جامعة مولاي إسماعيل
ⵜⴰⵙⴷⴰⵡⵉⵜ ⵎⵓⵍⴰⵢ ⵉⵙⵎⴰⵄⵉⵍ
UNIVERSITÉ MOULAY ISMAÏL

كلية العلوم
ⵜⴰⵖⵡⵔⵉⵜ ⵏ ⵜⵣⵔⴼⵜ
FACULTÉ DES SCIENCES

DÉPARTEMENT DE GÉOLOGIE

FILIÈRE : SCIENCES DE LA VIE, DE LA TERRE ET DE L'UNIVERS

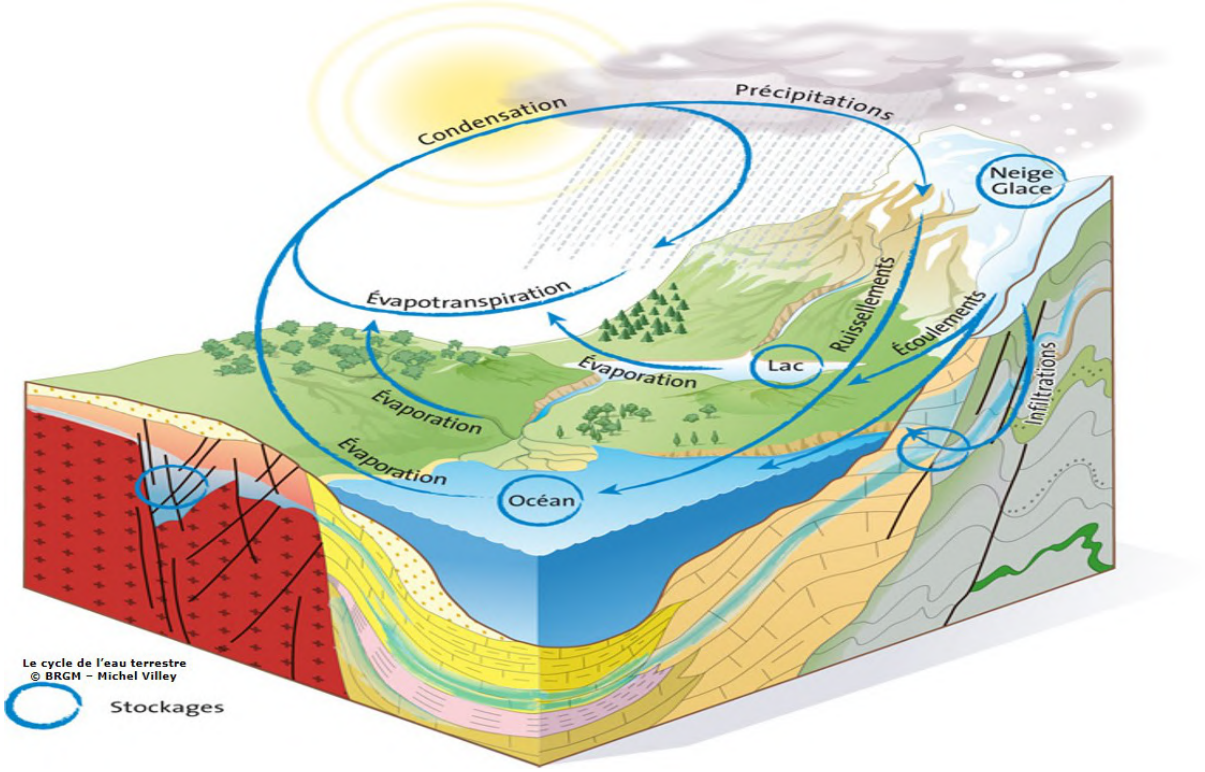
SVTU

- S2 -

COURS ET TD

GÉODYNAMIQUE EXTERNE

- Hydroclimatologie -



Pr. Hachem AOURAGH

Année Universitaire : 2022-2023

TABLE DES MATIÈRES

1 Notions de climatologie **3**

1.1 Définitions . . . 3
1.2 Structure de l'atmosphère . . . 4
1.2.1 Composition de l'atmosphère . . . 4
1.2.2 Couches atmosphériques : ordre et caractéristiques . . . 5
1.3 Types de climats . . . 7
1.4 Paramètres climatiques . . . 9
1.4.1 Rayonnement solaire . . . 9
1.4.1.1 Bilan radiatif moyen de l'atmosphère . . . 11
1.4.1.2 Répartition du rayonnement solaire à la surface de la Terre 14
1.4.1.2.a Rotation terrestre, Saisons . . . 14
1.4.1.2.b Latitude . . . 15
1.4.2 Température de l'air . . . 16
1.4.3 Précipitations . . . 17
1.4.3.1 Mécanismes de formation des précipitations . . . 17
1.4.3.2 Types de précipitations . . . 18
1.4.3.3 Nuages . . . 19
1.4.4 Évaporation . . . 20
1.4.5 Humidité de l'air . . . 21
1.4.6 Pression de l'air . . . 22
1.4.7 Vent . . . 23
1.4.7.1 Définition et mesure . . . 23
1.4.7.2 Effet du relief . . . 24
1.4.7.3 Force de Coriolis . . . 25
1.4.7.4 Circulation atmosphérique et vents dominants . . . 26

2 Notions d'hydrologie **27**

2.1 Introduction . . . 27
2.2 Diagramme de phases de l'eau . . . 28
2.3 Cycle de l'eau et ses composantes . . . 29
2.4 Bassin versant . . . 30
2.4.1 Notion de bassin versant . . . 30
2.4.2 Caractéristiques géométriques . . . 31
2.4.2.1 Surface et Périmètre . . . 31

2.4.2.2 Forme . . . 31
2.4.2.3 Relief . . . 32
2.4.2.3.a Courbe hypsométrique . . . 32
2.4.2.3.b Altitudes caractéristiques . . . 34
2.4.2.3.c Pente moyenne . . . 34
2.4.3 Réseau hydrographique . . . 34
2.5 Bilan hydrologique . . . 35

