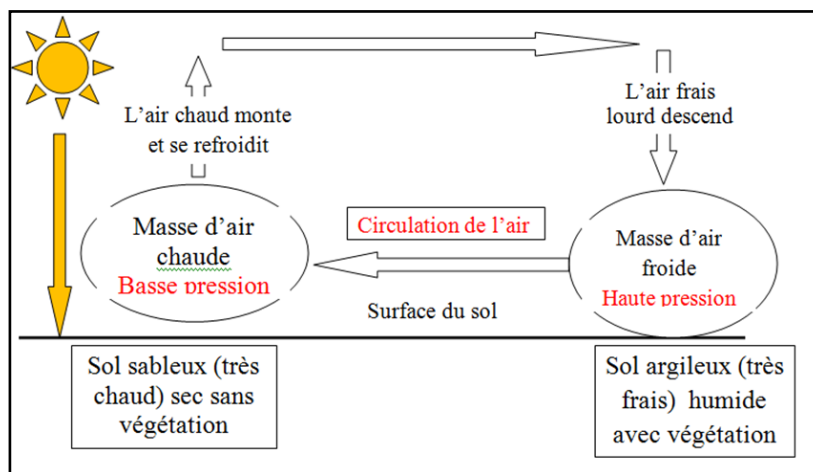


Figure 2-3. Schéma d'une cellule de convection

a) la rugosité du paysage

La rugosité du paysage (haies, bois, maisons etc.) empêche la circulation de l'air au sol. Or, c'est souvent cette circulation qui permet de refroidir les zones particulièrement chaudes ou de réchauffer les zones froides ; bref, elle homogénéise les températures des couches de l'air et des sols. Lorsque le paysage est rugueux, le facteur régulateur n'existe plus, et on a facilement des extrêmes. Par exemple, le refroidissement nocturne du sol n'est pas compensé. Sa température peut, par endroit, atteindre des valeurs basses, voir négatives. C'est le cas des gelées nocturnes de printemps dont nous parlerons plus loin. De même, un sol motteux réduira la convection à sa surface, et la température pourra baisser plus.

En été, la température de jour sera plus élevée. Donc, par exemple, on pourra avoir plus facilement échaudage du grain de blé que dans une parcelle ventée.

b) Profil thermique de l'atmosphère :

Par convection (puisque la conductibilité de l'air est très faible), les basses couches de l'atmosphère se réchauffent au contact du sol. Le gradient général est de l'ordre de 0.6°C à 1.0°C par 100 m. Mais il peut y avoir des inversions dues, par exemple, à une masse d'air plus chaude qui s'est élevée au-dessus d'une masse d'air froide.

Au contact du sol, qui se réchauffe le jour et se refroidit la nuit, l'atmosphère également se réchauffe et se refroidit (Fig. 2-4).

c) Conséquence : Stagnation des fumées au dessus des villes

Une cheminée émet une fumée plus chaude que l'air ambiant. Elle a tendance à monter. En montant, elle se refroidit. Si elle est toujours plus chaude que l'air, elle continue à monter. Sinon, lorsqu'elle rencontre de l'air à sa température, elle ne monte plus et s'étale. C'est la raison de la stagnation des fumées à faible hauteur au-dessus des villes comme par exemple : Oued Semmar à Alger (Fig. 2-5).

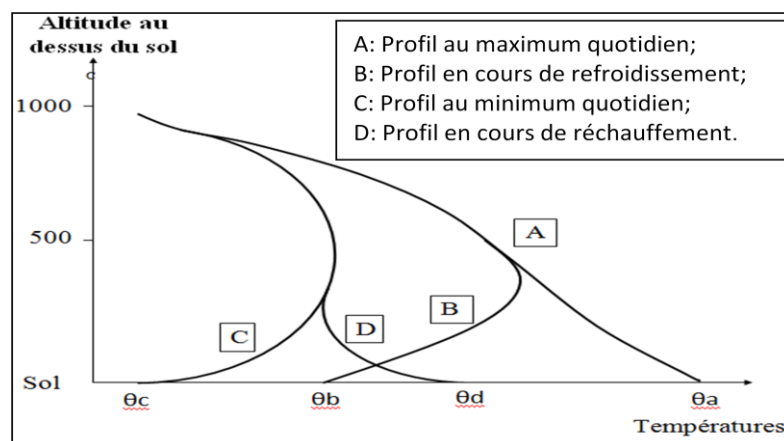


Figure 2-4. Profils thermiques de l'atmosphère au contact du sol.

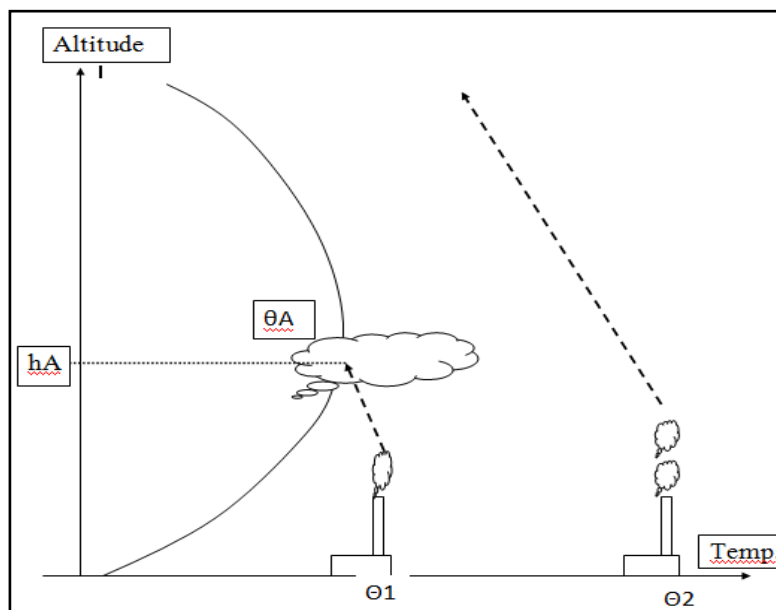


Figure 2-5. Schéma explicatif de la stagnation des fumées au-dessus des villes

- La fumée sort à θ_1 ; à la hauteur h_A , elle est à la température de l'air et s'arrête (stagne) ;
- La fumée sort à θ_2 , elle est toujours plus chaude que l'air et continue à monter.

d) A grande échelle : la circulation atmosphérique

À l'échelle de la terre, on peut expliquer les principaux vents par l'étude des grandes zones de hautes et de basses pressions.

Lorsque les vents sont forts et sur une grande distance, ils ne vont pas tout droit des hautes pressions vers les basses pressions. En effet, la force de Coriolis, dû à la rotation de la terre, s'exerce sur eux. Elle dévie les vents:

- Vers leur droite dans l'hémisphère Nord
- Vers leur gauche dans l'hémisphère Sud.

Donc finalement, autour des hautes pressions, les vents circulent dans le sens des aiguilles d'une montre et dans le sens inverse autour des basses pressions. Dans l'hémisphère Sud, c'est l'inverse (Fig. 2-6 a, b).

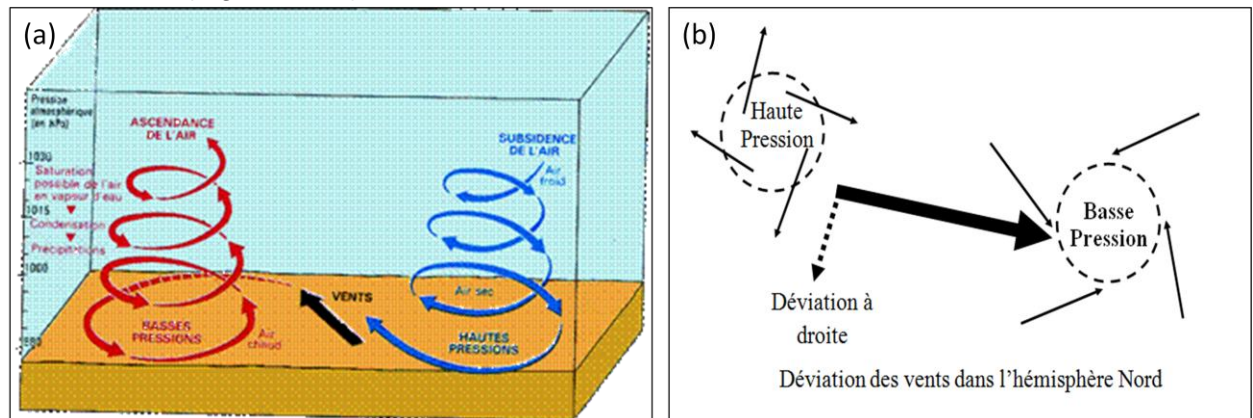


Figure 2-6 (a, b). Déviation des vents des hautes vers les basses pressions ; (a) ascendance et subsidence de l'air au niveau des hautes et des basses pressions ; (b) rotation de l'air dans le sens horaire et anti horaire au niveau des hautes et des basses pressions.

L'intensité de la force de Coriolis est proportionnelle à:

- La vitesse angulaire de rotation de la terre ($15^\circ/\text{h}$ quelle que soit la latitude)
- la vitesse du vent
- Le sinus de la latitude

La figure 2-7 (a, b) montre un schéma simplifié de la circulation atmosphérique, basé sur les convections atmosphériques, d'après la théorie de Hadley.

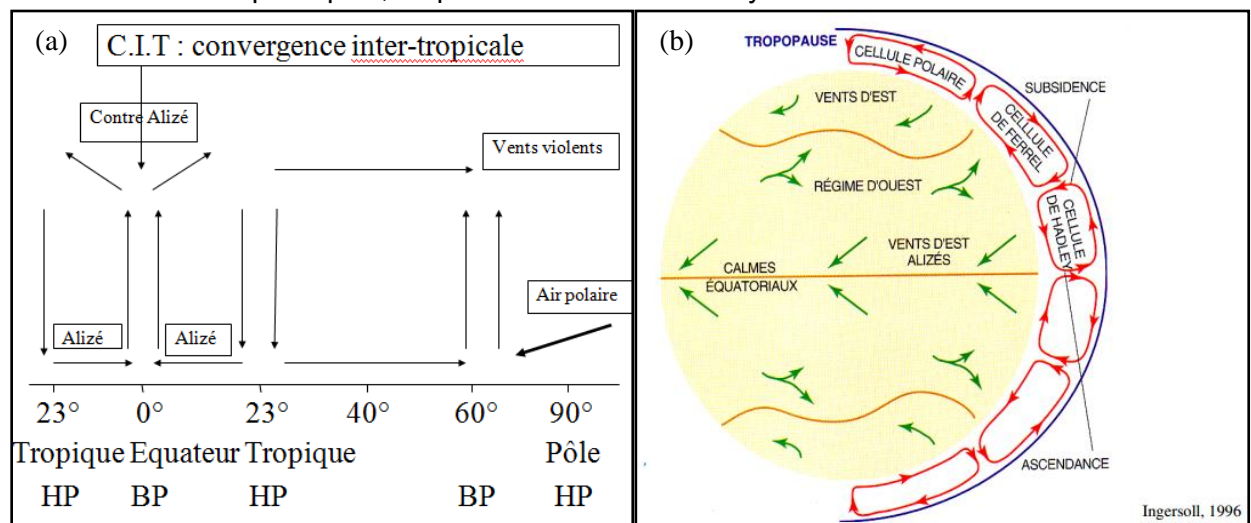


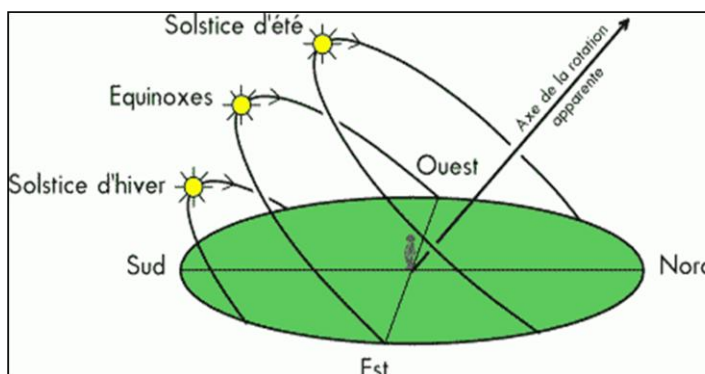
Figure 2-7 (a, b). Schéma simplifié de la circulation atmosphérique d'après la théorie de Hadley – (a) vue en plan ; (b) vue autour de la terre.

A l'équateur, l'air chaud s'élève toute l'année, créant une zone de basses pressions. Il monte jusqu'à la tropopause ; à ce niveau, les flux refroidis et déséchés se séparent pour prendre la direction des pôles en longeant la tropopause (contre – alizés). A la verticale des tropiques, ces flux se subdivisent ; une part poursuit la direction des contre – alizés ; l'autre part descend (donc haute pression). Des hautes pressions tropicales partent des vents ; vers l'équateur : ce sont les alizés ; vers les basses pressions des latitudes tempérées (exemple : dépression de la Méditerranée, dépression d'Islande : c'est une des raisons de la formation des vents chauds et secs tels le sirocco.

Au pôle, on a des masses d'air froid et lourd qui se répandent en «langues» d'air vers le Sud. Aux latitudes tempérées, l'air polaire réchauffé monte ; au niveau de la tropopause, il rencontre, une zone de vents très violents qu'on appelle les «jets stream ». Dans l'hémisphère Nord, ils circulent d'Ouest en Est ; leur vitesse est autour de 500 km/h.

Le modèle de Hadley est à l'heure actuelle très contesté et de nouvelles théories sont apparues pour expliquer la circulation atmosphérique. Elles font appel au rôle moteur des jets stream et des perturbations des zones tempérées qui permettent l'échange entre les masses d'air chaudes et froides. Tout ceci n'est cité que pour mémoire ; il faut se reporter aux ouvrages spécialisés de climatologie pour tout ce qui concerne : nuages, types de temps, circulation atmosphérique générale, perturbations etc. exemple : **R. Arléry, H. Grisollet, B. Guilmet**, *Climatologie, Méthodes et Pratiques* et **Jen-Hu Chang**, *Atmospheric Circulation Systems and Climates*. **Etienne, P., et Godard, A., 1970**. Climatologie, Paris, Colin, collection U. 365 p.

On constate que la convergence intertropicale (C.I.T) ne se situe, en fait, pas sur l'équateur. En juillet, elle remonte vers les latitudes Nord 5 à 20° suivant les lieux. En Janvier, elle redescend autour de l'équateur (de 5° N à 10° S). En effet, elle suit le mouvement apparent du soleil (Fig. 2-8). Rappelons qu'en Juillet, la partie de la terre la plus proche du soleil se trouve au tropique Nord (Solstice d'été : 24 Juin) ; En Janvier, au tropique Sud. La latitude des tropiques est de 23° 27' Sud ou Nord.



Au cours de la journée, on voit le Soleil décrire une trajectoire circulaire, plus ou moins haute suivant la date (l'axe de rotation étant toujours le même). La direction du lever et du coucher du Soleil, sa hauteur à midi ainsi que la durée de la journée varient au cours de l'année.

Figure 2-8. Le mouvement apparent du Soleil au cours de l'année à la latitude de 47° nord (les trajectoires observées dépendent de la latitude du lieu) .

e) Le schéma d'ensemble de la circulation

- **En surface**

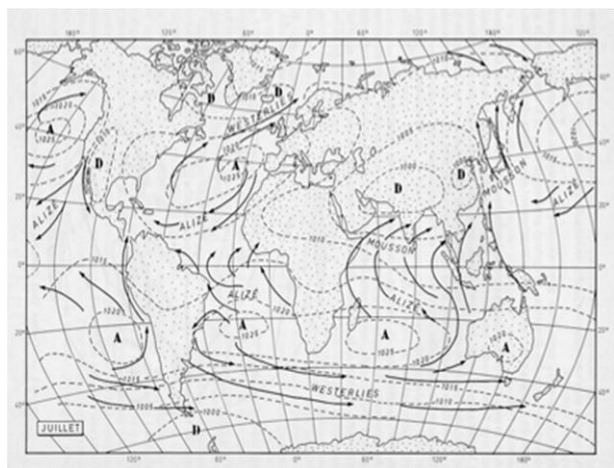
A l'échelle du globe, une carte générale des valeurs moyennes des pressions et des vents de surface (Figure 2-9) montre un dispositif relativement simple où alternent des bandes de hautes pressions représentées dans les hautes latitudes et plus nettement aux latitudes subtropicales. Le mouvement de l'air y est divergent et descendant, de sorte que ces régions sont assez sèches ou même franchement désertiques (les **doldrums** des Anglo-Saxons) (par exemple, la ceinture aride dont il a été question au chapitre précédent); Mais les vents d'ouest ne sont pas

pour autant inconnus aux basses latitudes, notamment sur l'océan Indien où l'on assiste à un renversement saisonnier des vents : la « mousson ».

Ce schéma d'ensemble illustré par la figure 2-9 ne saurait avoir qu'une valeur tout à fait générale. Il ne peut apparaître que sur les cartes moyennes. Encore faut-il prendre soin de dresser des cartes pour les saisons les plus contrastées, car la comparaison de la situation en janvier et en juillet montre que non seulement l'ensemble du système se décale vers l'hémisphère d'été, mais subit en outre des modifications qu'il nous faudra préciser plus loin. Naturellement, la répartition zonale est perturbée par la présence des terres et des mers, en particulier en hiver dans l'hémisphère Nord, où les contrastes sont plus accusés.

- **En altitude**

Le dispositif général de la circulation est beaucoup plus simple en altitude (Fig. 2-10). En effet l'atmosphère libre n'est guère soumise aux influences géographiques de surface. Ainsi dès 700 mbar et *a fortiori* au niveau 500 mbar, les anticyclones des hautes latitudes ne sont généralement plus perceptibles. Par contre la ceinture des hautes pressions subtropicales d'origine dynamique reste parfaitement claire sur les cartes d'altitude, quoique nettement décalée vers l'équateur. Quant aux basses pressions équatoriales qui tirent leur existence de phénomènes à la fois thermodynamiques et dynamiques, elles restent décelables sans être pour autant très marquées.