3 Notions d'hydrogéologie 37
3.1 Définition . . . 37
3.2 Eaux souterraines . . . 37
3.2.1 Aquifère . . . 38
3.2.2 Nappe d'eau souterraine . . . 39
3.2.2.1 Nappe libre . . . 39
3.2.2.2 Nappe captive . . . 39
3.3 Approvisionnement en eau . . . 40
3.4 Types d'eau dans les aquifères . . . 41
3.5 Caractéristiques hydrogéologiques du complexe eau / réservoir . . . 42
3.5.1 Porosité . . . 42
3.5.1.1 Porosité totale . . . 42
3.5.1.2 Porosité efficace . . . 43
3.5.2 Perméabilité . . . 44
3.5.3 Transmissivité . . . 45
3.5.4 Coefficient d'emmagasinement . . . 45
3.6 Eaux dans les roches karstiques . . . 46
3.6.1 Définition . . . 46
3.6.2 Processus de formation du karst . . . 46
3.6.3 Morphologie karstique . . . 47
3.6.4 Facteurs influençant la karstification . . . 49
3.6.5 Aquifère karstique . . . 49
3.7 Hydrothermalisme continental . . . 51
3.7.1 Définition . . . 51
3.7.2 Fonctionnement du système . . . 51
3.7.3 Quelques manifestations de l'hydrothermalisme terrestre . . . 52
3.7.4 Dépôts formés par les eaux hydrothermales . . . 54

TD 1 : PARAMÈTRES CLIMATIQUES 55

TD 2 : TRAÇAGE D'UNE COURBE HYPSOMETRIQUE 56

TD 3 : BASSIN VERSANT ET BILAN HYDROLOGIQUE 57

RÉFÉRENCES 58

CHAPITRE 1

NOTIONS DE CLIMATOLOGIE

1.1 Définitions

— **Climatologie**
La climatologie est la science du climat. Elle s'appuie sur l'analyse de la distribution statistique des conditions **météorologiques**, principalement la température et les précipitations, d'une région donnée durant au minimum 30 ans, soit le temps requis pour définir un **climat**.

— **Météorologie**
La météorologie (grec meteos= élevé dans les airs), décrit l'état de l'atmosphère, à un moment donné, localement, à partir d'un ensemble de paramètres physiques (pression, température, humidité, vents, nuages, précipitations..).

— **Climat** (grec klima, -atos= inclinaison), cela fait référence au premier facteur explicatif de la géographie des climats : le rayonnement solaire et notamment son inclinaison (= incidence) sur la surface terrestre. Le **climat**, selon la définition de l'Organisation météorologique mondiale (OMM) est "la synthèse des conditions météorologiques dans une région donnée, caractérisée par les statistiques à long terme des variables de l'état de l'atmosphère".

Les éléments régissant le climat sont (**Figure 1**) :

— La **lithosphère** (grec lithos = pierre, roche, sphaira= sphère), est l'enveloppe rigide de la surface de la Terre. Elle comprend la croûte terrestre et une partie du manteau supérieur.

— L'**hydrosphère** (grec hydros= eau), est l'ensemble des zones d'une planète où l'eau est présente. Elle concerne aussi bien l'eau sous forme liquide (océans, fleuves, nappes phréatiques, etc.), que sous forme solide (glaciers, banquise, neiges éternelles, etc.). La **cryosphère** (grec kryos= froid, glace), est un terme désignant toutes les portions de la surface des mers ou terres émergées où l'eau est présente à l'état solide.

— L'**atmosphère** terrestre (grec atmos= vapeur), est l'enveloppe gazeuse, entourant la Terre, que l'on appelle air.

— La **biosphère**(grec bios= vie) est l'ensemble des organismes vivants et leurs milieux de vie, donc la totalité des écosystèmes présents que ce soit dans la lithosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère.

La surface de la Terre, où interagissent les enveloppes externes (Atmosphère, Hydrosphère et Biosphère) avec l'enveloppe solide (Lithosphère), est le siège de processus géologiques très différents, suivant leur nature et leur intensité : ce sont les processus exogènes ou **Géodynamique externe**.

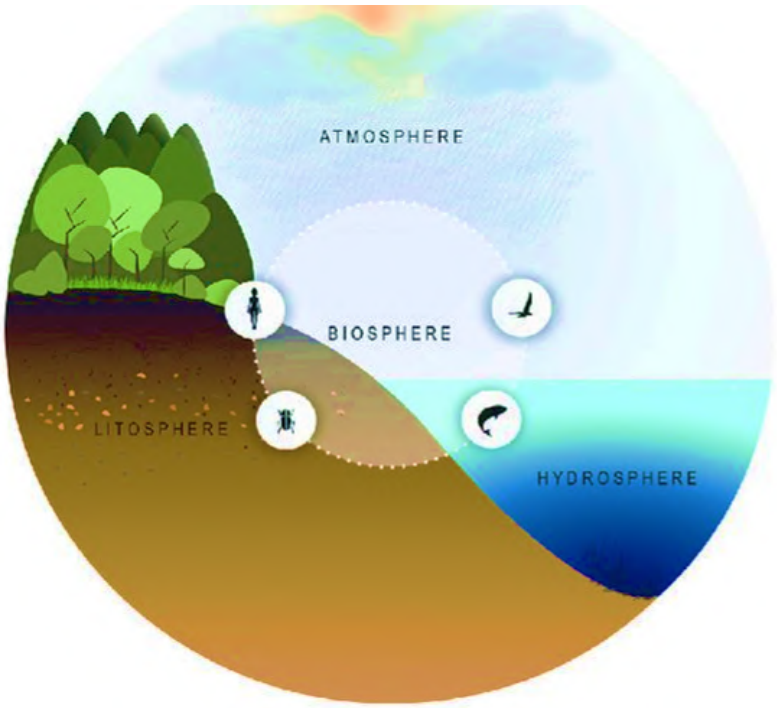


Figure 1. Couches de la biosphère

1.2 Structure de l'atmosphère

1.2.1 Composition de l'atmosphère

L'atmosphère terrestre correspond à la couche de gaz et de particules, d'environ 500 km d'épaisseur, qui entoure notre planète. Elle est retenue à la surface de la planète par gravité. L'air se compose très majoritairement de diazote (N_2, 78 %), de dioxygène ((O_2, 21 %) et d'autres gaz, dont l'argon (Ar, presque 1 %), du dioxyde de carbone ou gaz carbonique (CO_2, 0.03 %), et des traces infimes d'une multitude d'autres gaz : néon (Ne), krypton (Kr), hélium (He), ozone (O_3), hydrogène (H_2). (**Figure 2**). Les basses couches de l'atmosphère contiennent de la vapeur d'eau, à une concentration de 0 à 4 % en volume, qui constitue notamment les nuages, tandis que les hautes couches contiennent de l'ozone (O3).

L'atmosphère protège la vie sur Terre grâce à différents mécanismes :

- en absorbant les radiations solaires ultraviolettes.
- en réchauffant la surface de la Terre par rétention de la chaleur.
- en réduisant les différences de température extrêmes entre le jour et la nuit.

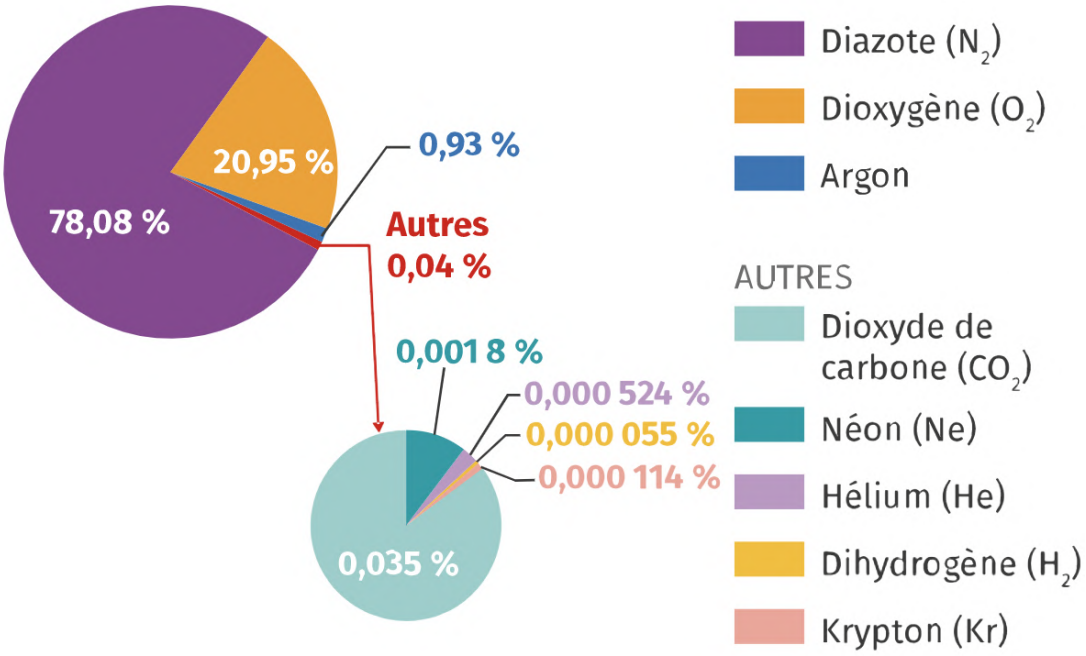


Figure 2. Répartition des gaz dans l'atmosphère

1.2.2 Couches atmosphériques : ordre et caractéristiques

L'atmosphère est divisée en plusieurs couches d'importance variable : leurs limites ont été fixées selon les discontinuités dans les variations de la température, en fonction de l'altitude. De bas en haut (**Figure 5**) :

- **La troposphère** : (grec tropos= changement), elle va de la surface du sol à environ 12 kilomètres, 8 km à l'approche des pôles, 15 km au niveau de l'équateur. Elle contient 80 % de la masse totale de l'atmosphère de la Terre et la quasi-totalité de la vapeur d'eau. C'est la couche où se produisent les phénomènes météorologiques (nuages, pluies, neiges etc.). la température décroît de façon régulière d'environ 6 °C tous les 1000 mètres pour atteindre -56 °C à sa limite supérieure appelée **tropopause**. L'air près du sol est plus chaud qu'en altitude car la surface réchauffe cette couche d'air. Dans cette couche la pression atmosphérique passe d'environ 1000 hPa au niveau de la mer et descend à 250 hPa.

- **La Stratosphère :** C'est la deuxième couche de l'atmosphère. Elle se situe entre 12 km d'altitude et 50 km pour sa limite supérieure appelée **stratopause**. La température augmente progressivement avec l'altitude, pour passer d'environ -56°C à une température négative proche de 0°C au niveau de la stratopause. Ce réchauffement résulte de l'absorption directe du rayonnement solaire par **la couche d'ozone**, empêchant ainsi une grande partie du rayonnement ultraviolet (UV) nocif du soleil atteindre la surface de la Terre. Cette couche se situe principalement entre 15 et 35 km d'altitude, avec un maximum vers 25 km. Les molécules d'oxygène (O2) sont photo-dissociées par le rayonnement UV. L'air étant encore assez dense, les molécules d'oxygène entrent en collision avec les atomes créés lors d'autres collisions. Il apparaît ainsi une nouvelle molécule, composée de 3 atomes d'oxygène : l'ozone (O3)(**Figure 3**).