A : Anticyclone = haute pression

D : Dépression = basse pression

Figure 2-9. Répartition moyenne des pressions et des principaux flux à la surface du globe en Juillet (les pressions sont données en mbar) (Source: Estienne et Godard, 1970).

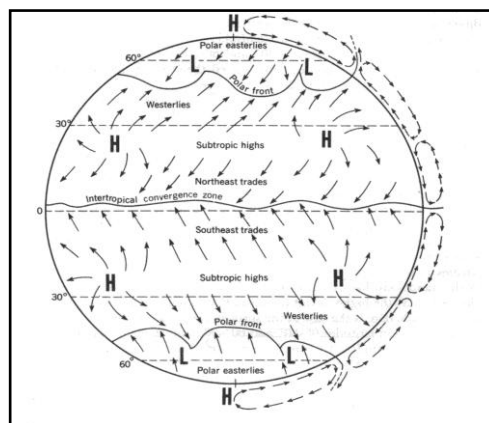


Figure 2-10. Schéma très simplifié de la circulation atmosphérique générale en surface (Source: Estienne et Godard, 1970).

En été, le Sahara surchauffé reste une zone de hautes pressions malgré sa température. En effet, l'origine de ces hautes pressions n'est pas thermique mais dynamique. Elles proviennent des airs intertropicaux (et aussi polaires selon les nouvelles théories) qui, sans cesse s'amassent et retombent à ces latitudes.

II.2.1. Application

II.2.1.1. Lutte contre les gelées de printemps

Nous avons vu que le bilan radiatif nocturne est négatif. Au printemps, il arrive fréquemment que la température du sol soit peu élevée au-dessus de zéro °C au début de la nuit. A la fin de la nuit, les pertes par rayonnement ont amené la surface du sol à une température négative. Ce phénomène a des conséquences souvent graves sur les cultures. En effet, c'est la période où beaucoup de plantes commencent à développer leur appareil reproducteur, et ce développement conditionne le rendement lorsqu'on récolte les fruits ou les graines. Or les tissus reproducteurs sont souvent fragiles (méristèmes en activité). Donc les gelées de printemps font parfois des dégâts irréparables dans la récolte de l'année.

On distingue deux types de gel:

- 1) gel de rayonnement et,
- 2) gel d'advection.

× Facteurs favorisant les gelées de printemps :

Le bilan ($R_a - R_s$) est négatif; sa valeur absolue est plus grande si R_a est plus petit. Donc lorsque le ciel est clair, sans nuages, les risques de gelée sont plus importants (dissipation de R_a dans l'atmosphère). L'albédo est également un facteur important. Les « terres blanches » (sol clair, affleurement de craie par exemple...) sont réputées sensibles au gel (Galliot & Choissnel, 1987). Sans doute parce que leur albédo élevé a limité de chaleur dans la journée, et la température de la surface doit être plus basse à la fin de la journée.

Les apports par convection ou par le vent sont importants. Donc les risques augmentent par temps calme, et dans un paysage rugueux (ex. bocage). En particulier, dans un paysage rugueux, on peut avoir des zones d'accumulation d'air froid dans des « poches » (car l'air froid est plus lourd). On aura ainsi des zones gélives connues par les agriculteurs (Aussenac, 1968 ; Bouchet, 1965). Donc, il est nécessaire de choisir les terrains bien exposés pour certains types de cultures.

Les gelées sont facilitées s'il n'y a pas d'apport d'énergie à la surface du sol par conduction depuis la profondeur du sol. Donc un sol travaillé gèlera plus facilement qu'un même sol tassé, un sol sec qu'un sol humide.

• lutte par le chauffage:

C'est le plus ancien moyen de lutte. Il consiste à allumer des feux de bois mort (braseros), ou faire brûler de vieux pneus, dans les champs cultivés, de façon à apporter directement de l'énergie par convection (en général, le feu est allumé du côté d'où souffle le vent). (idée de la fumée faisant écran... illusoire).

• lutte par aspersion:

Le principe consiste à arroser (essentiellement par aspersion) avec de l'eau à une température positive (ex. 15°C). L'eau va se refroidir dans sa trajectoire, donc elle libère de l'énergie ($dQ = C.M.dT$) qui va compenser les pertes d'énergie du sol.

II.3. La température

C'est une grandeur physique liée à la notion immédiate de chaud et de froid. La physique statistique montre que la température est la manifestation à l'échelle macroscopique du mouvement des atomes et des molécules. Autrement dit, l'énergie cinétique moyenne des molécules ou des atomes qui le composent. Elle est mesurée grâce à des thermomètres disposés dans un abri météorologique (Fig. 2-11).



Figure 2-11. Photos d'abris météorologiques.

II.3.1. Le thermomètre

Le thermomètre est utilisé pour mesurer la température ambiante. C'est un tube en verre gradué contenant une colonne de mercure ou d'alcool. Lorsque la température s'élève, le mercure ou l'alcool se réchauffe et son volume augmente. Le volume de la colonne de liquide monte donc et on peut ainsi déterminer la température en lisant sa valeur sur l'échelle graduée. Les unités de mesure sont :

°C	Degré Celsius	$^{\circ}\text{C} = 0.56 \times (^{\circ}\text{F} - 32)$
°F	Degré Fahrenheit	$^{\circ}\text{F} = 1.8 \times (^{\circ}\text{C} + 32)$
K	Kelvin	$\text{K} = (273 + ^{\circ}\text{C})$

II.3.1.1. Thermomètre à maxima

C'est un thermomètre à mercure qui enregistre la température maximale de la journée.

II.3.1.2. Thermomètre à minima

C'est un thermomètre qui enregistre la température minimale de la journée.

La température moyenne de la journée se calcule par la formule :

$$T_{\text{moy}} = \frac{T_{\text{max}} + T_{\text{min}}}{2} \quad \text{Eq. II-4}$$

II.3.1.3. Le thermographe

Cet appareil est utilisé pour enregistrer l'évolution de température en fonction du temps (Fig. 2-12).

Figure 2-12. Photo de thermographe (seba-kz.all.biz)**Exercice :****Tableau II-III.** Données climatiques de la région de Bejaia de 1978 à 2014.

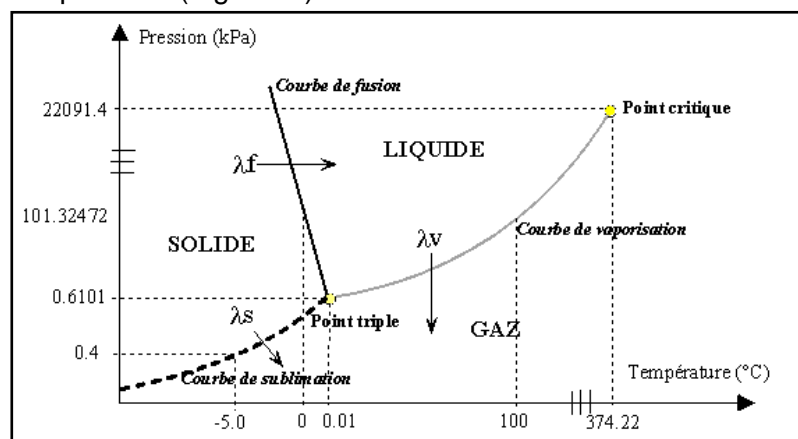
Mois	Jan	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Aout	Sep	Oct.	Nov.	Déc.
M	16.5	16.9	18.6	20.3	22.9	26.4	29.5	30.2	28.1	25.3	20.8	17.5
m	7.7	7.8	9	12	14.4	18	20.9	21.7	19	16.4	12.2	9
M+m/2	12.1	12.3	13.8	16.1	18.6	22.2	25.2	25.9	23.5	20.8	16.5	13.2

- M : température maximale ;
- m: température minimale ;
- M+m /2 : température moyenne.

- 1- Tracer le diagramme ombrothermique de la région de Bejaia ;
- 2- Dédire la saison sèche ainsi que la saison humide ;
- 3- Déterminer l'étage climatique de la région de Bejaia en utilisant le quotient d'Emberger.

II.4. Les précipitations

Sont dénommées précipitations toutes les eaux météoriques qui tombent sur la surface de la terre sous forme liquide (bruine, pluie, averse), glace (neige, grêle) et les précipitations déposées (rosée, gelée blanche, givre). Elles sont provoquées par un changement de température et de pression (Fig. 2-13).

**Figure 2-13.** Rapport de mélange de la vapeur d'eau dans l'air en fonction de la température.**II.4.1. Averse**

On appelle averse une précipitation de courte durée et souvent forte. Elle est caractérisée par un début et une fin brusque, des variations généralement violentes et rapides d'intensités.

II.4.2. Intensité des précipitations

Elle représente la hauteur de précipitations recueillie par unité de temps.

On exprime les précipitations en hauteur de la lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm).

Si l'on rapporte cette hauteur d'eau à l'unité de temps, il s'agit d'une intensité (mm/h).

$$1 \text{ mm} = 1 \text{ l/m}^2 = 10 \text{ m}^3/\text{ha}$$

L'enregistrement des pluies en général, et des averses en particulier, se fait au moyen de divers appareils de mesure. Les plus classiques sont les pluviomètres et les pluviographes. Il existe aussi les méthodes radar et la télédétection.

II.4.3. Mécanismes de formation de la pluie

- * Condensation ; changement de l'état gazeux à l'état liquide ;
 - * Condition pour la condensation: l'air doit être saturé or proche de saturation + noyaux de condensation ;
 - * Noyaux de Condensation: particules d'aérosols: poussières, sels, pollution ;
 - * Taille des aérosols: 10-3 to 10 μm . Il existe différents types de précipitations (mécanisme de précipitations) : Les précipitations convectives, les précipitations orographiques et les précipitations frontales
- **Les précipitations de nature convective :**
 - Précipitations dues à des mouvements convectifs dans l'atmosphère ;
 - Ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère ;
 - Associées aux cumulus et cumulo-nimbus, à développement vertical important, et sont donc générées par le processus de Bergeron ;
 - Précipitations résultantes sont en général orageuses, de courte durée, de forte intensité et de faible extension spatiale.
 - **Les précipitations de nature orographique :**
 - Liées aux \$effet de barrage\$ et \$effet de foehn\$;
 - Précipitations causées par l'ascension d'air humide au-dessus d'une barrière orographique ;
 - Rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière ;
 - Précipitations pas « spatialement mobiles » qui se produisent au niveau des massifs montagneux ;
 - Caractéristiques dépendantes de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement.
 - **Les précipitations d'origine frontale :**
 - Précipitations causées par la dilatation d'un air humide s'élevant le long ou au voisinage d'une surface frontale ;
 - 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.

II.4.4. Appareils de mesure des précipitations

a) Le pluviomètre

Le pluviomètre est un récipient cylindrique d'environ 36 cm de hauteur et de 11.4 cm de diamètre. Sa partie supérieure est amovible. On peut l'enlever. Elle a la forme d'un entonnoir par lequel s'écoule l'eau de pluie qui est ensuite recueillie dans un cylindre gradué en cm (Fig. 2-14).

a₁) Les avantages du pluviomètre

- × Facile à l'installation ;
- × La lecture est facile ;
- × Moins coûteux.

a₂) Les inconvénients du pluviomètre

- × Présence des erreurs humaines dans les prélèvements ;
- × La lecture des données est soumise à l'appréciation de l'opérateur.



Figure 2-14. Photo représentant un pluviomètre (enep.ddec.nc)

b) le pluviographe

Le pluviographe se distingue du pluviomètre en ce sens que la précipitation, au lieu de s'écouler directement, va dans un dispositif particulier (réservoir à flotteur) qui permet un enregistrement en permanence et en continu, et permet ainsi de déterminer, non seulement la hauteur de précipitations, mais aussi sa répartition dans le temps donc son intensité. Il en existe 2 types principaux utilisés en Europe : pluviographe à siphon et à augets basculeurs (Fig. 2-15).

b₁) les avantages du pluviographe

- L'enregistrement automatique des pluies ;
- Les erreurs humaines dans les prélèvements sont très faibles ;

- Un moyen de comparaison entre les pluies enregistrées par le pluviomètre et le pluviographe ;
- Etudier l'intensité des précipitations (IP).

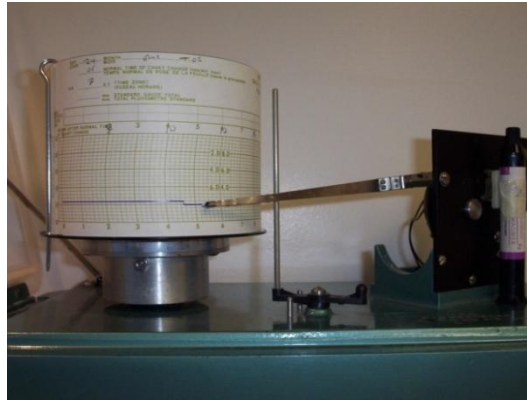


Figure 2-15. Pluviographe enregistrant les données de précipitations d'un pluviomètre à augets basculeur (education.meteofrance.fr).

b₂) les inconvénients du pluviographe

- Installation limitée à cause de son prix élevé.

c) Le radar

C'est un instrument permettant de localiser et de suivre le déplacement des nuages et d'estimer le volume de la précipitation potentielle (Fig. 2-16).



Figure 2-16. Image d'un radar (education.meteofrance.fr)

• Précipitation potentielle

Elle se définit comme la quantité totale de précipitation qui peut être générée si toute l'eau contenue dans une colonne d'air se condense. Elle constitue une limite supérieure à la précipitation réelle qui peut tomber au sol.

Le radar permet de mesurer la précipitation en temps réel sur le bassin versant après calibration (action de régler un appareil à des données de référence) et par conséquent, il est très utile dans les prévisions du temps. Certains radars peuvent estimer l'intensité de la précipitation avec cependant quelques difficultés dues à la calibration.

L'avantage essentiel du radar par rapport à un réseau classique de pluviographe réside dans sa capacité d'acquérir depuis un seul point, de l'information sur l'état des systèmes précipitant intéressant une vaste région.

Exercice sur les précipitations :

II.4.5. Coefficient pluviométrique Cp

La variabilité des précipitations interannuelles est un paramètre climatique très important dans la détermination des années excédentaires et déficitaires. C_p est en relation proportionnelle avec la pluviométrie. Il est calculé par le rapport de la pluviométrie de l'année versus la pluviométrie moyenne de la série.

$$C_p = \frac{P'}{P}$$

avec

C_p = Coefficient pluviométrique

P' = Précipitation de l'année

P = Précipitation moyenne

On a deux cas :

$C_p < 1 \rightarrow$ Année déficitaire

$C_p > 1 \rightarrow$ Année Excédentaire

Exercice d'application

Soient les précipitations mensuelles de la station de l'aéroport de Bejaia (1970-2015)

Tableau II-4. Les Précipitations mensuelles (mm) de la région de Bejaia (1970 - 2015).

Année	J	F	M	A	M	J	Jl	A	S	O	N	D	Année
1970	30,9	56	130,7	215,7	67,6	1,2	12,4	0	1	186,7	2,8	131,7	
1971	123	50,5	107,1	30,2	25,8	0,1	5,2	0	104	123,9	71,1	52,2	
1972	155,9	67,4	93,3	86,8	89,7	25,1	4,4	16,5	106	76,4	20,5	230	
1973	166,9	230	123,6	33,7	0,3	42,8	0,3	1,9	70,9	83,2	78,5	173,3	
1974	21,8	163,5	161,1	105	2,2	7,1	8,3	1,7	75,1	227	43,6	40,3	
1975	52,7	90,7	115,3	27,8	89,4	17,7	0	37	39,8	9,3	229	85,6	
1976	131,8	140,8	66,1	72,1	47,1	30,5	47,3	19,2	47,3	99,7	138	72,4	
1977	92,3	19,4	38,6	109,3	38,5	6,6	0,4	5,7	8,1	27,7	205	14,7	
1978	124,5	78,9	144,1	111,9	50,8	1,9	0,1	0	15,2	90,5	106	10,1	
1979	49,3	115,8	72,8	110,5	21,6	17,2	18,7	47	73,7	41,8	100	13,9	
1980	48,3	26,5	118,3	94,3	35,1	1,7	1,3	4	3,3	42,9	159	386,2	
1981	51,4	100	96,2	43,9	21,2	24	2,1	27,9	3,2	48,7	52,3	90,4	
1982	299,1	100,2	57,7	49,4	74,4	0,8	0,4	39,1	23,6	107,7	112	226,4	
1983	11,2	35,2	44,1	14,6	13	0,1	1,8	10,2	3,5	57	59	69,5	
1984	221,4	189,7	90	25,5	60	8,9	0,6	3,6	17,4	262,5	6	215	
1985	129,7	38,8	248,3	25,3	72,1	1,3	0,7	7,3	79,6	52	101	66,9	
1986	125,5	81	183,4	35,6	12,5	22,1	4,5	4,7	37,3	184,1	136	222,2	
1987	72,8	161,9	74,2	40,9	47,3	5,7	3,6	2,1	26,9	52,5	216	33,2	
1988	39,9	94,7	69,2	56,3	44,9	50,2	0	1,8	61,1	0,9	242	206,8	
1989	91,8	13,7	34,1	124,4	0,3	16,4	2	12,3	49,1	48,5	65,7	33,8	
1990	123,2	0	43,7	58,4	85,8	16,9	8,7	2,5	3,4	41,4	72,2	295,5	
1991	76,9	94,9	168,5	33,5	38,7	2,4	0,4	8	80,1	188,1	36,9	44,1	
1992	160,6	53,3	115,1	125	47,6	37	3,4	0	3,1	31,8	52,5	260,4	
1993	78,6	88	42,4	85,5	46,2	4,5	0	0	59,5	51,3	66,2	71	
1994	55,3	81,7	0,8	55,6	8,4	2,1	0,2	0,6	133	73,6	18,2	149,4	
1995	238,4	55,8	95,7	35,6	1,8	22,8	0,3	20	71,4	15,9	51,5	60,8	
1996	105,7	220,4	58,9	118,3	43,9	38,8	9,6	4,1	37,6	47	95,1	54	
1997	50,1	24,5	16,3	53,9	11,3	22,2	2,4	21,4	58,2	222,1	108	93	
1998	16,1	79,6	60,7	95,4	160,3	3,3	0	10,2	45,9	81,4	185	129,3	
1999	125,8	119,9	52,6	29,8	14,7	1,4	0,6	2,7	47,8	24,4	93,4	227,1	
2000	72,9	21,7	13,9	27,3	53,7	5,3	1,4	0	13	76,5	30,9	65,5	
2001	212	70,2	9,1	65,9	37,1	0	0	12,1	47,3	2,9	104	70,9	
2002	68,8	103,6	57,5	18,1	23,5	0	108	28,1	61,7	36,1	193	315	
2003	310	69	30,7	220,6	26,5	1	2,2	1,6	114	75,5	45,6	205,5	
2004	147,9	54,6	86,9	110,4	69,9	26	0	5	18,8	30,4	178	128,4	
2005	165,5	167,5	60,4	41,9	7,7	0	0,4	6,1	28,2	31,7	107	172,4	
2006	126,7	141	46,5	17,3	53,3	4,8	1,2	20,4	35,3	21,3	13,3	132,7	
2007	9,3	20,4	175,1	132	12,1	9,9	2,6	6,7	63,4	149	175	207	
2008	7	20	120	37	66	7	3	4	144	61	131	73	
2009	237	66	63	86	54	1	4	15	190	40	129	133	
2010	53	55	107	44	57	38	1	6	39	135	162	70	
2013	133,5	187,4	78,5	54,7	104,7	3,2	10,8	68,7	44,7	44,7	35,7	185,5	
2014	84,5	64,0	132,5	16,3	9,3	66,3	0,8	1,7	6,4	6,4	76,5	9,0	
2015	121,9	144,7	71,2	2,5	20,0	1,9	6,2	4,5	23,8	23,8	40,6	50,1	

1. Calculez les précipitations moyennes mensuelles interannuelles de la station de Bejaia.
2. Calculez les précipitations annuelles
3. Complétez le tableau ci-dessous :

Tableau II-V. Statistiques descriptives des précipitations de la station de Bejaia (1970-2010)

	J	F	M	A	M	J	Jl	A	S	O	N	D	Année
Max													
Min													
σ													
C_v													

4. Tracez le graphique de la variabilité des précipitations mensuelles interannuelles.
5. Tracez le graphique de la variabilité des précipitations interannuelles.
6. Discutez les deux graphiques.