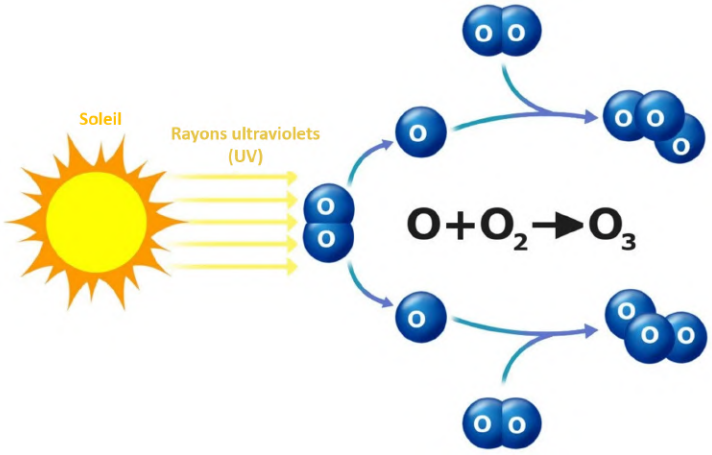


Figure 3. Formation de la couche d'ozone

- **La mésosphère**, plus élevée encore, est limitée en haut, vers 85 km, par **la mésopause**. Les températures y décroissent de bas en haut jusque vers -90 °C. Le phénomène des **étoiles filantes** se produit dans cette couche : **les météores** en provenance de l'espace s'enflamment en arrivant dans la mésosphère (**Figure 4**).
- **La thermosphère (ou ionosphère) :** qui s'étend depuis la mésopause, soit environ 85 km d'altitude, jusqu'aux environs de 500 km d'altitude. la température augmente avec L'altitude et monte bien au-delà de 1000 °C. La pression y est presque nulle et les molécules d'air y sont très rares. C'est dans cette région que se forment **les aurores boréales** près des pôles (**Figure 4**). Les molécules de la thermosphère sont exposées au rayonnement solaire, particulièrement en période d'éruption solaire. Ces molécules frappées par les rayonnements, particulièrement ultraviolets, se retrouvent pour certaines dans un état ionisé. Cette partie de la thermosphère est appelée **ionosphère**



Figure 4. Aurore boréale au-dessus de Yellowknife (Canada), Étoiles filantes

- **L'exosphère :** C'est la couche la plus externe de l' atmosphère terrestre , située au-dessus de la thermosphère. Il s'étend sur environ 500 km jusqu'à ce qu'il s'amincit pour se confondre avec l'espace interplanétaire. Cela rend l'exosphère d'environ 10 000 km d'épaisseur. Cette couche se définit comme la région de l'atmosphère où les collisions entre particules sont rares, considérées comme négligeables. Les atomes s'y comportent librement, certains s'échappent même dans l'espace. Un des grands intérêts de l'exosphère réside dans l'exceptionnelle capacité de durée de vie des satellites placés dans ses couches les plus hautes.

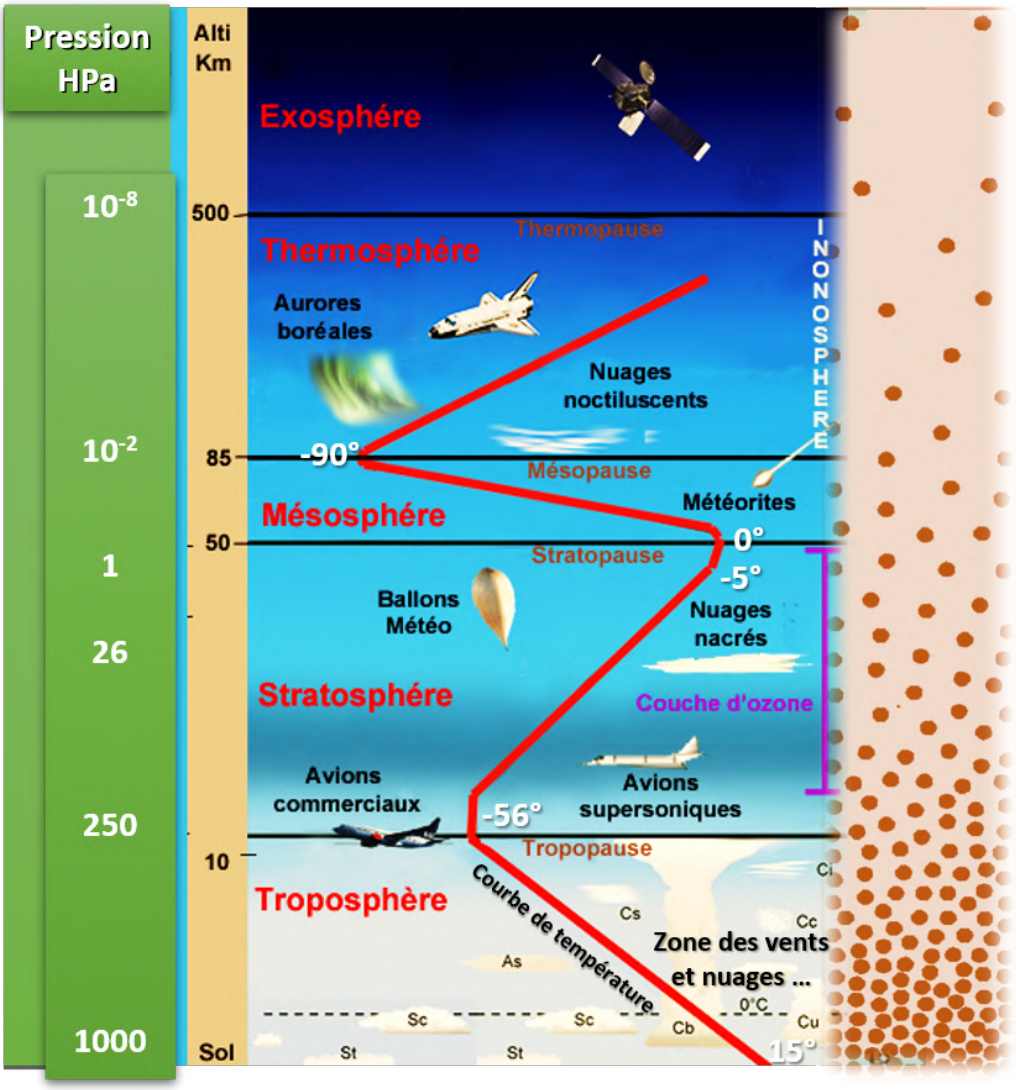


Figure 5. Couches de l'atmosphère

1.3 Types de climats

Sur notre planète, il existe de nombreux **types de climats** différents selon la région où l'on trouve leurs caractéristiques.Ils peuvent être répartis en fonction de leur température, de la végétation et des phénomènes météorologiques dominants. D'autres facteurs sont également impliqués, tels que l'altitude et la latitude ou la distance d'un lieu par rapport à l'océan.

Les différents types de climats sont (**Figure 6**, **Tableau 1**) :

— **Climats froids :** ils se localisent entre les pôles (Nord et Sud) et les cercles polaires (Arctique et Antarctique). L'ensoleillement est faible toute l'année. C'est le **climat polaire**, les températures peuvent descendre à -90°C. Les vents sont violents est glacés.