Calculez le coefficient pluviothermique C_p et déterminez « excédentaire ou déficitaire » de chaque année.

II.5. L'évaporation

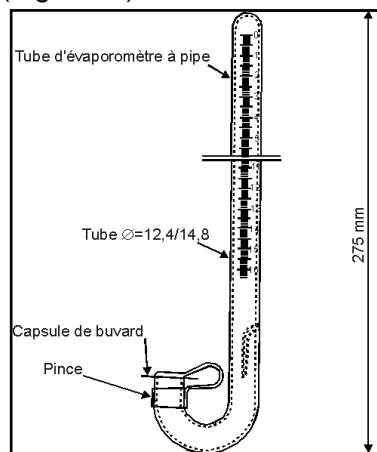
L'évaporation se définit comme étant le passage de la phase liquide à la phase vapeur. Les plans d'eau et la couverture végétale sont les principales sources de vapeur d'eau. On parle de sublimation lorsque le principal facteur régissant l'évaporation est la radiation solaire.

II.5.1. L'évaporomètre

Le plus simple de ces appareils est le Piche.

II.5.1.1. L'évaporomètre de Piche

Sous abri, l'eau s'évapore à travers la surface d'un papier filtre (ou buvard). la baisse de niveau de l'eau est directement lisible sur le tube et le taux d'évaporation est alors calculé par unité de surface de papier filtre (Fig. 2-17).

**Figure 2.17.** Evaporomètre de Piche (d' après Réménieras - 1972).

II.5.1.2. Le bac d'évaporation

C'est un bassin de 1 à 5 mètres de diamètre et de 10 à 70 cm de profondeur posé sur ou dans le sol (bac enterré) ou encore dans l'eau (bac flottant). Les variations de niveau d'eau du bac mesure à des intervalles fixes, sont le reflet de l'intensité de l'évaporation (Fig. 2-18).



Figure 2-18. Photo montrant un bac d'évaporation (exposeblog2010.over-blog.com).

Il existe d'autres appareils qui permettent de déterminer l'évaporation : les balances d'évaporation (Fig. 2-19 a), les verrières ou châssis vitrés, le lysimètre (Fig. 2-19 b), etc.

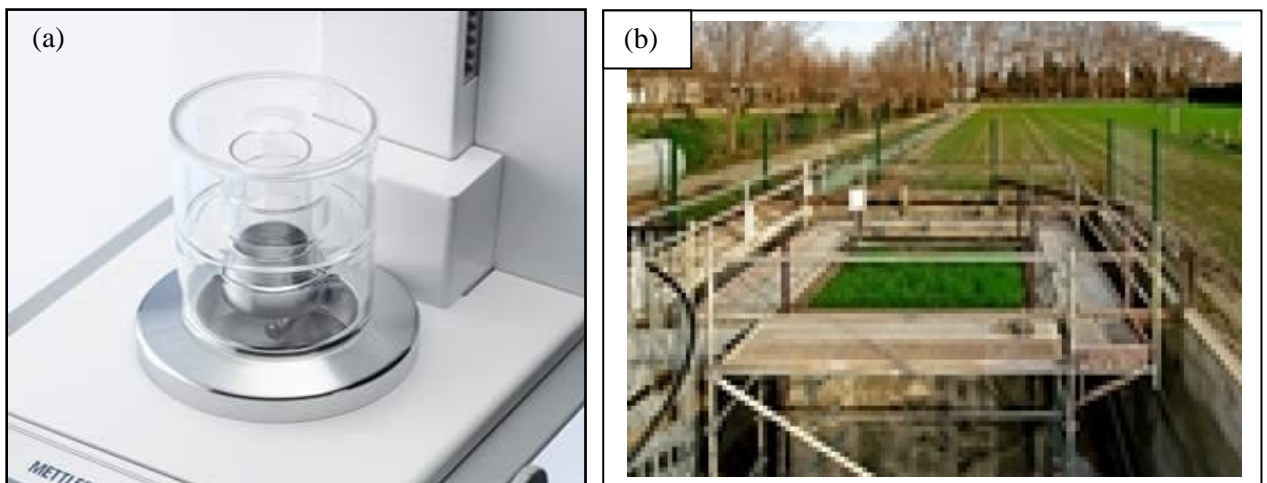


Figure 2-19 (a, b). Balance d'évaporation (a) (fishersci.com) et plateforme lysimétrique (b) (www6.paca.inra.fr)

II.6. L'humidité

La notion d'humidité caractérise la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air. L'humidité relative est le rapport de la quantité d'eau contenue dans l'air sur la quantité d'eau maximale possible. L'humidité relative s'exprime en pour cent. 100% correspond à un air saturé en vapeur d'eau : risque de nuage, pluie, brouillard, rosée ou givre et 0% correspond à un air parfaitement sec.

On exprime parfois l'humidité de l'air en kg d'eau par unité d'air humide (humidité spécifique) ou encore en gramme d'eau par m³ d'air humide (humidité absolue).

On mesure le taux d'humidité dans l'air par :

II.6.1. Hygromètre

Les plus simples sont les hygromètres organiques. Ils sont basés sur la propriété d'une substance organique de se contracter ou se dilater selon l'humidité. Le cheveu humain dégraissé s'allonge de 25% lorsque l'humidité relative passe de 0 à 100%. L'appareil relié à un système d'enregistrement constitue un hygromètre (Fig. 2-20).

II.6.2. Psychromètre

Principe de mesure On appelle " psychromètre " un hygromètre constitué de deux thermomètres convenablement ventilés avec l'air dont on veut mesurer l'humidité. L'élément sensible de l'un des deux thermomètres est recouvert d'une gaze humidifiée avec de l'eau déminéralisée. L'évaporation de l'eau dans l'air provoque un refroidissement jusqu'à une valeur d'équilibre appelée " température humide ". L'autre thermomètre mesure la température de l'air, appelée par opposition " température sèche " (Fig. 2-21).

II.7. La pression atmosphérique

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

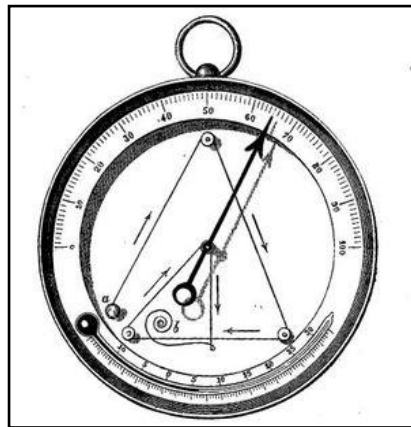


Figure 2-20. Photo d'un hygromètre simple (fr.vikidia.org)

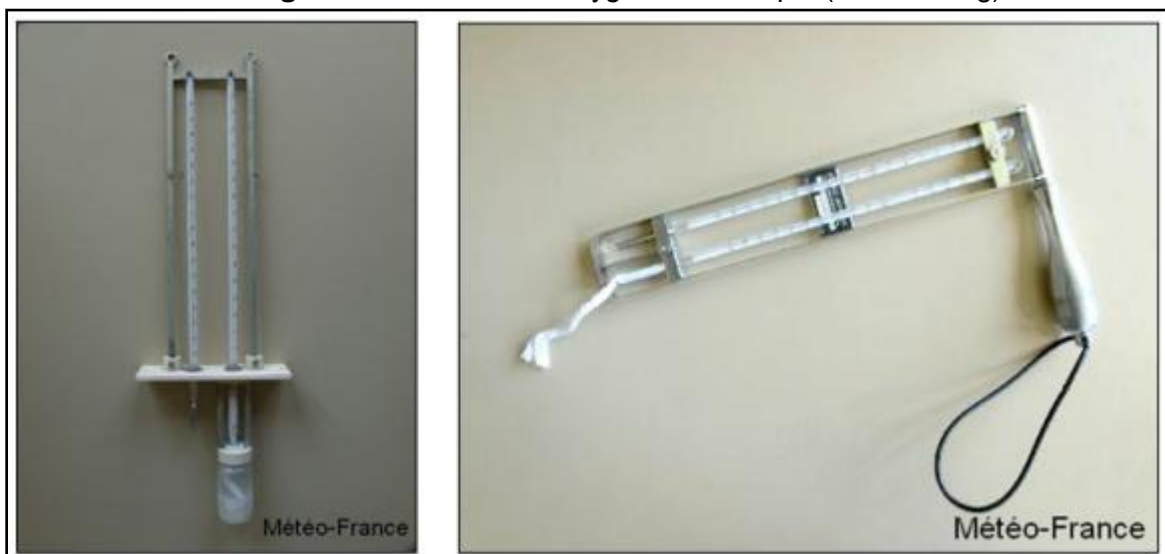


Figure 2-21. Photos représentant un psychromètre (education.meteofrance.fr)

On considère qu'à l'altitude 0, c'est-à-dire, au niveau de la mer, la pression atmosphérique normale est de 1013.25 hpa que l'on arrondit, le plus souvent, à 1015 hpa. La pression atmosphérique est une des données qui permet de prévoir les évolutions météorologiques sur une carte météorologique. On représente la pression par des isobares qui relient des points de même pression au même moment.

Il existe 04 modèles de baromètres couramment utilisés :

- 1) le baromètre à mercure (Fig. 2-22a) ;
- 2) le baromètre anéroïde (Fig. 2-22b) ;
- 3) le baromètre à eau de Goethe (Fig. 2-22c) ;
- 4) le baromètre à gaz d'Eco-Celli (Fig. 2-22d).

II.8. Le vent

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

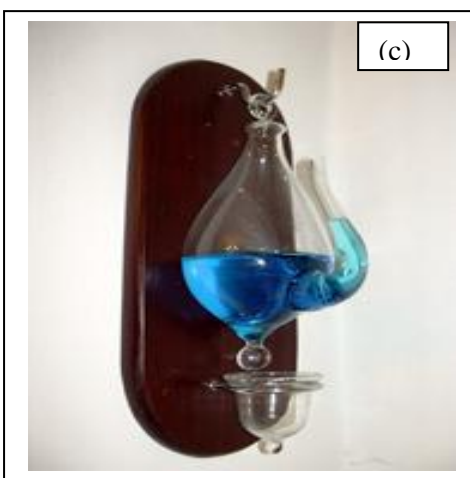
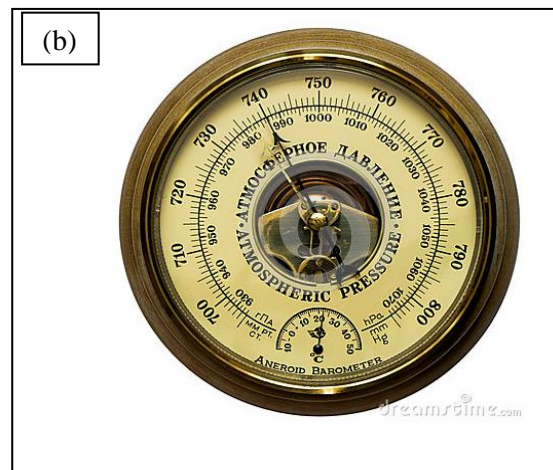
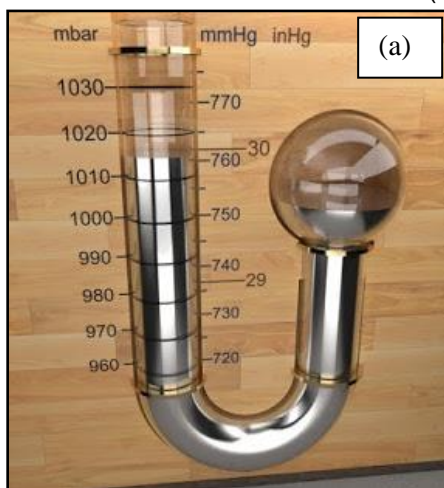


Figure 2-22 (a, b, c et d). Photos représentant des baromètres (a) à mercure, (b) anéroïde, (c) à eau de Goethe et (d) à gaz d'Eco-Celli (meteopeypin.free.fr)

Remarque : un vent fort, en contact avec la surface de l'eau ou du corps humain favorise le phénomène de l'évaporation (l'énergie cinétique est perdue en chaleur) (ibid)

La direction du vent est indiquée par la girouette, tandis que la vitesse est mesurée par un anémomètre mécanique ou électrique (Fig. 2-23). L'estimation de la vitesse est obtenue par l'échelle Beaufort (Tab. II-VI).

Tableau II-VI. 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

Echelle de Beaufort (1 nœud = 1.852 km/h)



Figure 2-23. Photo de girouette – anémomètre (atmos-meteo.com)

II.9. La transparence de l'air (ou la visibilité horizontale)

Elle change en fonction de l'humidité de l'air, sa pureté et sa stabilité. Ainsi une diminution de la visibilité est produite par l'absorption et la diffusion de la lumière (par les constituants de l'atmosphère).

On météorologie, on parle de brouillard lorsque la visibilité est inférieure à 1000 m et de brume lorsqu'elle est comprise entre 1000m et 5000m.

La stabilité de l'atmosphère, en présence d'un air humide ou impure, favorise une mauvaise visibilité.

CHAPITRE III : LES OBSERVATIONS METEOROLOGIQUES**III.1. Buts et qualité d'une observation**

L'observation météorologique a pour buts :

- 1) **l'étude du temps présent** : les observations effectuées à un instant donné par le réseau global d'observation permet de décrire l'état physique de l'atmosphère ;
- 2) **la prévision du temps** : à partir des observations et, bien sur, d'outils numériques ou statistiques, on peut prévoir le temps futur ;
- 3) **l'étude climatologique** : à partir de l'étude des données historiques d'observation pendant une période suffisamment longue.

III.2. Les observations météorologiques**III.2.1. Observations en surface**

Les principaux paramètres météorologiques observés en surface sont :

Paramètres	Unité de mesure	Moyen de mesure + remarques
La pression	Hectopascal (hpa)	baromètre
Le vent	-Direction 0-360° -Vitesse (m/s)	- Girouette -Anémomètre
Température de l'air sous abri + Tmin + Tmax + T du point de rosée (Td) + éventuellement T10cm et Tsol	1/10°C	Thermomètre Sonde thermique Thermomètre mouillé (ou psychromètre) → Agriculture
Humidité de l'air	0 à 100%	(T et Td) Hygromètre Sonde d'humidité
Précipitation	1/10mm	pluviomètre
Visibilité horizontale	10m	
Les nuages	Identification Nébulosité (en 1/8) Hauteur (en 100m)	altimètre
Temps passé – temps présent	Caractère général	
Evaporation	1/1000+1/10 000 mm d'eau	Evaporomètre (Piche)
Insolation	En heures et 1/10 h	Héliographe
Rayonnement solaire global Rayonnement solaire direct Rayonnement solaire diffus Rayonnement solaire total		R Pyranomètre (global = direct + diffus) Pyhéliomètre Pyrradiomètre (total = solaire + terrestre + atmosphère).

Les paramètres observés peuvent être classés en :

1. éléments mesurables : P, T, H, V, ...
2. éléments estimés : nébulosité, visibilité, ...
3. éléments résultants d'une totalisation : évaporation, insolation, neige, ...

III.2.2. Observation en altitude

Elle se fait par :

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

III.2.3. Observation satellitaire

Deux types de satellites sont utilisés :

- Satellite géostationnaire ;
- Satellite défilant.

Les « images » envoyées par les satellites nous informent sur :

- La couverture nuageuse ;
- La température de surface ;
- Les mouvements atmosphériques ;
- Les températures de surface de la mer ;
- Le vent.

III.2.4. Observation radar

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

III.2.5. Observation marine

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

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

Le réseau d'observation en mer se compose de :

a) Navires météorologiques stationnaires NMS ;

En plus des observations marines décrites plus haut, les NMS effectuent des observations horaires de surface et des observations en altitude ;

b) Bateaux feux :

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

c) Navires sélectionnés :

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

d) Bouées fixes ou dérivantes (ibid)

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

Remarque :

1. Répartition des données marines

La majorité des observations marines provient de stations sur navires mobiles (en déplacement, voyage, marchandise, ...). Ce qui fait que la distribution de ces observations dans le temps et dans l'espace est assez irrégulière : elles sont concentrées le long des routes marines. Il existe, ainsi, de vastes espaces océaniques qui ne sont jamais traversés par des navires et les données des bouées dérivantes sont trop peu nombreuses ;

2. calcul des données climatologiques :

On note tout d'abord que dans les régions mal desservies, il faut interpréter les paramètres statistiques décrivant les caractéristiques climatiques avec une grande prudence. On a souvent recours à l'exploitation des données satellitaires pour combler ces nombreuses lacunes.

Rappelons que l'étude du climat nécessite d'avoir une longue série d'observation en un point donné. Mais il est très rare d'avoir plus d'une observation pour exactement la même position. Pour remédier à ce problème, on travaille par « carrés » délimités par des parallèles et des méridiens. Ainsi, le carré correspond à une station « fixe » bien que les observations qui y sont effectuées sont réalisées par des observateurs différents sur les des stations mobiles différentes et en des intervalles de temps irréguliers.

CHAPITRE IV. LES REPRÉSENTATIONS GRAPHIQUES DU CLIMAT ET LES INDICES CLIMATIQUES

IV.1. Définitions

En raison de la variabilité spatio-temporelle des paramètres climatiques et de la nécessité de description synthétique, de classement et de comparaison des types de climat et de végétation à travers le monde, de nombreux auteurs ont proposé diverses formules, indices et expressions graphiques, tenant compte d'un nombre plus ou moins élevé de facteurs. En 1943, Emberger écrivait « ... il n'est pas douteux que climat et végétation sont solidaires comme force et matière, mais il est clair qu'avant d'affirmer que telle ou telle espèce ou groupement permet de délimiter une aire aussi naturelle que les territoires climatiques, il faut d'abord connaître le climat, puis fixer les limites sur le terrain, et alors seulement chercher les espèces, qui à l'intérieur de l'aire délimitée, suivent le plus étroitement la frontière climatique... ». Pour ces différents auteurs, la principale difficulté était de définir à partir de quand un climat, une saison, sont-ils secs ? On peut légitimement admettre qu'une période est sèche quand celle-ci dépense plus d'eau qu'elle n'en reçoit, donc qu'elle perd par évaporation et transpiration une quantité d'eau supérieure à celle des précipitations qui tombent pendant le même laps de temps. Les éléments les plus couramment analysés sont les précipitations, les températures et l'évaporation pour établir le bilan de l'eau. On peut distinguer deux grands types d'indices selon leur finalité : les indices climatiques globaux et les indices climatiques de production.

- **Les indices climatiques globaux** fournissent des variables synthétiques qui combinent généralement des données climatiques moyennes calculées à partir de séries climatologiques correspondant à un poste d'observation. Ces indices sont valables globalement pour la zone de représentativité du poste considéré. Ils ont été tout d'abord utilisés pour classer et cartographier les climats selon leur aridité par les hydrologues et les géomorphologues (Köppen, Lang, De Martonne, Rubner, Gaussen et Bagnouls, Walter et Lieth, Moral...) puis par les botanistes et écologues (Emberger, Thornthwaite...). A l'échelle macroclimatique, ces indices permettent d'expliquer la répartition biologique des essences, de définir les limites d'aire biotique coïncidant avec celle d'un facteur climatique précis.... Cependant, ce sont avant tout des formules mathématiques qui ignorent les exigences écologiques des plantes, les possibilités écologiques d'un territoire (caractéristiques du sol, topographie...) et la hiérarchie écologique des facteurs déterminant la répartition d'une essence dans un milieu géographique. Beaucoup de ces formules sont empiriques et n'ont aucune signification physique. Elles n'ont de signification que par la bonne corrélation existante avec la distribution de certains groupements végétaux ;
- **Les indices climatiques de production** sont destinés à permettre une estimation de la production d'un type de culture pour une période et dans une zone donnée. Dans ces indices, il existe un modèle climatique sous-jacent nécessitant l'introduction des principaux facteurs qui affectent la croissance des plantes (T, P, durée du jour, rayonnement global, évapotranspiration...).

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

En désignant par P le pouvoir humidifiant d'un climat et par E son pouvoir desséchant ou évaporant, on peut envisager soit le rapport P/E , soit la différence $P-E$, soit enfin le rapport $(P-$

E) / E (Curé 1945). En climatologie, on a surtout utilisé les formules se rattachant au premier groupe. Le tableau IV-I présente une liste des indices bioclimatiques.

Tableau IV-I. Liste (non exhaustive) des indices bioclimatiques globaux et de production.

INDICES BIOCLIMATIQUES	Année
Indice de continentalité pluviométrique d'Angot	1906
Indice CVP de Paterson	1956
Indice de continentalité thermique de Gorczynski	1920
Indice de Papadakis	1975
Indice de Transeau : Facteur de pluie de Lang ...pour estimer les potentialités agroclimatiques	
Quotient de végétation de Cieslar	1937
Indice héliothermique de Geslin	1947
Facteur de pluie réduit d'Albert	1928
Indice CVP de Paterson (modifié Pardé 1959)	1959
Indice d'aridité de De Martonne	1926
Indice de Huglin	1978
Indice d'aridité d'Angström	1936
Indice CA de Turc	1967
Indice de sécheresse de Budyko	1958
Indice ACRI (Agro-climatic Resource Index) de Williams	1983
Indice pluviométrique annuel de Moral	1964
Indice ombrothermique de Gaussen et Bagnouls...pour estimer l'intérêt touristique d'une région	
Indice xérothermique de Gaussen et Bagnouls	1952
Indice climatique touristique (Clause et Guerout)	1955
Quotient pluviothermique de Emberger	1930
Indice de sécheresse estivale de Giacobbe	1951
Indice de sécheresse de Birot : Angle de continentalité de Gams	1931-1932
Angle de continentalité de Michalet (Gams modifié)	
Classification de Köppen	1930-34
Classification de Rubner	1934
Classification de Walter et Lieth	1960-64
Classification de Azzi ...faisant intervenir le pouvoir évaporant de l'air (ETP)	1955
Indice d'évaporation de Transeau	1905
Indice de Meyer ETP de Thornthwaite	1926
Indice d'humidité et d'aridité de Thornthwaite	1948
ETP de Blaney et Criddle	
ETP de Turc	
Diagramme d'Holbridge	
ETP de Penman	
ETP Penman-Monteith	
ETP Brochet-Gerbier Palmer Drought Severity	
Index (PDSI index)	1965

IV.2. Une représentation graphique simple : les climatogrammes

On entend par régime pluviométrique, en un lieu donné, la répartition de la moyenne du cumul annuel des précipitations entre les différents mois de l'année (Choisnel et Jacq, 1998). Il est généralement représenté par un diagramme indiquant, pour chaque mois, de janvier à décembre, les hauteurs de précipitations moyennes (ou médianes) mensuelles. La notion de régime pluviométrique ne se réfère donc qu'aux caractères du climat moyen, et ne rend pas compte de la variabilité d'une année à l'autre de la pluviométrie en un lieu donné et pour un mois donné. Les climogrammes (climatogrammes = phytoclimogrammes) sont des simples graphiques établis, dans la plupart des cas, à partir des moyennes mensuelles de température (axe des X) et de pluviométrie (axe des Y). Ces représentations ont l'avantage de rendre plus frappantes les variations des phénomènes que l'on étudie, de faciliter les comparaisons et de faire apparaître les contrastes. Par leur forme, ils permettent de caractériser facilement des climats à saisonnalités thermique, pluviométrique, pluvio-thermique. Le régime de Brest est typique du climat océanique pur, avec sa forme en U et son minimum pluviométrique en juillet (maximum en décembre). Un climat océanique est caractérisé par un total annuel élevé à très élevé (1110 mm à Brest) et une réduction en période estivale. La forme du climatogramme est "globuleuse" (climat peu contrasté ; pluie abondante et amplitude thermique faible (environ 10°C)).

À l'inverse, un climat continental est caractérisé par des pluies annuelles moyennes à assez élevées et un pic en période estivale. La forme du climatogramme est "allongée" (climat très contrasté ; pluie moyenne et amplitude thermique forte ($> 15^{\circ}\text{C}$)).

Un climat méditerranéen est caractérisé par des pluies annuelles moyennes à assez élevées et un très fort déficit en période estivale. La forme du climatogramme est "en chapeau de gendarme" (climat très contrasté ; pluie moyenne avec une forte réduction estivale et amplitude thermique forte ($> 15^{\circ}\text{C}$) et température élevée toute l'année).

Les climatogrammes permettent également de définir les formations végétales et les espèces par les bioclimats et les situer dans des classes d'amplitude (Daget, 1975).

IV.3. Les indices climatiques fondés sur les données de précipitations (P) et/ou de températures (T)

IV.3.1. L'indice de continentalité pluviométrique d'Angot (1906)

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

$$I_A = \frac{\sum P(6 \text{ mois les plus chauds})}{\sum P(6 \text{ mois les plus froids})} \quad \text{Eq. 4-1}$$

IV.3.2. L'indice de continentalité thermique de Gorczinski (1920) (modifié Daget 1968)

Il caractérise la continentalité thermique des sites par la concentration estivale des températures. On peut l'utiliser avec le coefficient d'Angot pour avoir une idée des variations pluviothermiques selon le degré de continentalité.

$$K' = \frac{1.7A}{\sin(\gamma + 10 + 9h)} - 14 \quad \text{Eq. 4-2}$$

Avec

A = amplitude thermique annuelle moyenne en $^{\circ}\text{C}$

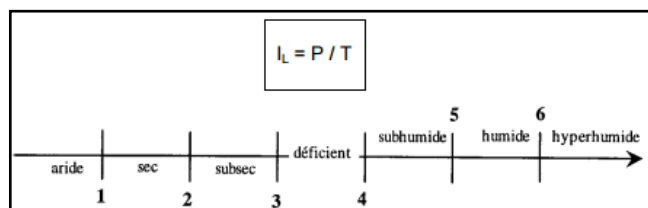
γ = latitude en $^{\circ}$

h = altitude en kilomètres

Un climat est continental ou semi-continental quand I_A est supérieur à 1 et K' supérieur à 25. En climat tempéré axérique (Europe du Nord par exemple), les deux continentalités sont associées et la continentalité thermique est particulièrement déterminante au niveau biologique, les fortes amplitudes thermiques annuelles étant conditionnées avant tout par la rigueur hivernale. En climat méditerranéen, la continentalité pluviale est toujours inférieure à 1 en raison de la forte sécheresse estivale. Par contre, au niveau thermique, ce climat étant par nature contrasté, les amplitudes annuelles sont importantes mais, comme elles dépendent avant tout de l'importance des températures estivales, elles sont peu déterminantes pour la végétation en tant que facteur thermique. En revanche, elles jouent un rôle important dans l'accentuation de l'aridité comme a pu le montrer Emberger avec son quotient pluviothermique.

IV.3.3. Facteurs de pluie de Lang (1915-1920)

C'est le premier indice combinant les précipitations (en mm) et les températures moyennes mensuelles ou annuelles (en $^{\circ}\text{C}$). Il s'écrit simplement :



Les valeurs inférieures à 1 correspondent aux déserts, celles entre 1 et 2 aux steppes et celles supérieures à 2 aux régions arborescentes. Le quotient de végétation de Cieslar (1937) considère des intervalles de deux mois pendant la période végétative. Pour son facteur réduit de pluie, Albert (1928) ne considère que l'intervalle de temps où la température est supérieure à 0°C, son facteur de pluie réduit n'est qu'une modalité du facteur de Lang.

IV.3.4. Le coefficient pluviométrique relatif d'Angot (q)

Pour mettre en évidence les régimes pluviométriques, la méthode la plus simple consiste à dresser des graphiques où sont reportées les hauteurs moyennes mensuelles des précipitations. Mais, d'une station à l'autre, les différences considérables dans le total annuel rendent les comparaisons difficiles et l'inégalité de la durée des mois fausse un peu les résultats. Le coefficient pluviométrique permet de pallier à ces deux inconvénients en exprimant le caractère plus ou moins pluvieux du mois considéré dans l'ensemble de l'année. Pour chaque mois, la valeur moyenne observée est rapportée à ce que serait la hauteur mensuelle d'eau si les pluies étaient distribuées de façon rigoureusement égale pour chaque jour de l'année.

$$\begin{array}{l}
 P = \text{total annuel} \dots\dots\dots \\
 p = \text{total mensuel d'un mois de 30 jours} \dots\dots\dots
 \end{array}
 \left. \vphantom{\begin{array}{l} P \\ p \end{array}} \right\} \dots\dots \text{Valeur de référence d'un mois de 30 jours } \pi = P \times 30 / 365$$

\Rightarrow La valeur du coefficient q pour le mois est : $q = p / \pi$

Selon le mois, cette valeur sera inférieure ou supérieure à 1, mais la somme des 12 coefficients doit être égale à 12. La notion de régime pluviométrique repose sur les moyennes et ne peut donc pas s'appliquer dans les régions où la variabilité des précipitations devient très grande (zones arides pour lesquelles des années sans pluie peuvent se succéder). Dans des zones plus tempérées, ce coefficient permet d'opposer des climats à saisons bien tranchées et des climats où les précipitations se font tout au long de l'année avec de simples nuances saisonnières (exemples ci-dessous).

Dans la pratique, le calcul de ce coefficient s'effectue à l'aide de formules appropriées. Si les mois étaient tous égaux, on aurait $q = 12p/P$ d'où pour les mois de :

$$31 \text{ jours } (31/365 = 0.085) \dots q = p/0.085P \Rightarrow q = 11.76 p/P$$

$$30 \text{ jours } (30/365 = 0.082) \dots q = p/0.082P \Rightarrow q' = 12.19 p/P$$

$$28 \text{ jours } (28/365 = 0.077) \dots q = p/0.077P \Rightarrow q'' = 12.99 p/P$$

L'intérêt majeur de ce coefficient est de rendre comparable entre elles les répartitions saisonnières des pluies dans des postes où celles-ci diffèrent considérablement en valeur absolue. Un mois recevant 60 mm de pluie dans un site où le total annuel dépasse 2000 mm sera considéré comme sec alors qu'il sera qualifié d'humide dans une station avec 400 mm de pluie annuelle. L'inconvénient de cette représentation est que l'on perd l'information sur les conséquences physiques ou physiologiques de la valeur réelle des précipitations.

IV.3.5. Indice d'aridité de De Martonne (1926)

En se basant sur des considérations essentiellement géographiques, De Martonne (1928) a défini comme fonction climatologique nouvelle l'indice d'aridité du climat par le quotient $I_{DM} = P/(T+10)$ (Coutagne 1943). Cet indice permet de caractériser le pouvoir évaporant de l'air à partir de la température ; l'évaporation étant considérée comme une fonction linéaire de la température. Il a été ajouté 10 aux moyennes thermométriques pour éviter les valeurs négatives de l'indice. On notera l'ingéniosité de la méthode, qui, à première vue, un peu déconcertante par les raisons qui ont fait ajouter 10 à la température- (pourquoi pas 7, ou 8 ou 12 ?), a conduit à une expression essentiellement empirique, mais intuitivement très satisfaisante, ayant une valeur hydrographique et climatologique indéniable (Coutagne 1943). De fait de sa simplicité, il a été beaucoup utilisé par les géographes. L'aridité augmente quand la valeur de l'indice diminue. Une faible aridité correspondant à des pluies abondantes et/ou des températures basses. De Martonne a proposé six grands types de climats selon les valeurs de l'indice annuel (Tab. IV-II).

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, 1940). De Martonne a proposé six grands types de climats selon les valeurs de l'indice annuel (Fig. 4-1).

$$I = \frac{P(\text{mm})}{T(^{\circ}\text{C})+10} \quad \text{Eq. 4-3}$$

Tableau IV-II. Les six grands types de climats de De Martonne

Valeur de I_{DM}	Type de climat	signification
< 5	Aridité absolue	Désert sans cultures
5 à 10	Désert (aride)	Désert et steppe ; aucune culture sans irrigation
10 à 20	Semi aride	Formations herbacées, steppes ou savanes. Irrigation nécessaire pour les cultures exigeant de l'humidité.
20 à 30	Semi humide	Prairie naturelle ; irrigation généralement non nécessaire ; les arbres jouent un rôle de plus en plus grand dans le paysage.
30 à 40	humide	La forêt est partout la formation climatique. Les cultures de céréales tendent à être remplacées par les herbages.
>40	humide	

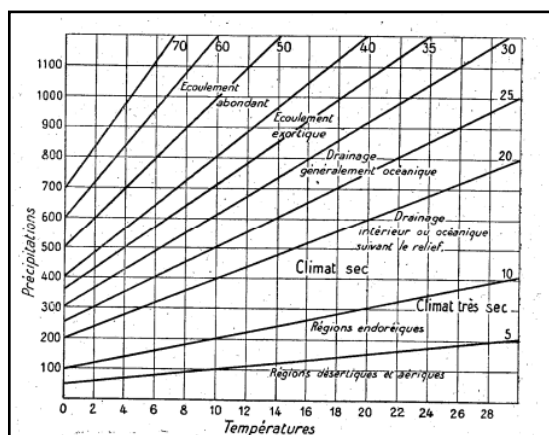


Figure 4-1. Abaque de De Martonne

Cet indice ne doit être utilisé que pour un découpage en grandes zones climatiques (Ebener, 2000). De Martonne a ainsi établi une carte des climats dans le domaine atlantique d'Europe (fig. 4-2). 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.