— **Climats tempérés :** ils sont situés entre les cercles polaires et les tropiques. Les

températures y sont douces en hiver et chaudes en été. Il existe trois groupes de climats tempérés :

- **Climat océanique** : Il se caractérise par des hivers doux . (10 °C en moyenne) et très humide marqué par des pluies intermittentes et surtout de la bruine. L'été, le temps est beaucoup plus sec mais très frais (pas plus de 23 °C en moyenne).
- **Climat continental** : C'est un climat brutal à cause de ses températures qui varient sans cesse d'une saison à l'autre, ainsi en hiver nous pouvons relever des températures de l'ordre de 0°C et en été plus de 30 °C. Les précipitations sont les plus fortes en été avec les nombreux orages (en hiver, c'est plutôt de la neige).
- **Climat méditerranéen** : C'est un climat inégal sur le plan des précipitations, en effet les précipitations sont très fortes au printemps et en automne et peuvent engendrer des inondations. Le reste de l'année, c'est le calme plat. Quant aux températures, elles sont très chaudes en été (40 °C de temps en temps) et douces en hiver (16-17 °C).

— **Climats chauds :** ils sont situés entre les deux tropiques, de chaque coté de l'équateur. Les températures sont élevées car l'ensoleillement est très fort toute l'année. On y trouve le **climat équatoria**l (chaud et humide), **climat tropical** (saison sèche et saison des pluies), le **climat désertique** (pas ou peu de pluies).

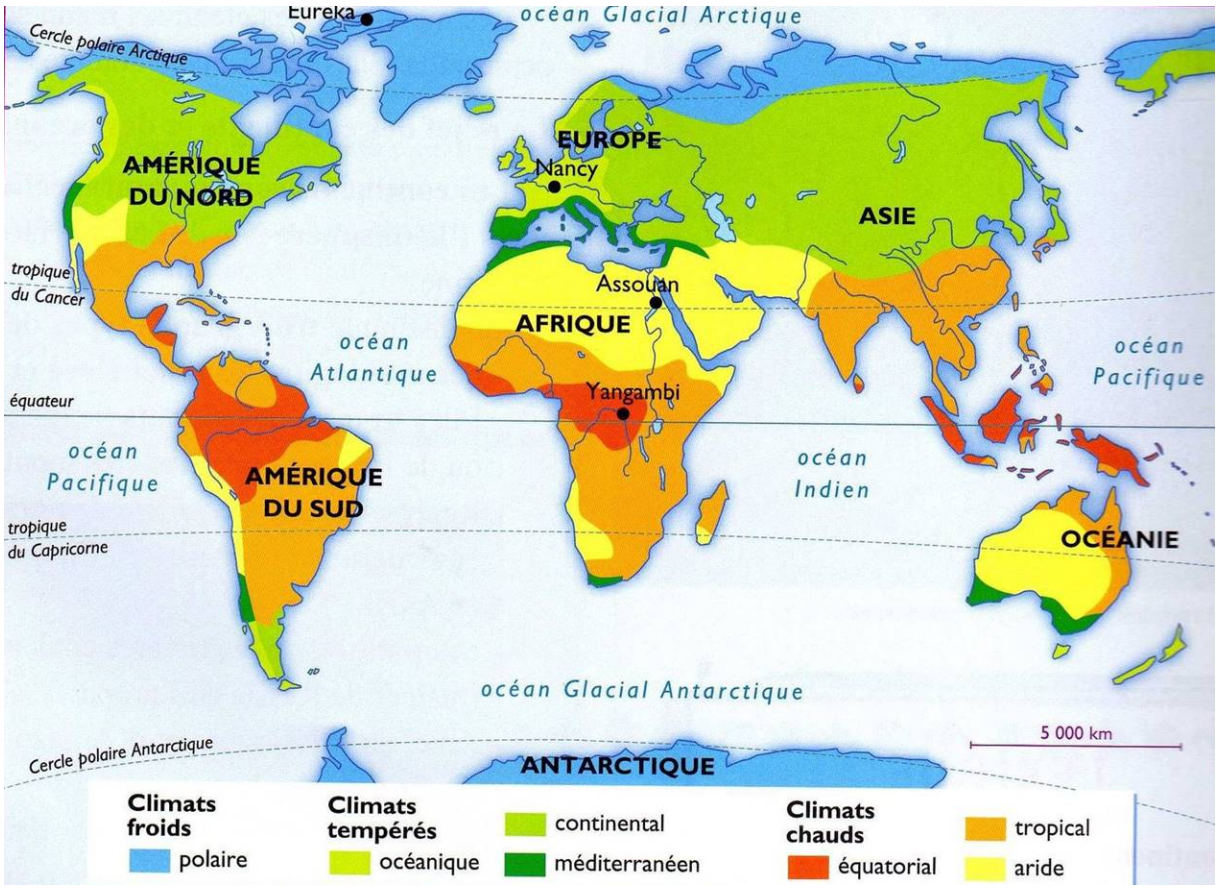


Figure 6. Différents domaines climatiques de la terre

Tableau 1 : Types de climats et leurs caractéristiques

CLIMATS	TEMPÉRATURES	PRÉCIPITATIONS	PAYSAGE(S) DOMINANT(S)
POLAIRE	Toujours **froides** (seulement 5°C en été)	Faibles : **climat sec** (précipitations sous forme de neige)	· **Banquise** (couche de glace recouvrant l'océan); → **Toundra** (formation végétale formée de mousse et de petits arbustes)
OCÉANIQUE	**Douces** toute l'année	Moyennes : **climat humide** toute **l'année**.	· **Lande** (végétation constituée d'arbres)
CONTINENTAL	→ **Hiver** : froid → **Été** : chaud	→ **Hiver** : sec → **Été** : humide	→ **Taïga** (forêt de sapins)
MÉDITERRANÉEN	→ **Hiver** : doux · **Été** : chaud	→ **Hiver** : humide · **Été** : très sec	**Garrigue** (végétation de petits buissons et de petits arbustes)
ÉQUATORIAL	**Chaudes** toute l'année	Très humide toute **l'année**	→ **Forêt dense**
TROPICAL	**Chaudes** toute l'année	**Hiver** : très sec **Été** : très humide (saison des pluies . **MOUSSON**)	→ **Savane** (Végétation formée de hautes herbes et d'arbres dispersés)
DÉSERTIQUE CHAUD	**Chaudes** toute l'année	**Aride** toute **l'année**	→ **Reg** (désert de pierre). **erg** (désert de sable). végétation seulement dans les **oasis**