Climats méditerranéens :

- C2 : climat méditerranéen océanique (portugais) ;
- C3 : climat méditerranéen continental (hellène) ;
- C4 : climat méditerranéen steppique (syrien).

Climats tempérés :

- D1 : climat océanique (breton) ;
- D2 : climat de transition (parisien) ;
- D3 : climat continental (polonais)
- D4 : climat subméditerranéen (danubien)

Climats froids

- G1 : climat froid océanique (norvégien)
- G2 : climat froid continental (sibérien)
- H : climat polaire et climat alpin

Figure 4-2. Carte des climats de De Martonne (1934)

- **niveau mensuel.** Pour un mois donné caractérisé par une précipitation et une température moyennes p et t , l'indice d'aridité est donné dans la formule ci-dessous. La pluviométrie est multipliée par 12 de façon à obtenir une valeur de l'indice comparable à celle de l'indice annuel.

$$I = \frac{12p(\text{mm})}{t(^{\circ}\text{C})+10} \quad \text{Eq. 4-4}$$

Cet indice présente un grand intérêt local pour caractériser une année particulière par rapport à l'année moyenne calculée sur 10 ans ou plus (fig. 4-3).

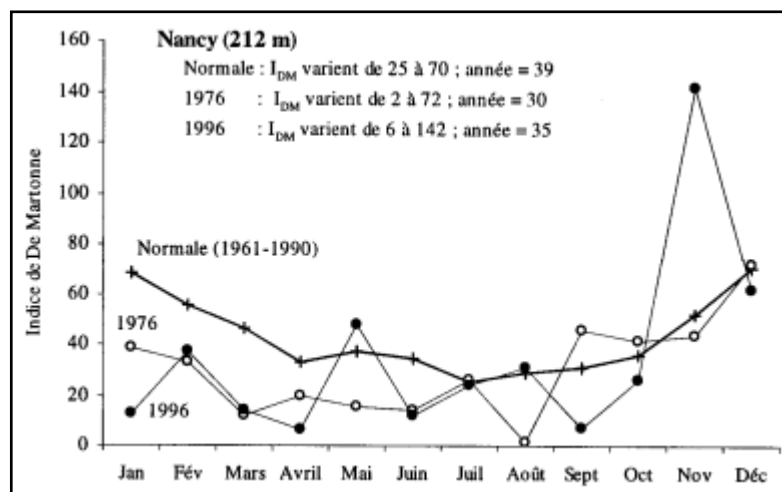


Figure 4-3. Variation de l'indice de De Martonne des années 1976-1996 par rapport à la normale 1961-1990.

Ces procédés expriment la sécheresse mais ne permettent pas de savoir à partir de quel moment une saison est sèche. Dans l'impossibilité de résoudre ce problème, différents seuils plus ou moins arbitraires ont été proposés. Pour certains auteurs le mois pour lequel $P/(T+10) < 1$ est sec quand à la température de 25-30°C, le mois considéré reçoit 35 à 40 mm de pluie. Pour d'autres, ce rapport doit être inférieur à 1,66 c'est-à-dire que pour une température de 30°, il faut, pour qu'un mois soit sec, moins de 66 mm de pluie ; pour 25°, moins de 58 mm ; pour 20°, moins de 50 mm... En règle générale, des valeurs proches de 20 caractérisent des mois particulièrement secs (possibilité de sécheresse).

L'indice de De Martonne a été utilisé dans des études sur la répartition des essences. Par exemple, l'aire du sapin pectiné en France correspond à des situations pour lesquelles I_{DM} est toujours supérieur à 50 avec une température moyenne annuelle comprise entre 0 et 8 °C (Rol, 1937).

Pour l'aire naturelle du douglas, Claessens et Thibaut (1995) donnent des indices d'aridité faibles compris entre 14 et 37 pour la période de végétation, ou même entre 5 et 28 pendant les mois de juillet et août (Tab. IV-III).

Tableau IV-III. Variation de I_{DM} en fonction de la variété et la localité à l'aire naturelle de Douglas.

Variété	Localité	I_{annuel}	$I_{\text{mai-Sept}}$	$I_{\text{Juil-Août}}$
P. m glauca	Walla-Walla (Washington, Rocheuses, 302 m)	18	8	6
P. m viridis	Totoosh Island (forêt côtière, 31 m)	101	37	28
	Seattle (plaine, 4 m)	49	14	7
	Portland (Oreón, plaine, 9 m)	48	14	5
P. m viridis	Uccle (100 m)	39	33	34
	Baraque Fraiture (640 m)	79	53	53

En milieu méditerranéen français, Laaidi (1997) a montré que la répartition du caroubier, de la myrte et du lentisque était bien corrélée avec les variations d'indice d'aridité (Fig. 4-4). C'est là où pousse le caroubier que l'indice d'aridité est en moyenne le plus élevé. Les stations à myrte viennent ensuite et, en dernier, celles à lentisque (Tab. IV-IV). À cet égard, il faut absolument éviter une erreur d'interprétation : plus l'indice de De Martonne est élevé, plus l'aridité est faible (précipitations importantes et/ou températures basses). Le lentisque est donc celui qui supporte le mieux la sécheresse, il est suivi du myrte puis du caroubier, hiérarchie qui correspond bien à leurs aires de répartition respectives, puisque le caroubier ne dépasse pas, à l'ouest, la Côte d'Azur et qu'il préfère les parties les plus arrosées de cette région, tandis que le myrte et, surtout, le lentisque poussent jusque dans la plaine du Bas-Rhône, très sèche. Il y a moins d'enseignement à tirer des températures minimales, qui sont en moyenne identiques pour les trois espèces. On pourra toutefois remarquer que le minimum moyen le plus bas observé à l'intérieur de l'aire d'extension du caroubier s'établit à 2,7°C, contre 1,5°C dans les aires du lentisque et du myrte.

Tableau IV-IV. Indice d'aridité de De Martonne

	I_{moyen}	$I_{\text{min}} < I < I_{\text{max}}$	M moyen en °C	$m_{(\text{inf})} < m < m_{(\text{sup})}$
Lentisque	28.45	$21.9 < I < 35$	3.63	$1.5 < m < 5.76$
Myrte	30.60	$26.2 < I < 35$	3.63	$1.5 < m < 5.76$
Caroubier	32.79	$30.6 < I < 35$	3.60	$2.7 < m < 4.50$

I = indice de De Martonne [$I = P/(T+10)$] ; m = moyenne des minima du mois le plus froid ; $m_{(\text{inf})}$: m de la station de minima le plus bas ; $m_{(\text{sup})}$: m de la station de minima la plus élevée.

Dans une étude sur l'écologie des essences forestières, Charnay (2001) a précisé la répartition des principales espèces forestières dans les Alpes à l'aide de l'indice d'aridité. Dans le contexte très pluvieux étudié, des fortes valeurs de l'indice sont la résultante des fortes valeurs de pluie combinées à des températures faibles. Les seuils inférieurs de présence d'une espèce avec l'indice de De Martonne sont présentés dans le tableau IV-V :

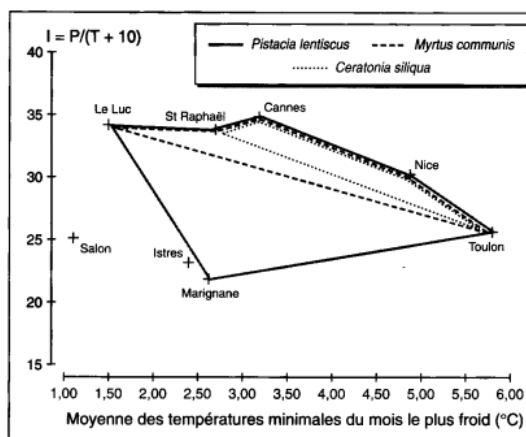


Figure 4-4. Indice de De Martonne en fonction de la température

Tableau IV-V. Répartition des essences forestières en fonction de l'indice de De Martonne

Chêne vert	<30	Chêne pédonculé, sessile	40
Pin d'Alep	<30	Frêne commun	40
Peuplier noir	<30	Hêtre	40
Erable de Montpellier	30	Mélèze	40
Chêne pubescent	30	Pin à crochets, cembro	40
Orme champêtre	30	Sapin pectiné	40
Alisier blanc	35	Tilleuls petites feuilles	40
Alisier torminal	35	Erable plane, syco	45
Erable à feuilléd'obier	35	charme	45
Erable champêtre	35	Sorbier des oiseleurs	45
merisier	35	Tilleuls grandes feuilles	45
Pin maritime	35	Epicés	50
Pin noir d'Autriche	35	Orme des montagnes	50
Pin sylvestre	35	If, Aube vert	55

IV.3.6. 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.

$$I = \frac{p}{1.07^r} \quad \text{Eq. 4-5}$$

Il définit son coefficient comme :

Dans cette fonction, le dénominateur double pour chaque augmentation de 10°C. Il publia des cartes pour le Nord-ouest de l'Europe montrant les coefficients pour les mois de janvier et juillet.

IV.3.7. 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). I_M est inférieur à 1 pour un climat sec et supérieur à l'unité pour un climat humide.

$$I_M = P/T^2 - 10T + 200$$

$I_M < 1 \dots$ climat sec
 $I_M > 1 \dots$ climat humide

Eq. 4-6

IV.3.8. 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.

$$I = \frac{\left(\frac{P}{100}\right) + M_S + \left(\frac{H_{MAX}}{5}\right)}{nS + \left(\frac{500}{H_{MIN}}\right)} \quad \text{Eq. 4-7}$$

a = facteur d'humidité : P = pluviométrie moyenne annuelle (en mm)

M_S = moyenne de la pluviométrie des mois secs (< 50 mm)

H_{MAX} = humidité relative (en %) annuelle maximale

b = facteur d'aridité : nS = nombre de mois secs

H_{MIN} = 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 :

- I. $I < 1$ type sahélien (arbres rares, xérophiles spécialisés) ;
- II. $1 < I < 2$ type soudanien (formation plus dense, savane) ;
- III. $2 < I < 3$ type à forêt instable (formation plus dense mais instable) ;
- IV. $3 < I < 7.5$ type forêt mésophile (formation dense, arbre de grande taille) ;
- V. $I > 7.5$ type forêt hygrophile (« rain forest »).

IV.3.9. Indices de Gaussen et Bagnouls (1952)

- **Indices et diagrammes ombrothermiques**

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

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

$$\begin{aligned} P < 2T & \dots \dots \dots \text{MOIS SEC} \\ P > 2T & \dots \dots \dots \text{MOIS HUMIDE} \end{aligned}$$

Pour repérer les mois "sec" et "humide" et mettre en évidence les périodes de sécheresse d'une localité, on trace généralement les diagrammes ombrothermiques. Ces diagrammes superposent les deux courbes de températures et de précipitations pour les 12 mois de l'année ce qui permet de définir une aire ombrothermique. Plus l'aire est importante et plus la saison est sèche (valeur de l'intégrale). Les diagrammes ombrothermiques de Strasbourg (A) et Toulon (B) mettent clairement en évidence la différence de régime climatique avec, en moyenne, une très forte sécheresse estivale (juin–juillet–août) dans le contexte méditerranéen et « l'absence » de stress dans le contexte climatique alsacien sous influence continental. Ces représentations ne sont que des moyennes et masquent totalement les variations interannuelles qui peuvent être localement fortes et avoir des répercussions durables sur les écosystèmes forestiers (effets des sécheresses de 1976 et du début des années 1990...).

Pour les basses latitudes, Birot préfère qualifier de sec un mois pendant lequel $P < 4T$. Moral a, quant à lui, établi non pas deux mais quatre types de mois :

Mois pluvieux : $p \geq 0.1t^2 + t + 30$

Mois humide : $0.1t^2 + t + 30 > p \geq 0.1t^2 - t + 20$

Mois sec : $0.1t^2 - t + 20 > p \geq 0.05t^2 - t + 10$

Mois aride : $p < 0.05t^2 - t + 10$ L'é

IV.3.10. Quotient pluviothermique d'Emberger (1932)

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

$$Q_i = \left[\frac{nP}{365(M+m)(M-m)} \right] \quad \text{Eq. 4-8}$$

Si le nombre de jours de pluie est inconnu, la formule simplifiée suivante a été proposée :

$$Q_i = \left[\frac{P}{2 \left[\left(\frac{M+m}{2} \right) (M-m) \right]} \right] \times 100 = \frac{100P}{M^2 - m^2} \quad \text{Eq. 4-9}$$

Un climat méditerranéen est d'autant moins sec que le quotient est grand. Il est également très important de noter que, à quotient équivalent, celui-ci a une valeur écologique différente selon les valeurs des températures qui y interviennent. La valeur m est une différentielle très importante. Elle est un seuil biologique. D'une manière générale, elle exprime assez bien le degré et la durée de la période critique des gelées, car plus m est bas, plus celles-ci sont sévères. Pour en tenir compte, il est indispensable de combiner Q_E avec m (Abaque de Sauvage). Cet abaque de Sauvage permet de placer une station dans l'une des cinq classes de climat méditerranéen qui ont été définies (fig. 4-5).

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

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

et cinq formes selon la valeur de Q_E (Fig. 4-6) . Pour le faciès moyen, la valeur prise par Q_E varie de :

- $Q_E < 12$ Saharien ou désertique $P < 100$ mm/an;
- $12 < Q_E < 30$ Aride $100 < P < 300$ mm/an;
- $30 < Q_E < 60$ Semi aride $300 < P < 600$ mm/an ;
- $60 < Q_E < 100$ Sub humide $600 < P < 900$ mm/an ;
- $Q_E > 100$ Humide $P > 900$ mm/an.

En présence de températures négatives, on peut utiliser M et m à partir du 0° absolu, en degré Kelvin. Il suffit de multiplier par 1000 et non par 100.

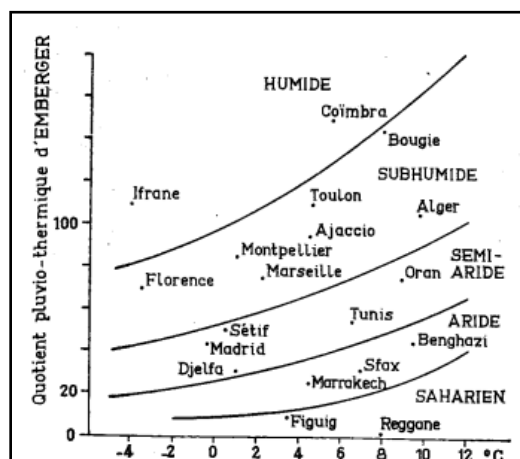


Figure 4-5. Abaque de Sauvage. Les villes de Florence, Marseille et Oran ont des valeurs Q_E équivalentes mais des températures minimales très différentes. Elles sont classées dans des climats différents et se caractérisent par une végétation très différente.

Figure 4-5. Zonation du climat méditerranéen suivant l'humidité et la température, et situation de quelques localités par rapport à ces caractères (d'après Sauvage).

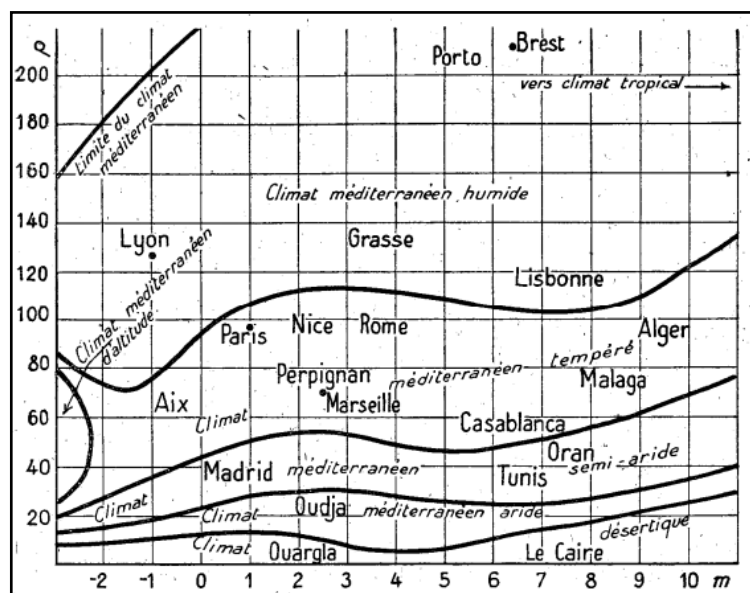


Figure 4-6. Diagramme relatif du climat méditerranéen

IV.3.11. 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 .

IV.3.12. Indice de sécheresse de Birot

Comme pour les deux indices d'Emberger et de Giacobbe, Birot caractérise la sécheresse estivale en région méditerranéenne et considère le rapport :

$$I = \frac{P_x J}{T} \quad \text{Eq. 4-10}$$

avec 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-I_m) pour tous les mois où i est inférieur à 10 ;
- la végétation méditerranéenne est possible quand une région a au moins un mois dont l'indice est inférieur à 10.

IV.3.13. Synthèse de la définition des mois secs

La présentation de l'ensemble de ces indices montre que la définition de l'aridité varie selon les auteurs ainsi que les valeurs seuils des combinaisons P et T. Le tableau IV-VI ci-dessous récapitule celles-ci. P et T sont les précipitations et les températures du mois considéré. J est le nombre de jours de pluie.

Tableau IV-VI. Récapitulatif de la définition de l'aridité selon les auteurs

Auteurs	Un mois est sec si :
Andrews et Mazé (formule de De Martonne)	$P/(T+10) < 1$
Scaetta (formule de De Martonne)	$P/(T+10) < 1.66$
Gaussen	$P < 2T$
Biot	$P < 4T$
Biot	$PJ < 10$
Moral	$0.1T^2 - T + 20 > P > \text{ou} = 0.05T^2 - T + 10$

IV.4. LES INDICES CLIMATIQUES DE PRODUCTION

Ils sont destinés à permettre une estimation de la production d'un type de culture pour une période et dans une zone données (voir Guyot 1997 pour plus de détails).