1.4 Paramètres climatiques

Un climat se définit pour une période et un endroit donnés par l'ensemble des divers états de l'atmosphère : principalement, **température** et **humidité de l'air**, **précipitation**s, **vent**s et **ensoleillement**. Ces états dépendent de plusieurs facteurs d'origine cosmique, planétaire ou géographique. Les **facteurs cosmiques** (rayonnement solaire essentiellement) et **planétaires** (rotation de la Terre, circulation atmosphérique) entraînent une distribution zonale des climats, en larges bandes grossièrement comprises entre des parallèles (des latitudes). Les **facteurs géographiques** (circulation océanique, continentalité, altitude, nature des sols, etc.) modifient ce schéma en le complexifiant. La conjugaison de tous ces facteurs aboutit à une distribution en grands ensembles climatiques régionaux.

1.4.1 Rayonnement solaire

Le **Soleil** est une étoile, assimilable à une sphère, dont le diamètre est égal à environ 1,4 millions de kilomètres ($1{,}4\times10^6$ km). Il est principalement composé d'hydrogène (75 % de sa masse) et d'hélium (25 % de sa masse). C'est la source d'énergie rayonnante du système solaire (**Figure 7a**). Dans le cœur du Soleil ont lieu des réactions nucléaires de fusion. La fusion est un processus pendant lequel deux noyaux atomiques légers entrent en collision et forment un noyau atomique plus lourd (**Figure 7b**). Les réactions de fusion ne sont possibles que sous certaines conditions de température et de pression. La température doit être supérieure ou égale à environ 10 millions de degrés celsius ($1{,}0\times10^7$ °C), ce qui est le cas dans les couches centrales du Soleil.

Une énergie solaire libérée sous la forme d'un **rayonnement électromagnétique**. Le Soleil produit de l'énergie grâce à une série de réactions de fusion dont le bilan s'écrit :

$$4\,{}^1_1\mathrm{H} \rightarrow {}^4_2\mathrm{He} + 2\gamma + 2\,{}^0_1\mathrm{e} + 2\nu$$

Le soleil libère (et donc perd) de l'énergie sous la forme d'un rayonnement électromagnétique porté par les deux photons (2γ).

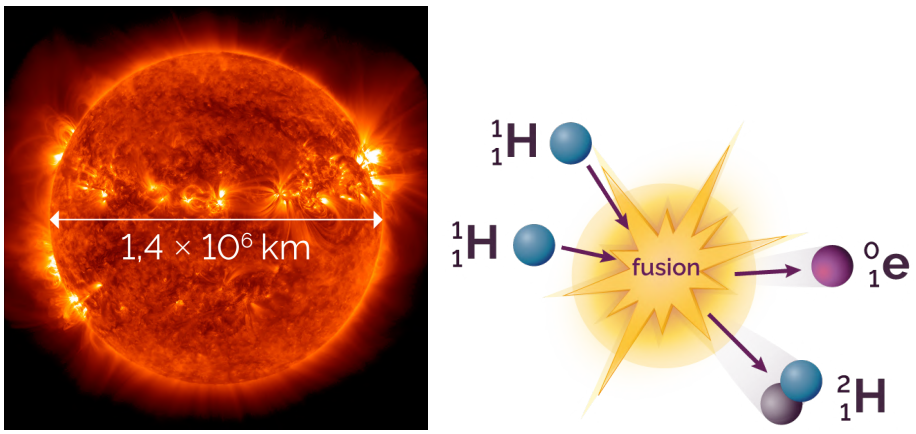


Figure 7 : (a) Photographie du Soleil, (b) Réaction de fusion entre deux noyaux d'hydrogène 1

Remarques :

Le photon : est la particule élémentaire du rayonnement électromagnétique. Il porte la plus grande partie de l'énergie produite lors de la réaction de fusion.

Le positon : est l'antiparticule de l'électron. Il possède les mêmes caractéristiques que l'électron, hormis sa charge électrique : le positon a une charge positive tandis que l'électron a une charge négative.

Le neutrino : est une particule élémentaire qui possède une charge nulle et une masse extrêmement petite.

Le **rayonnement électromagnétique (REM)** est caractérisé par sa longueur d'onde λ, exprimée en nanomètre (nm). Chaque REM appartient à un domaine de longueur d'onde. Il s'étend des courtes longueurs d'onde (dont font partie les rayons gamma et les rayons X) aux grandes longueurs d'onde (micro-ondes et ondes radio) en passant par les ondes ultraviolets, la lumière visible et l'infrarouge (invisible)(**Figure 8**).