IV.4.1. Indice CVP de Paterson (1956) (modifié par Pardé 1959)

En 1956, Paterson, chercheur forestier Suédois, propose un nouvel indice (CVP : Climate – Vegetation – Productivity) permettant d'estimer la productivité potentielle d'une forêt selon des paramètres climatiques qu'il juge déterminant, c'est-à-dire, la température, l'humidité, la longueur de la saison de végétation et l'intensité des radiations solaires (Fig. 4-7). En 1959, Pardé modifie la formule de Paterson pour la rendre applicable dans le contexte national. Plus cet indice est fort et plus la productivité ligneuse potentielle est élevée.

$$I = \frac{T_v P G E}{1200 T_a} \quad \text{Eq. 4-11}$$

avec

T_v = température moyenne en °C du mois le plus chaud

T_a = amplitude thermique entre le mois le plus chaud et le mois le plus froid

P = cumul annuel de pluie (en mm)

G = longueur de la saison de végétation

E = radiation solaire locale en %

Détermination de la longueur de la saison de végétation (en France) :

- zone non méditerranéenne : un mois de végétation active a une température moyenne mensuelle d'au moins 7°C ;
- zone méditerranéenne : la limite est fixée à 10°C en éliminant les mois pour lesquels P possibilités de production (donc I élevé). Le découpage de la France que nous avons obtenu peut permettre d'orienter l'effort de reboisement vers les objectifs les plus rentables".

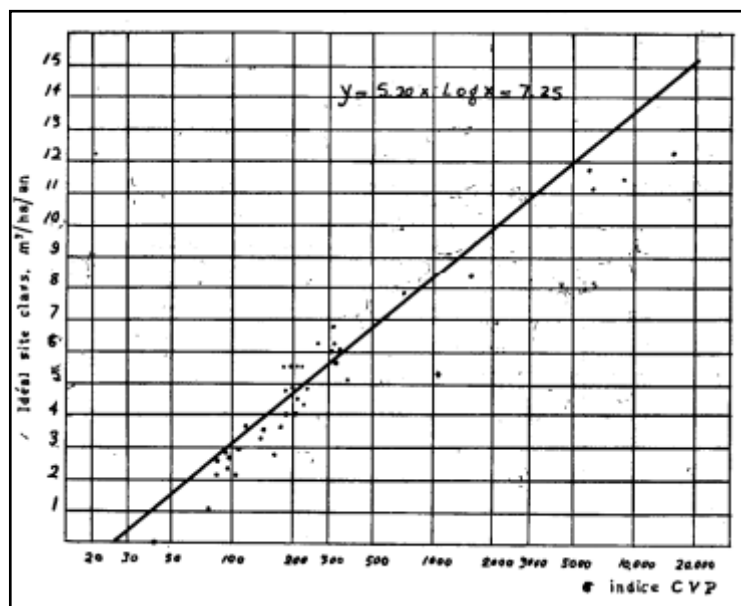


Figure 4-7. Relation entre l'indice CVP et la production potentielle

En 1970, cet indice a été utilisé par Djaziri (1970) pour étudier la production potentielle des forêts climaciques de Tunisie en fonction des facteurs climatiques et de la situation latitudinale du pays. Cet auteur a ainsi distingué 7 régions de productivités croissantes allant du Sud au Nord de la Tunisie (de moins de 1 m³ à plus de 7 m³/ha.an) (Fig. 4-8).

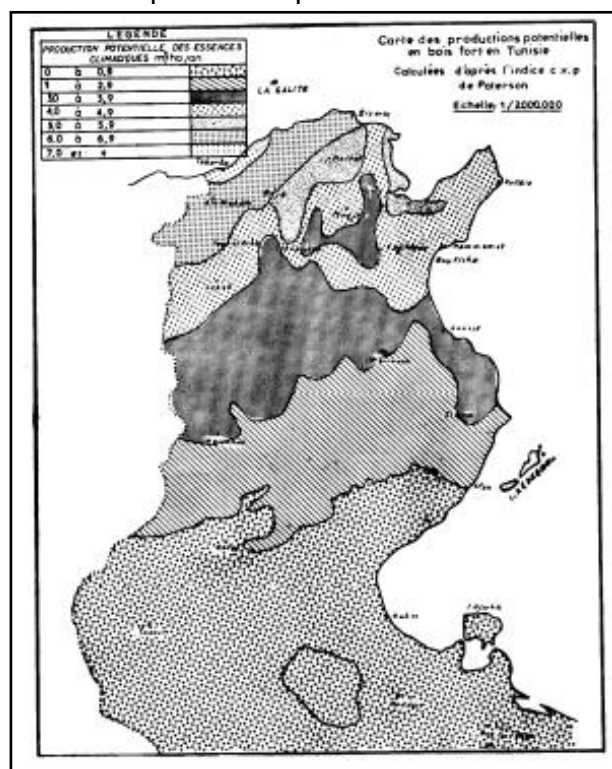


Figure 4-8. Production potentielle des forêts climaciques et de la situation latitudinale de la Tunisie.

IV.4.2. Indice de Papadakis (1975)

Il s'appuie sur une fonction d'action a priori des variables climatiques à l'échelle mensuelle et permet d'estimer les potentialités de production d'une région donnée. Le climat est caractérisé par un jeu de 12 indices mensuels.

$$A = \left[\left(\frac{12}{DJ} \right)^{0.75} \times \left(\frac{1}{10^{0.1T_x}} + \frac{10^{0.1T_x}}{10^5} + \frac{0.5}{10^{2.5H}} + \frac{1}{10^2} \right) \right]^{-1} \quad \text{Eq. 4-12}$$

- T_x = moyenne mensuelle des températures maximum journalières ;
- T_n = moyenne mensuelle des températures minimum journalières ;

- $H = (P+W)/ETP$;
- P = précipitations moyennes mensuelles ;
- W = eau disponible dans le sol au début du mois et déterminée à partir du bilan hydrique théorique ;
- ETP = évapotranspiration potentielle moyenne mensuelle ;
- DJ = longueur moyenne du jour pour le mois considéré.

IV.4.3. Indice de Huglin (1978)

Il a été mis au point pour la vigne et correspond au cumul des températures journalières sur la période allant du premier avril au 30 septembre. Cet indice a été corrélé à des paramètres de qualité du vin et permet ainsi de classer les terroirs viticoles.

$$I_H = [\sum(T_m - 10) + \sum(T_x + 10)] \times \frac{n}{2} \quad \text{Eq. 4-13}$$

- T_x = température maximum ;
- T_m = température moyenne ;
- n = coefficient de longueur du jour (varie de 1.02 à 1.06 en France).

CHAPITRE V : L'ÉVAPOTRANSPIRATION

V.1. L'évapotranspiration potentielle

V.1.1. Définitions

L'évapotranspiration (ET) concerne l'ensemble des processus renvoyant dans l'atmosphère sous forme gazeuse une partie des précipitations (forme liquide). Ce phénomène combine les pertes en eau par évaporation directe d'eau liquide (eau libre ou eau du sol dans les 15 premiers centimètres environ) et par transpiration de la biomasse (Fig. 5-1). L'évapotranspiration s'exprime en mm d'eau pour une période donnée et peut intervenir à tout moment du cycle de l'eau à condition qu'il y ait assez d'eau à évapotranspirer et une énergie suffisante. En effet, ce phénomène nécessite une quantité importante d'énergie que l'on appelle chaleur latente de vaporisation de l'eau. Il faut $2.45 \cdot 10^6$ J pour évaporer 1 kg d'eau à 20°C (= 1 mm d'eau = 1 litre d'eau par m² = 1 kg).

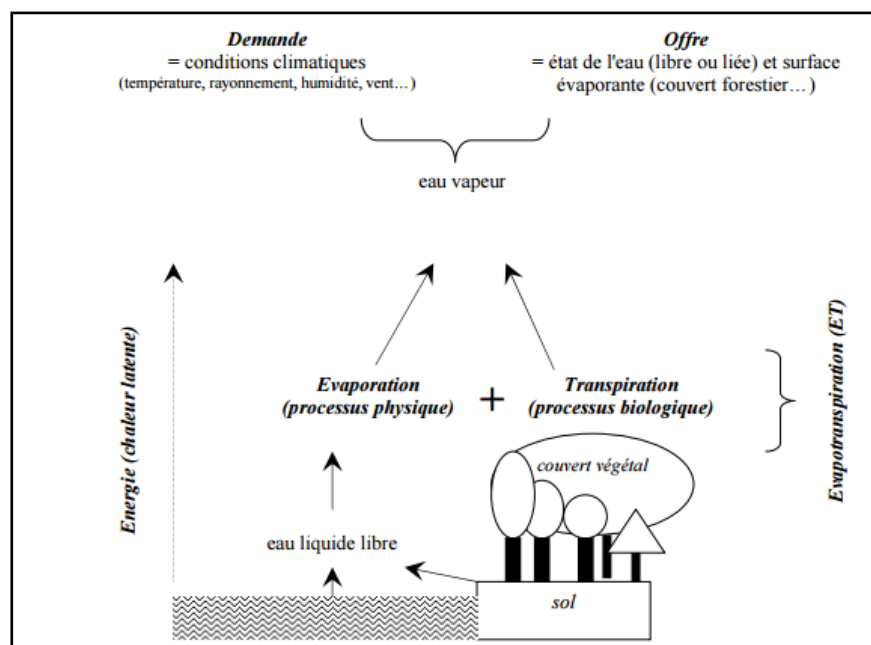


Figure 5-1. Illustration de l'évapotranspiration dans un écosystème (Lebourgeois, 2010)

V.1.2. 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 (cf. chap. x sur le rayonnement) 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.

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

V.1.3. Les types de l'évapotranspiration

V.1.3.1. 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.

V.1.3.2. L'évapotranspiration réelle (ETR)

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

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

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

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

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

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

V.1.4. 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.

V.1.4.1. L'évaporomètre Piche

L'évaporomètre Piche est constitué par une simple éprouvette en verre, de 1 cm carré environ de section et de 35 cm de longueur, remplie d'eau et fermée par une rondelle de papier buvard, maintenue au moyen d'une bague métallique faisant ressort. L'éprouvette étant retournée et placée verticalement. L'eau s'évapore progressivement par l'intermédiaire de la rondelle de buvard : c'est un évaporomètre à surface évaporante d'eau « artificielle ». Une division de la graduation correspond à 1 mm d'eau évaporée pour un disque de buvard de 30 mm de diamètre (surface évaporante : 13 cm²). Il est normalement installé sous l'abri météorologique ouvert sur les côtés. Bien entendus, la forme et aussi les dimensions de la surface qui évapore jouent un rôle important dans les mesures. Il en est de même de la température de la masse d'eau qui évapore, elle-même fonction des caractéristiques propres de l'appareil utilisé. Suivant le type d'instrument, les indications recueillies dans des conditions de milieu identiques peuvent être ainsi très différentes. De même, il reste évident qu'il n'y a pas, a priori, de commune mesure entre l'évaporation déterminée dans ces conditions et les pertes en eau subies par un sol, une plante ou encore un lac, une rivière ou une simple mare à la surface du sol. Cependant, toutes ces pertes par évaporation ou transpiration dépendent d'un certain nombre de facteurs physiques tels que la température de l'air, le rayonnement solaire, la vitesse du vent, etc. Elles dépendent aussi du degré de sécheresse de l'air, de sa plus ou moins grande teneur en vapeur d'eau, c'est-à-dire de son humidité. La détermination de la quantité d'eau évaporée journalièrement par une masse d'eau donnée peut fournir une mesure relative et globale de ces influences diverses et simultanées et nous renseigner, sinon sur les pertes d'eau exactes d'un sol ou d'une plante, du moins sur le pouvoir évaporant de l'air dans un lieu et à un instant donnés. C'est bien en effet la signification que l'on attache aux mesures d'évaporation telles qu'elles sont effectuées dans les stations météorologiques (ibid).

V.1.4.2. 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 :

$$DS = (P + I) - (D + R + ETR) \quad \text{Eq. 5-1}$$

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 :

$$DS = P + I - ETR \quad \text{Eq. 5-2}$$

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 (Fig. 5-2) 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 advectifs entre le dispositif et son environnement immédiat (anneau de garde). La surface évaporante à prendre en compte est aussi délicate quand il y a transgression de la végétation au dessus des bords des cuves (Ibid).

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

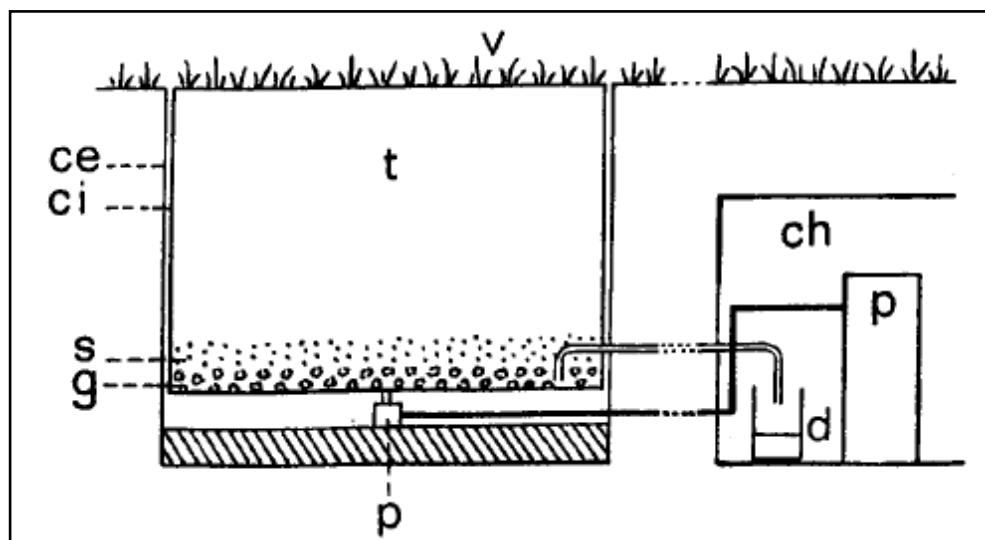


Figure 5-2. Schéma d'un évapotranspiromètre pesable et de son dispositif de mesures. v : couverture végétale uniforme ; ce : cuve cylindrique extérieure ; ci : cuve intérieure remplie de terre t ; s et g : couches de sable et de gravier ; p : dispositif de pesée ; d : récipient recevant l'eau de drainage ; ch : chambre souterraine (Lemée, 1978).

V.1.5. 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). Seules les formules les plus courantes sont présentées ici (par ordre croissant de complexité) (Ibid).

V.1.5.1. Formule de Blaney et Criddle (1950)

Cette formule a été développée dans les années 1950 pour les zones arides ou semi-arides de l'Ouest des Etats-Unis. Elle est très souvent utilisée pour estimer le besoin en eau des cultures car elle ne nécessite que de deux informations : la température moyenne de l'air et la durée

relative du jour exprimée en %. Elle fournit le même type d'information que la formule de Thornthwaite avec les mêmes avantages et inconvénients. Dans des conditions extrêmes (vent, sécheresse, fort ensoleillement), l'ETP est sous-estimée (> 60%) tandis que pour un temps calme, humide et nuageux, l'ETP est surestimée (> 40%) :

$$ETP \text{ (mm/jour)} = p(0.46T + 8.13) \quad \text{Eq. 5-3}$$

Avec

ETP = Evapotranspiration (mm/jour)

T = température moyenne journalière (°C)

P = pourcentage journalier d'heures diurnes par rapport au nombre d'heures diurnes annuelles :

p est fonction de la latitude (Ibid).

Etape 1 : Détermination de la température journalière moyenne T :

La méthode de Blaney-Criddle fait toujours référence à des valeurs moyennes mensuelles. Par exemple, si la température moyenne de Juillet est de 19°C, cela signifie que pour tout le mois de Juillet, la température journalière est de 19°C. Si la station fournit des données journalières minimales et maximales, la température journalière moyenne est calculée de la façon suivante : n étant le nombre de jours dans le mois :

$$T_{max} = \frac{\sum_1^n T_{max}}{n} \quad T_{min} = \frac{\sum_1^n T_{min}}{n} \quad T = \frac{T_{max} + T_{min}}{2} \quad \text{Eq. 5-4}$$

Etape 2 : Détermination du pourcentage journalière d'heures diurnes p :

Les valeurs de p, qui dépendent de la latitude du lieu, sont présentées dans le tableau V-Ici-dessous (Ibid) :

Tableau V-I. Valeurs du % journaliers d'heures diurnes p en fonction de la latitude

Nord Sud	Jan Juil	Fév Août	Mars Sept	Avr Oct	Mai Nov	Juin Déc	Juil Jan	Août Fév	Sept Mars	Oct Avr	Nov Mai	Déc Juin
60°	0.15	0.20	0.26	0.32	0.38	0.41	0.40	0.34	0.28	0.22	0.17	0.13
55°	0.17	0.21	0.26	0.32	0.36	0.39	0.38	0.33	0.28	0.23	0.18	0.16
50°	0.19	0.23	0.27	0.31	0.34	0.36	0.35	0.32	0.28	0.24	0.20	0.18
45°	0.20	0.23	0.27	0.30	0.34	0.35	0.34	0.32	0.28	0.24	0.21	0.20
40°	0.22	0.24	0.27	0.30	0.32	0.34	0.33	0.31	0.28	0.25	0.22	0.21
35°	0.23	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.32	0.30	0.28	0.25	0.23	0.22
30°	0.24	0.25	0.27	0.29	0.31	0.32	0.31	0.30	0.28	0.26	0.24	0.23
25°	0.24	0.26	0.27	0.29	0.30	0.31	0.31	0.29	0.28	0.26	0.25	0.24
20°	0.25	0.26	0.27	0.28	0.29	0.30	0.30	0.29	0.28	0.26	0.25	0.25
15°	0.26	0.26	0.27	0.28	0.29	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.25
10°	0.26	0.27	0.27	0.28	0.28	0.29	0.29	0.28	0.28	0.27	0.26	0.26
5°	0.27	0.27	0.27	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.28	0.27	0.27	0.27
0°	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27	0.27

Le tableau V-II présente les valeurs journalières de l'ETP selon la formule de Blaney et Criddle dans différentes zones climatiques et selon différents niveaux de température moyenne journalière :

Tableau V-II. Valeurs journalières de l'ETP selon Blaney et Criddle

Zone climatique	Faible (< 15°C)	Moyenne (15-25°C)	Elevée (> 25°C)
Désert aride	4-6	7-8	9-10
Semi aride	4-5	6-7	8-9
Sub humide	3-4	5-6	7-8
humide	1-2	3-4	5-6

V.1.5.2. Formule de Thornthwaite (1948)

Climatologue et botaniste, Thornthwaite (1948) a été le premier à introduire les notions d'ETP et d'ETR. Sa formule s'appuie sur des données facilement accessibles : la température moyenne de l'air et la durée théorique de l'insolation qui dépend de la saison et de la latitude. C'est à partir des nuages de points expérimentaux qu'il a établi sa formule de calcul.