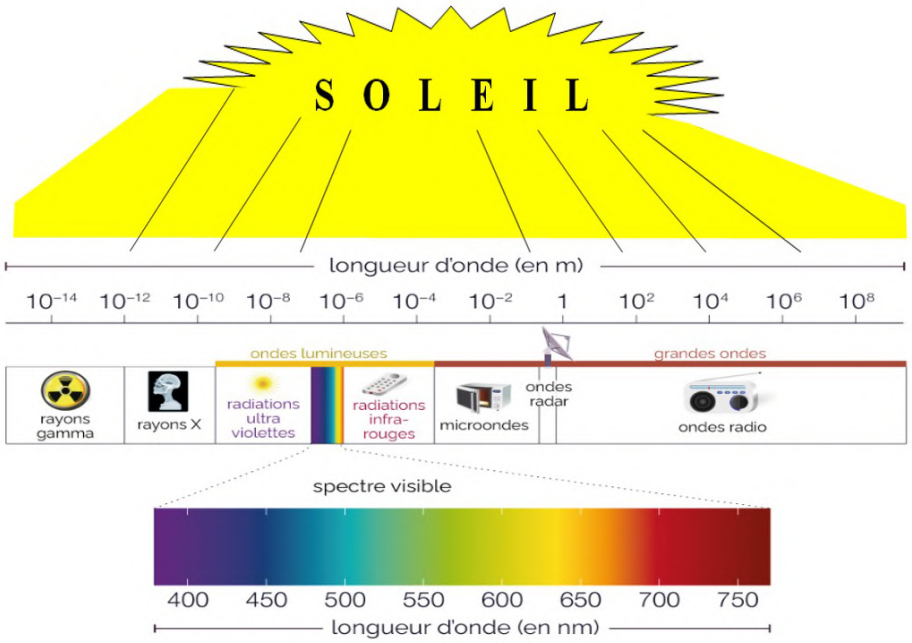


Figure 8 : Spectre des ondes électromagnétiques

De ce large spectre parviennent essentiellement à la Terre :
- les Ultraviolets (UVA et UVB), de 200 nm à 400 nm, invisibles, sans échauffer, provoquent des dommages sur les cellules.
- la lumière visible, de 400 à 800 nm, visibles, ils nous permettent de distinguer les formes et les couleurs.
- les Infrarouges (IR), de 800 à 1400 nm, invisibles, chauffent la matière solide ou gazeuse qu'ils rencontrent.

Plusieurs facteurs modifient la quantité de rayonnement solaire atteignant la Terre (**Figure 9**) :

— la couche d'ozone, qui agit comme un filtre,

— l'heure du jour (à midi la quantité d'UV est maximale),

— la saison,

— la latitude,

— l'altitude,

— la surface (neige, sable, eau) qui réfléchit plus ou moins les rayons.

Certains corps solides, comme les poussières, les cendres, les cristaux de sel marin, sont présents en quantité variable selon leurs sources. Ils jouent un rôle important dans la condensation et l'absorption du rayonnement solaire (**Figure 9**).

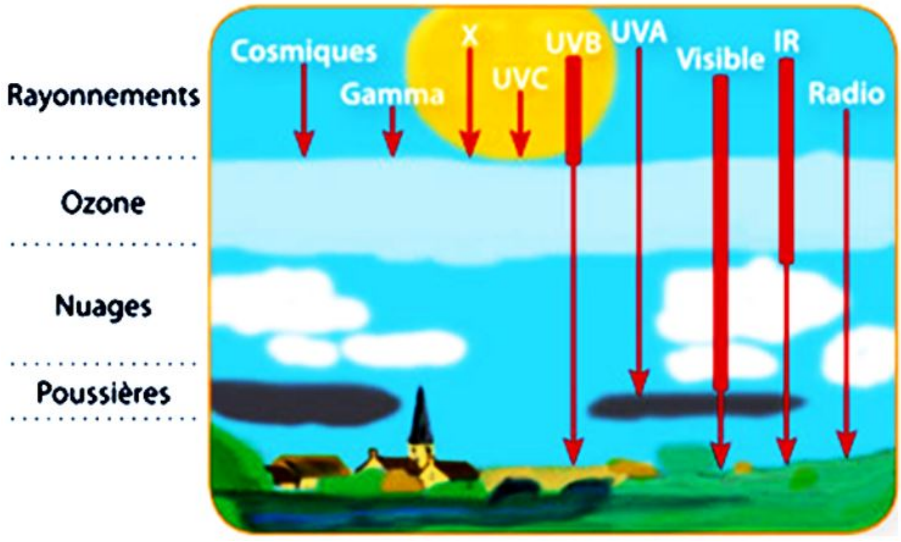


Figure 9 : Rayonnement solaire reçu à la surface terrestre

1.4.1.1 Bilan radiatif moyen de l'atmosphère

Une partie du rayonnement solaire reçu par la Terre est **réfléchi par l'atmosphère terrestre** et par **la surface terrestre**. Ces parties réfléchies sont renvoyées dans l'espace. La puissance solaire reçue par la Terre est quantifiée par **l'albédo terrestre moyen**. Une fraction de cette puissance est diffusée par la Terre vers l'espace, le reste est absorbé par l'atmosphère, les continents et les océans.

L'albédo terrestre moyen est égal à environ 0.30, ce qui signifie que 30 % de la puissance solaire reçue est réfléchie vers l'espace. L'albédo dépend de la nature de la surface réfléchissante :

— pour l'atmosphère, la valeur moyenne est égale à 0.25 et dépend de la couverture nuageuse.
— pour la surface de la Terre, les valeurs peuvent être très différentes en fonction de la nature du sol.

Nature du sol	Neige	Glace	Sable	Eau
Albédo	90 %	60 %	25 % - 40 %	5 % - 10 %

L'albédo est égal au rapport de la puissance du rayonnement réfléchi sur la puissance du rayonnement solaire reçu. L'albédo prend ses valeurs entre 0 et 1 :

— s'il vaut 0, cela signifie que tout le rayonnement reçu est absorbé ;
— s'il vaut 1, cela signifie que tout le rayonnement reçu est réfléchi.

Il n'a pas d'unité (car il s'agit du rapport entre deux puissances qui ont la même unité) et peut aussi s'exprimer en pourcentage : 0 = 0 % et 1 = 100 %.

La surface terrestre reçoit une certaine puissance radiative en provenance du Soleil (**342 w.m^{-2}**), en réfléchit une partie (**30 w.m^{-2}**) et émet un rayonnement qui lui est propre. Ce rayonnement émis est lui-même en partie absorbé par l'atmosphère (**67 w.m^{-2}**) et en partie renvoyé (par l'atmosphère) vers la surface de la Terre.

À partir de ces données, on peut réaliser un bilan de puissance émise et reçue au niveau de la surface de la Terre (**Figure 10**) :

— Émission d'un rayonnement infrarouge par la surface de la Terre :
La surface de la Terre émet un rayonnement électromagnétique infrarouge dont les longueurs d'onde sont de l'ordre de 10 micromètres. Ce rayonnement émis est en partie absorbé par l'atmosphère et en partie envoyé dans l'espace. La puissance moyenne émise par unité de surface est environ égale à **390 W·m^{-2}**. Une fraction égale à **350 W·m^{-2}** est absorbée par l'atmosphère et l'autre, égale à **40 W·m^{-2}**, est envoyée dans l'espace.