L'évapotranspiration potentielle climatique (ETP en mm/mois) est obtenue par la formule ci-dessous (Ibid) :

$$ETP = 16 \times \left[\frac{10T}{I} \right]^a \times F \quad \text{Eq. 5-5}$$

T = température moyenne mensuelle en °C

I = indice thermique annuel, somme des 12 indices mensuels

$$I = \sum_{j=\text{Janvier}}^{\text{Décembre}} I_j \Rightarrow I_j = \left(\frac{10T}{I} \right)^{1.514} \quad \text{Eq. 5-6}$$

a = fonction complexe de l'indice I

$$a = 6.75 \cdot 10^{-7} (I^3) - 7.7110 \cdot 10^{-5} (I^2) + 1.792 \cdot 10^{-2} (I) + 0.49239 \quad \text{Eq. 5-7}$$

$$a = 0.018 (I) + 0.492 \quad \text{Eq. 5-8}$$

F = terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation variant avec la latitude et la saison (ci-dessous, latitude Nord).

Tableau V-III. Valeurs du terme correctif F en fonction de la latitude et la saison

Lat.	Jan	Fév	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Août	Sept	Oct	Nov	Déc
40	0.84	0.83	1.03	1.11	1.24	1.25	1.27	1.18	1.04	0.96	0.83	0.81
41	0.83	0.83	1.03	1.11	1.25	1.26	1.27	1.19	1.04	0.96	0.82	0.80
42	0.82	0.83	1.03	1.12	1.26	1.27	1.28	1.19	1.04	0.95	0.82	0.79
43	0.81	0.82	1.02	1.12	1.26	1.28	1.29	1.20	1.04	0.95	0.81	0.77
44	0.81	0.82	1.02	1.13	1.27	1.29	1.30	1.20	1.04	0.95	0.80	0.76
45	0.80	0.81	1.02	1.13	1.28	1.29	1.31	1.21	1.04	0.94	0.79	0.75
46	0.79	0.81	1.02	1.13	1.29	1.31	1.32	1.22	1.04	0.94	0.79	0.74
47	0.77	0.8	1.02	1.14	1.30	1.32	1.33	1.22	1.04	0.93	0.78	0.73
48	0.76	0.8	1.02	1.14	1.31	1.33	1.34	1.23	1.05	0.93	0.77	0.72
49	0.75	0.79	1.02	1.14	1.32	1.34	1.35	1.24	1.05	0.93	0.76	0.71
50	0.74	0.79	1.02	1.15	1.33	1.36	1.37	1.25	1.06	0.92	0.76	0.70

L'ETP peut être utilisée ponctuellement. Cependant, pour comparer les données entre elles et pouvoir, par exemple, tracer des cartes de potentialités, il faut se ramener à des conditions comparables. Dans ce but, Thornthwaite a défini un rapport d'aridité de la forme :

$$R_a = \frac{ETP - ETR}{ETP} \times 100 \quad \text{Eq. 5-9}$$

Arléry *et al.*, (1954) on calculé ces rapports R_a pour la France. La figure 5-3 ci-dessous représente la répartition en France des rapports d'aridité 0.10 à 20% (extraite de Aussenac et Ducrey, 1974). Ces rapports ont été calculés à partir d'une réserve en eau du sol RUM = 100mm. Bien évidemment, et localement, le rapport d'aridité variera selon que RUM sera supérieur ou inférieur à 100mm. Cette carte fait apparaître des zones à rapport d'aridité important supérieur à 20% dans les régions méditerranéennes, la vallée de la Garonne, les

Charentes, la Vendée et la vallée de la Loire et des régions à rapport d'aridité faible inférieur à 10%. Ces dernières englobent et même dépassent les régions de production supérieures à 10 m³/ha/an définies par Pardé. Il est alors permis de penser que ces régions à rapport faible ont une production potentielle forestière qui approche 10 m³/ha/an.

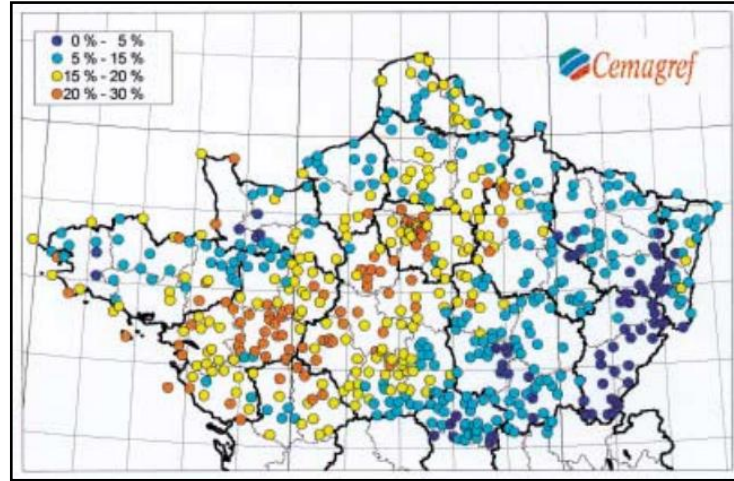


Figure 5-3. Déficit hydrique relatif annuel des 624 postes météorologiques utilisés, pour une réserve utile en eau du sol maximum 100 mm.

Ce rapport, calculé pour une région d'Algérie, notamment la station de Bejaia, située à l'Est, donne des valeurs variant entre 10 et 95%. Ce rapport est donc très élevé comparé à ceux trouvés au Nord de la méditerranée.

V.1.5.3. Formule de Turc (1955, 1961)

C'est une formule utilisée à l'échelle mensuelle ou décadaire qui rend bien compte du bilan hydrique à l'échelle d'un bassin versant et pour les régions subhumides. La formule originale de Turc prend deux formes selon l'humidité relative moyenne et exprime les données de rayonnements en cal. cm⁻². Jour⁻¹.

Pour une humidité relative > 50% (Hr) (cas général des régions tempérées), on a :

$$ETP \text{ (mm/10 jours)} = 0.13 \times (R_g + 50) \times \left(\frac{T}{T+15} \right) \quad \text{Eq. 5-10}$$

$$ETP \text{ (mm/mois)} = 0.40 \times (R_g + 50) \times \left(\frac{T}{T+15} \right) \quad \text{Eq. 5-11}$$

On utilise 0.37 pour le mois de Février.

T = température moyenne de l'air sous abri des 10 jours ou mensuelle

R_g = Rayonnement moyenne en cal.cm⁻².jour⁻¹. Pour les stations où il n'est pas mesuré, on utilise la formule d'Angström (ibid).

$$R_g = R_{g_a} \times \left(0.18 + 0.62 \left(\frac{h}{H} \right) \right) \quad \text{Eq. 5-12}$$

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

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

H = durée d'insolation théorique (en 1/10 d'heures) ;

R_{g_a} et H dépendent de la latitude et de la saison. Ils sont donnés dans des tables. Le rapport h/H est appelé la fraction d'insolation.

Note : si Hr < 50%, on multiplie par un terme correctif (1 + (50 - Hr)/70).

$$\text{ETPc (mm/10jours)} = 3.11 \times (\text{Rg} + 2.09) \times \left(\frac{T}{T+15} \right) \quad \text{Eq. 5-13}$$

T = température moyenne de l'air sous abri des 10 jours ;

Rg = Rayonnement global en MJ/m².

V.1.5.4. Formule de Penman

L'élaboration de cette formule découle d'une démarche scientifique, mais elle comporte aussi une certaine part d'empirisme. C'est une formule complexe nécessitant la prise en compte de nombreux paramètres, des fois difficiles à obtenir, à un pas de temps court (journalier). Elle fournit les valeurs les plus proches de la réalité mais est peu « accessible » au climatologue. Elle est beaucoup utilisée dans la recherche car elle tient compte de la source d'énergie à disposition et modélise le déplacement de la vapeur depuis les surfaces évaporatives (Guetter and Kutzbach, 1990). Des modifications ont été apportées afin de tenir compte, entre autres, de la résistance aérodynamique du couvert. La modification la plus citée est celle apportée par Montheith (1981) et porte le nom de Penman- Montheith (ibid).

$$\text{ETP(mm/jour)} = \frac{\Delta R_n + \gamma L E_a}{(\Delta + \gamma) \times L} \quad \text{Eq. 5-14}$$

$$R_n = I_{g_a}(1 - a) \left(0.18 + 0.62 \frac{h}{H} \right) - \sigma T^4 (0.56 - 0.08 \sqrt{e}) \left(0.10 + 0.90 \left(\frac{h}{H} \right) \right) \quad \text{Eq. 5-15}$$

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

- I_{g_a} = rayonnement global en l'absence d'atmosphère (cal cm⁻²) ;
- a = albédo ;
- $\frac{h}{H}$ = fraction d'insolation = rapport de la durée réelle d'insolation et de la durée théorique (en heure et 1/10) ;
- σ = constante de *Stefan-Bolzman* = 5.669810⁻⁸ W m⁻² K⁻⁴
- T = température de l'air en degré Kelvin ;
- e = tension de vapeur d'eau.

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

E_a = pouvoir évaporant de l'air : $E_a = 0.26(ew - e)f(v)$;

- ew = tension de vapeur saturante à la température de l'air ;
- e = tension de vapeur d'eau ;
- $ew - e$ = déficit de saturation de l'air ;
- $f(v)$ = fonction de la vitesse du vent. Si la mesure est faite à deux mètres de hauteur alors on a $f(v) = 1 + 0.54V$ (en m s⁻¹) ;
- L = chaleur latente de vaporisation de l'eau (2.56 10⁶ J kg⁻¹) ;
- γ = constante psychrométrique de Bowen = 0.665 mb °C (Ibid).

CHAPITRE VI : LE BILAN HYDRIQUE**VI.1. Bilan hydrique**

Le bilan 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).

Le terme d'évapotranspiration désigne la quantité de vapeur d'eau rejetée dans l'atmosphère tant par évaporation directe au niveau du sol lui-même que par transpiration des organes aériens des plantes. L'étude de l'évapotranspiration exige que soient définis deux concepts essentiels : l'évapotranspiration réelle (ETR) et l'évapotranspiration potentielle (ETP). Cette dernière est apparue en particulier avec les travaux de Thornthwaite et se définit comme représentant la quantité d'eau disponible sous forme d'humidité du sol, suffisante pour que les plantes puissent maintenir leur taux de transpiration à un niveau maximal.

Le bilan hydrologique d'un bassin peut se traduire par l'équation 6-1:

$$P = ETR + I + R + \Delta RFU \quad \text{Eq. 6-1}$$

Avec :

P : lame moyenne précipitée sur le bassin versant en mm

ETR : Evapotranspiration réelle en mm. L'évapotranspiration réelle correspond à la quantité d'eau effectivement évapotranspirée au dessus de la surface étudiée. L'ETR dépend de la lame d'eau stockée dans le sol et la pluviosité.

R : Ruissellement en mm,

ΔRFU : Variation de la réserve facilement utilisable, c'est-à-dire de la lame d'eau stockée dans le sol, utilisable par les plantes. La RFU commence à alimenter l'ETR quand les précipitations deviennent inférieures à l'ETP.

L'excédent (**EXC**), différence positive, par définition, entre la précipitation et l'évapotranspiration réelle, correspond au surplus des précipitations qui peut ruisseler ou s'infiltrer : l'excédent est assimilé à la pluie efficace, cette notion diffère d'un auteur à l'autre. En hydrogéologie la pluie efficace (P_e) est parfois confondue avec l'infiltration. En hydrologie par contre, la pluie efficace (P_e) correspond à la partie qui alimente les cours d'eau. L'excédent (EXC) correspond à la somme des précipitations ruisselées et infiltrées.

$$EXC = I + R$$

Le calcul du bilan hydrique estime l'écoulement et l'évaporation sur un pas de temps décadaire ou mensuelle en fonction du sol et de la météorologie.

Le sol a un impact important sur le bilan car il possède une capacité de stockage qui peut s'épuiser, ce qui conduit au flétrissement des végétaux et ainsi à une baisse de l'évapotranspiration.

La porosité du sol (20 à 30% en général) peut être considérée comme une capacité de stockage : Lorsque le sol est rempli d'eau, la porosité est presque totalement occupée par l'eau, le sol est dit saturé.

Une grande partie de cette eau s'écoule par gravité verticalement dans le sol ou latéralement.

Le sol se draine jusqu'à atteindre la « capacité au champ » w_{330} qui correspond à l'eau contenue dans le sol à une tension d'humidité du sol de -330 hPa (généralement obtenue après 48 h de ressuyage) : l'eau qui subsiste alors dans le sol est retenue par succion.

La végétation puise dans cette réserve jusqu'à une tension de -15000 hPa, puis elle flétrit (la valeur de tension -15000 hPa est nommée W_{15000} ou point de flétrissement (Fig. 6-1) ;

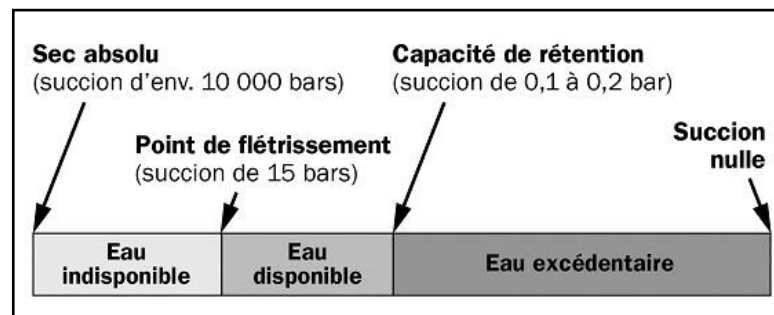


Figure 6-1. Croquis de la disponibilité de l'eau du sol (omafra.gov.on.ca)

La réserve utile est la différence entre l'eau contenue dans le sol à la capacité au champ et l'eau contenue dans le sol au point de flétrissement (Fig. 6-2). Elle varie d'un sol à un autre. Elle correspond à une lame d'eau contenue dans une épaisseur unitaire de sol et est exprimée généralement en mm/m ; La réserve utile totale = réserve utile x épaisseurs du sol (UVED, 2011).

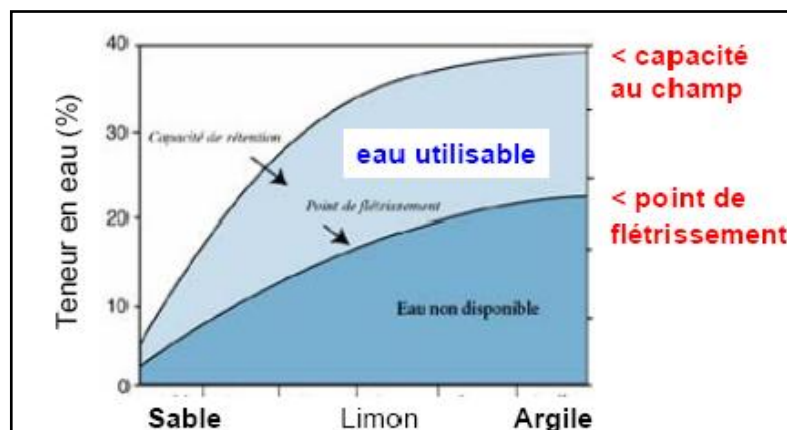


Figure 6-2. Teneur en eau utile en fonction de la texture (Chamayou & Legros, 1991)

VI.1.1. Estimation de l'évapotranspiration potentielle (ETP)

Plusieurs méthodes peuvent être utilisées ; celle de Thornthwaite à l'avantage d'être simple et robuste sous différentes latitudes.

- *Calcul de l'ETP par la formule de Thornthwaite* : Thornthwaite (1984), Thornthwaite & Mather (1955) ont relié l'évapotranspiration potentielle (ETP) à des paramètres facilement accessibles : la température moyenne de l'air et la durée théorique de l'insolation. On aboutit à l'équation 6-2 :

$$E_j = 16F_\lambda \left(\frac{10T_j}{I} \right)^a F_\lambda \quad \text{Eq. 6-2}$$

E_j = évapotranspiration mensuelle (en mm) ;

T_j = température (en °C) ;

$$a = 6.75 I^3 10^{-7} - 7.71 I^2 10^{-5} + 1.79 I 10^{-2} + 0.49$$

F_λ = correction liée à la latitude (durée maxi de l'ensoleillement); Une relation linéaire entre $F(\lambda)$ et la latitude a été établie suivant l'équation $F(\lambda) = \text{Cste} + a * \lambda$, avec Cste = constante ; λ = latitude en °. Les valeurs de la constante et de a sont données pour chaque mois dans le tableau VI-I ci-dessous. Ce coefficient est lu sur la table de Thornthwaite (cf. abaque de calcul) . Pour la zone étudiée, la latitude est voisine de 36° Nord pour les deux localités, disposant des mesures de la température, et les coefficients mensuels sont les suivants :

I = somme des 12 indices thermiques mensuels.

$$I = \sum_{j=1}^{12} i_j = \sum_{j=1}^{12} (T_j/5)^{1.514} \quad \text{Eq. 6-3}$$

Tableau VI-I. Coefficient de correction **F** de l'ETP Thornthwaite station Bejaia (1970-2015)

	Constante	a	$F(\lambda) = \text{Cst} + a * \lambda$
Janvier	1.19	-0.00885	0.8714
Février	1.01	-0.00438	0.8523
Mars	1.06	-0.00094	1.0262
Avril	0.96	0.00371	0.9827
Mai	0.92	0.00813	1.2127
Juin	0.88	0.00944	1.2198
Juillet	0.92	0.00876	1.2354
Août	0.95	0.00584	1.1602
Septembre	0.98	0.00137	1.0293
Octobre	1.09	-0.00331	1.0867
Novembre	1.11	-0.00712	0.9637
Décembre	1.22	-0.01037	0.8467

VI.1.2. Estimation de la réserve utile (RU) en mm

Point de flétrissement : W15000 sans qu'il y ait de dépérissement irréversible des végétaux ;

Capacité au champ : W330 après saturation et ressuyage durant 48h (Fig. 6-3).

Il existe de multiples fonctions pour quantifier la RU à partir de données de texture des sols. Les équations de régression linéaire de Rawls ont l'avantage d'être simples et ont été testées sur un large échantillon de sols américains (2500 horizons prélevés dans 32 états des Etats Unis). Leur validation a offert des coefficients de corrélation de 0.80 et de 0.87 pour l'estimation de la teneur en eau à -15 000 hPa et à -330 hPa respectivement.

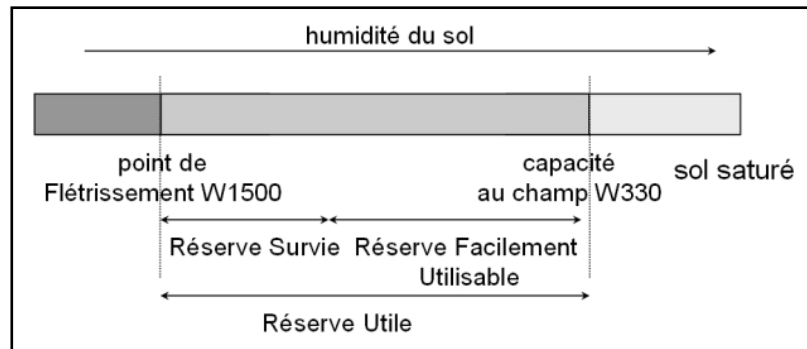


Figure 6-3. Croquis des réserves d'eau dans le sol

$$W330 = 257.6 - (2 \times S_a) + (3.6 \times A_r) + (29.9 \times MO)$$

Eq. 6-4

$$W15000 = 26 + (5 \times A_r) + (15.8 \times MO)$$

Eq. 6-5

avec :

W330 : teneur en eau à -330 hPa (en mm/m) ;

W15000 : teneur en eau à -15000 hPa (en mm/m) ;

A_r = teneur en argile (en %) ;

S_a = teneur en sable (en %) ;

MO = teneur en matière organique (en %) (Ibid).

La réserve utile (RU) en mm est calculée pour chaque horizon par la fonction suivante :

$$RU = (W330 - W15000) \times h$$

Eq. 6-6

Avec :

h : Épaisseur de l'horizon (en m)

VI.1.3. Estimation de l'évapotranspiration réelle (ETR) et de l'excédent (EXC)

Cette méthode tient compte de l'impact de l'évolution de la réserve du sol. La réserve utilisée par les végétaux pour leur développement et pouvant ainsi être évapotranspirée est nommée réserve utile (RU).

Le calcul de l'ETR et de l'excédent (EXC) est effectué de la façon suivante :

- 1^{er} cas : **Pluie mensuelle P supérieure à l'évapotranspiration potentielle ETP ($P > ETP$):**

$$ETR = ETP$$

$$\text{si } RFU_{\text{initiale}} < RFU_{\text{max}}, \text{ EXC} = P - ETP - (RFU_{\text{max}} - RFU)$$

$$\text{si } RFU_{\text{initiale}} = RFU_{\text{max}}, \text{ EXC} = P - ETP$$

(RFU max : lame d'eau maximale pouvant être stockée par le sol)

- 2^{er} cas : **Pluie mensuelle P égale à l'évapotranspiration potentielle ETP ($P = ETP$)**

$$ETR = ETP$$

$$EXC = 0$$

- 3^{er} cas : **Pluie mensuelle P inférieure à l'évapotranspiration potentielle ETP ($P < ETP$):**

$$ETR = ETP \text{ si } P + RFU > ETP$$

$$ETR = P + RFU \text{ si } P + RFU < ETP$$

$$EXC = 0$$

Remarque:

L'excédent de longue période (plusieurs mois ou années) peut être calculé directement de la façon suivante. Si l'on calcule un bilan sur n mois, il n'est pas nécessaire de calculer excédent de chaque mois, l'excédent total s'exprime sous la forme :

$$EXC \text{ total} = \sum_{i=1}^n EXC_i = \sum_{i=1}^n P_i - \sum_{i=1}^n ETR_i + (RFU_0 - RFU_n) \quad \text{Eq. 6-7}$$

Si le stock d'eau ou RFU est identique en début et en fin de période, l'excédent total s'exprime par :

$$EXC \text{ total} = \sum_{i=1}^n EXC_i = \sum_{i=1}^n P_i - \sum_{i=1}^n ETR_i \quad \text{Eq. 6-8}$$

On note que le paramètre RFU_{max} reste inconnu. Ce terme représente la lame d'eau maximale que le sol est capable d'emmagasiner. La valeur de la RFU_{max} est empiriquement choisie égale à 100 mm. Cette valeur peut varier de 50 à 200 mm. Ce qui diminue le stock d'eau disponible pour l'évapotranspiration et diminue donc l'ETR total. On note alors une augmentation de l'excédent total, ce qui va dans le sens d'un comblement partiel de la différence entre l'excédent et l'écoulement. La baisse de l'RFU_{max} va donc dans le sens d'une amélioration de la cohérence du bilan bien que l'écoulement reste supérieur à l'excédent quelle que soit la RFU.

Le principe de calcul du bilan hydrologique de Thornthwaite est le suivant :

- si pour un mois $P \geq ETP$ on pose que l'ETP = ETR, la quantité d'eau qui reste (P-ETR) va alimenter la RFU jusqu'à son maximum (100 m) et si elle dépasse cette valeur il y aura un excès (WS) qui va partir soit sous forme d'infiltration efficace vers la nappe, soit sous la forme de ruissellement ;
- si $P < ETP$, la valeur de $ETR = P + RFU$, jusqu'à égalisation avec ETP. Si la RFU est nulle, il va se produire un déficit agricole $Da = ETP - ETR$, ce dernier paramètre représente alors le besoin des cultures à l'irrigation.

VI.1.4. Méthode :

- 1) initialiser réserve R début du mois en Janvier sur la valeur de la réserve utile (100 mm) (ceci suppose un sol saturé au 1^{er} Janvier) ;
- 2) calculer le rapport R/RU ;
- 3) calculer $ETR = (R/RU) \times ETP$;
- 4) calculer la réserve R fin de mois = réserve (début de mois + P – ETR) (plafonner R à RU) ;
- 5) calculer le déficit agronomique = $ET - ETR$;
- 6) calculer excédent hydrique = $P - ETR - (RU - R \text{ début de mois})$

L'excédent hydrique représente l'écoulement hors sol pouvant alimenter les nappes souterraines ou les cours d'eau (Ibid).

Exercice d'application :

A l'aide d'un tableur :

- Calculez la réserve utile d'un sol formé de 2 horizons :
 - Horizon de surface (0-20 cm) : 10% argile, 68% limons, 30% sable, 2% matière organique ;
 - Horizon profond (20-70 cm) : 15% argile, 65% limons, 20% sable ;
- Calculez l'ETP, l'ETR et l'excédent hydrique de la station présentée dans le tableau ci-dessous, située à 36° de latitude nord ;
- Construisez un histogramme de l'évolution de l'excédent, accompagné de l'ETR

Tableau VI.II. Calcul du bilan d'eau par la formule de Thornthwaite – Station de Bejaia, période 1970 – 2015.

	Jan	Fév	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Ao	Se	Oct	Nov	Déc.	Anné
P_m (mm)	114.	88.1	84.8	70.8	40.9	13.9	6.91	12.	46.	78.	94.0	135.	785.
t_m (°C)	11.9	12.1	13.5	15.0	18.0	21.5	24.4	25.	23.	20.	15.9	12.9	17.8
i_m													
ETP_m (mm)													
$P_m - ETP_m$													
Déficit													
RU_m (mm)													
RU_{m-1}													
ETR_m (mm)													
ETP_m													
Ec_m (mm)													
Déficit hydrique relatif annuel (DHR)													

m = mois ; P_m = précipitation mensuelle moyenne ; t_m = température mensuelle moyenne ; i_m = voir ci-dessus calcul de ETP ; ETP_m = évapotranspiration potentielle mensuelle ; RU_m = réserve utile du mois ; ETR_m = évapotranspiration réelle mensuelle ; Ec_m = écoulement mensuel.

VI.2. Conclusion sur le bilan hydrique

L'application de la méthode du bilan hydrique est limitée par la difficulté de quantifier les variables effectivement et les processus hydrologiques sont difficiles à observer directement sur le terrain et donc à mesurer. Notons que les erreurs de mesure éventuelles des termes qu'on retrouve dans l'équation hydrologique simplifiée se répercutent directement sur les valeurs calculées de l'évaporation. Devant ces imprécisions, on suggère l'emploi de cette méthode dans le cas d'un avant-projet par exemple, pour vérifier l'état du système et surtout et surtout la validité (la fiabilité) des mesures qui le décrit.

Le déficit hydrique relatif apparaît être un bon indicateur climatique. En effet, ces variations sont fortement corrélées aux précipitations moyennes annuelles. De plus, il permet de préciser les périodes d'éventuelle sécheresse estivale (accentuation saisonnière du DHR). Le déficit hydrique relatif se révèle donc un indicateur de période de sécheresse et de disponibilité en eau. Les variations du DHR selon la R_{Umax} en font un très bon outil pratique pour les gestionnaires. Il semble pertinent pour un gestionnaire d'utiliser cet indicateur, afin d'évaluer l'adaptation des activités anthropiques aux conditions pédoclimatiques en un lieu donné. La prise en compte de l'évolution de ces éléments doit le conduire à infléchir ses actions, à les adapter au cas par cas. Le calcul de la réserve utile en eau d'un sol sur le terrain peut permettre d'affiner le calcul du déficit hydrique (utilisation des cartes régionales avec des R_{Umax} de 50, 100 et 150 mm).

L'expérience montre que dans les régions méridionales, la méthode de Thornthwaite sous estime l'évaporation potentielle donc l'évapotranspiration réelle. Ce fait a conduit certains auteurs à conseiller le choix d'une valeur supérieure à 100 mm pour la réserve en eau du sol : 150 mm le plus souvent, quelquefois 200 mm.

Ceci semble être un moyen de « corriger » les résultats par la méthode de Thornthwaite, mais il serait moins illusoire d'ajouter arbitrairement 50 ou 100 mm à la valeur annuelle de l'évapotranspiration réelle calculée. En effet, cette « correction » fausse les valeurs mensuelles de l'ETR, de l'excédent et du déficit qui ne peuvent, en aucun cas, être utilisées.

- Aguado, E. and H. Burt. 1999.** Understanding weather and climate. *Prentice-Hall*. 474 p.
- Angström A., 1937.** Un coefficient d'humidité valable pour toutes les régions. *La Météorologie*, juillet-août, 330-331.
- Arléry, R., H. Grisollet, B. Guilmet, 1975.** Climatologie, méthodes et pratique. *Annales de Géographie*. Volume **84** Numéro 465 pp.
- Aussenac G., 1968.** Aperçu du rôle de la forêt dans l'économie de l'eau. *Revue Forestière Française*, **XXII (6)**, 603-618
- Barnier, I., 1978.** Eléments pour l'étude du climat et la bioclimatologie. Cours polycopie. Fascicule n°1. INA, Hassan Badi, Alger.
- Barry, R. and R. Chorley, 1987.** Atmosphere, weather and climate. 5^{ème} éd. *Methuen*. 460 p.
- Berger, A., 1992.** Le climat de la terre. De boek – Université. 479 p.
- Bouchet, R.J., 1965.** Problèmes des gelées de printemps. *Agric. Meteorol.*, **2**, 167-195.
- Budyko, M., 1974.** Climate and life. *Academic Press*, 508 p.
- Bugnon F., Brunaud A., 1974.** Profils thermiques d'une combe de la Côte dijonnaise : variation des températures maximales et minimales au sein des groupements sylvatiques durant un cycle annuel. *Bulletin scientifique de Bourgogne*, **29**, 27-30.
- Chamayou, H., et Legros, J.P., (1991).** Les bases physiques, chimiques et minéralogiques de la science du sol. *Techniques vivantes*. PUF, 594p.
- Charnay L., 2001.** Précision de l'écologie des essences forestières dans les Alpes à l'aide de données spatialisées. Mémoire de 3^{ème} année FIF, ENGREF, 55 pages + annexes et cartes.
- Choisnel E., Seguin B., 1987.** Problèmes d'échelle et réseaux météorologiques en zone de moyenne montagne. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed, INRA, Paris, *Les colloques de l'INRA*, **n°39**, 37-49.
- Choisnel, E., 1992.** Climat : notions de climatologie, climat régional, topoclimat, microclimat. *Techniques Agricoles*, **1050**, (12-1992).
- Claessens H., Thibaut A. 1995.** Le point sur les facteurs écologiques de production du Douglas dans le sud du sillon Sambre-et-Meuse. *Silva Belgica*, **102**, **n°3**, 7-14.
- Cuadrat, J. et M. Pita, 1997.** Climatologie. *Catedra ed.*, 496 p.
- Curé P., 1945.** Remarque sur l'équivalence de certains indices utilisés pour la classification des climats. *La Météorologie*, juillet-décembre, 202-208.
- De Martonne EMM, 1934.** Les régions arides du Nord Argentin et Chilien. In: *Bulletin de l'Association de géographes français*, **N°79**, 11^e année, mai 1934. pp.

- De Martonne EMM., 1940.** Traité de Géographie Physique. Sixième édition revue et corrigée. Tome premier. Notions générales, Climat, Hydrographie. Edition Armand Colin, 496 pages.
- Djaziri A., 1970.** Productivité potentielle des essences naturelles. *Annales de l'Institut National de Recherches Forestières de Tunisie*, **5 (1)**, 1-15.
- Emberger L., 1955.** Une classification biogéographique des climats. Recueil des travaux des laboratoires de botanique, géologie et zoologie de la faculté des sciences de l'université de Montpellier (Série Botanique), Fascicule **7**, 3-43.
- Emsalem, R., 1989.** Climatologie générale (2 tomes : 276 et 255 p.) Entreprise Nationale du Livre. Alger.
- Etienne, M., Antonioletti, R., Lasseur, J., 1987.** Impact du climat sur les systèmes de production agricole de la vallée des Duyes. In "Agrométéorologie des régions de moyenne montagne", Toulouse, 16-17 avril 1986, Ed. INRA, Paris, *Les colloques de l'INRA*, n°**39**, 279-286.
- Etienne, P., et Godard, A., 1970.** Climatologie. Paris, Colin, Collection U. 365 p.
- Gausсен H., Bagnouls F., 1952.** L'indice xérothermique. Bulletin de l'Association de Géographes Français, 222-223, 10-16.
- Geiger, R., 1966.** The climate near the ground. **Harvard University Press**. 611 p.
- Gregory, S., 1954.** Climatic classification and Climate Change. *Endkunde*, **8**. 246-252.
- Grisollet, H., B. Guilmet et R. Arlery, 1962.** Climatologie, méthodes et pratiques. *Gauthier-Villars*. 401p.
- Guyot G., 1997.** Climatologie de l'environnement. De la plante aux écosystèmes. *Edition Masson*, 505 pages
- Huglin, P. (1978).** Nouveau mode d'évaluation des possibilités héliothermiques d'un milieu viticole. In: Symposium International sur l'Écologie de la Vigne, Ministère de l'Agriculture et de l'Industrie Alimentaire, Contança, 89-98.
- Jen-Hu Chang, 1972.** Atmospheric Circulation Systems and Climates. **Publisher:** The Oriental Publishing Company. 328p.
- Laaidi K., 1997.** Relations climat-végétation en milieu méditerranéen français : le cas de l'oléolentisque. *Sécheresse*, n°**3**, vol. 8, 207-216.
- Pardé J., 1959.** Retour sur l'indice C.V.P. de Paterson. *Revue Forestière Française*, **1**, 50-53.
- Perrin de Brichambaut, Ch., 1963.** Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels. Paris (*Gauthier-Villars*). Pp. vi, 300 : Figures ; Tables, 46 Francs

Rol, R., 1937. Etudes sur la répartition des essences forestières en France. Contribution à l'étude de la répartition du sapin (*Abies alba* Mill.). Annales de l'Ecole Nationale des Eaux et Forêts et de la Station de recherches et expériences forestières, Tome VI, Fascicule 2, 68 pages.

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

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

Sites internet

Calcul du bilan hydrique [en ligne]. Disponible sur : http://uved.univ-lemans.fr/Grain-1_Kit_1-Bilan/co/grain_Exo_01.html. (consulté le 10 Juin 2016).

<http://e-cours.univ-paris1.fr/modules/uved/envcal/html/vegetation/index.html>

https://books.google.fr/books?id=aBLLQ0I00HwC&pg=PA23&lpg=PA23&dq=perrin+de+brichambaut+longueur+d%27onde&source=bl&ots=IFuJSDby3i&sig=sVTCpWnQy_I9zQdr9yo7Ukqks7c&hl=fr&sa=X&ved=0ahUKEwi8gP7fncHMAhWolJoKHQv7DHwQ6AEILjAD#v=onepage&q=perrin%20de%20brichambaut%20longueur%20d'onde&f=false