— Absorption sélective et l'émission d'un rayonnement infrarouge par l'atmosphère :
L'atmosphère contient des gaz qui absorbent de manière sélective le rayonnement électromagnétique. En fonction de la valeur de sa longueur d'onde, le rayonnement sera très peu ou fortement absorbé. Les principaux gaz présents dans l'atmosphère et qui absorbent le rayonnement infrarouge sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, le méthane et l'ozone. Une fois absorbé, ce rayonnement est émis par l'atmosphère sous forme de rayonnement infrarouge. L'atmosphère émet également sous cette forme le rayonnement solaire qu'elle a absorbé. Une partie est envoyée dans l'espace (**195 W·m^{-2}**) et une autre vers la surface de la Terre qui l'absorbe (**222 W·m^{-2}**).

— Température de la Terre et l'effet de serre :
La surface de la Terre émet et absorbe des rayonnements. Elle absorbe le rayonnement solaire (la fraction qui n'a pas été réfléchie ou absorbée par l'atmosphère). Elle

réfléchit une partie du rayonnement solaire. Elle émet un rayonnement infrarouge. Elle absorbe un rayonnement infrarouge en provenance de l'atmosphère (la partie qui est émise vers le sol).

On peut effectuer un bilan des diverses puissances émises et reçues au niveau de la surface de la Terre :

Puissance solaire reçue	Puissance émise par rayonnement infrarouge	Puissance reçue de l'atmosphère
168 $W \cdot m^{-2}$	390 $W \cdot m^{-2}$	222 $W \cdot m^{-2}$

On constate que la somme des puissances reçues ($\mathbf{168 + 222 = 390\ W \cdot m^{-2}}$) est égale à la puissance émise ($\mathbf{390\ W \cdot m^{-2}}$). La Terre est en équilibre thermique car elle reçoit autant de puissance par unité de surface qu'elle en perd.

Par conséquent, la température de la surface de la Terre est constante au cours du temps. La température de la Terre est égale en moyenne à 15 °C. Cette température serait bien plus basse (environ -18 °C) si l'atmosphère n'émettait pas une partie du rayonnement infrarouge absorbé vers la surface de la Terre. Ce phénomène est appelé **effet de serre.**

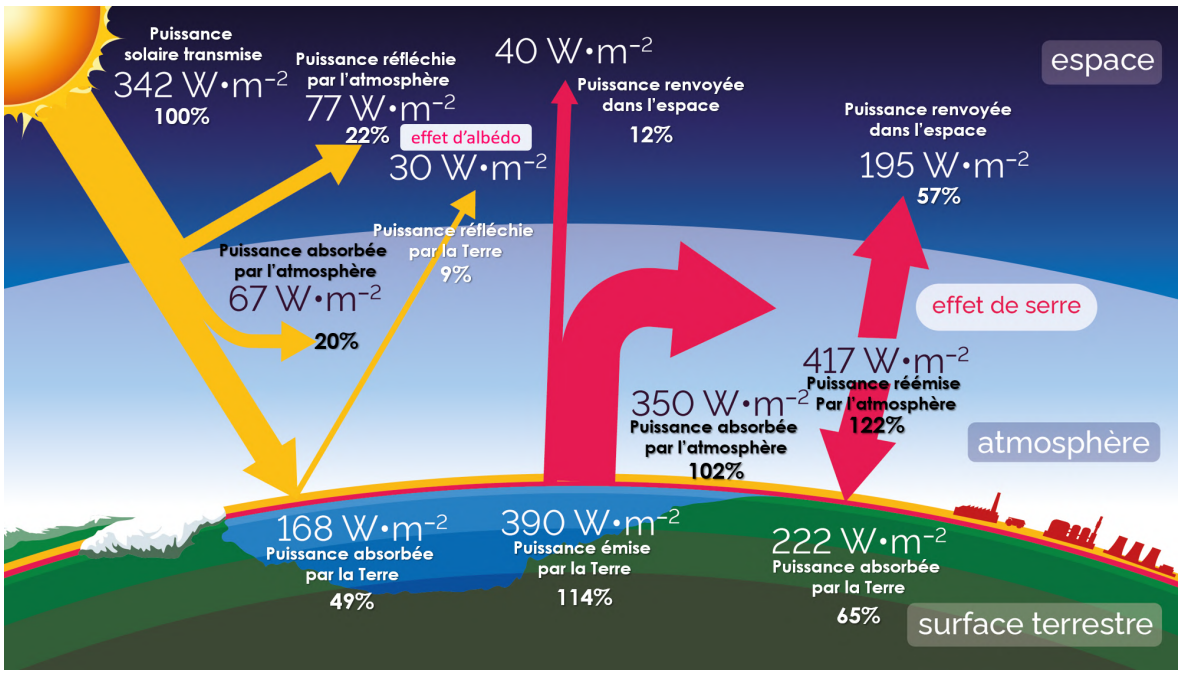


Figure 10 : Bilan radiatif moyen de l'atmosphère

L'effet de serre est un phénomène naturel dans lequel l'atmosphère d'une planète piège les radiations émises par son soleil causées par des gaz tels que le **dioxyde de carbone (CO2)**, la **vapeur d'eau (H2O)**, le **méthane (CH4)** et l'**oxyde de diazote (N2O)** qui permettent à la lumière du soleil de traverser mais retiennent la chaleur de la surface de la planète. Ces gaz s'appellent « **gaz à effet de serre ou bien GES** ». L'augmentation de la concentration de ces GES à cause des activités humaines (notamment la combustion des énergies fossiles : pétrole, gaz naturel, charbon) peut contribuer à l'accentuation de ce phénomène et par conséquence au **réchauffement climatique**, la fonte

des banquises et des glaciers, la hausse du niveau de la mer, la perturbation de nombreux écosystèmes et les périodes de sécheresse importantes.

1.4.1.2 Répartition du rayonnement solaire à la surface de la Terre

1.4.1.2.a Rotation terrestre, Saisons

La terre tourne sur elle-même en 24 H autour d'un axe nord-sud. Ce mouvement que la terre effectue autour de son axe s'appelle la **rotation**. La terre tourne sur elle-même selon un axe incliné de 23,27° (**Figure 11**). C'est la cause principale des variations journalières de température. Chaque point du globe se trouve un certain temps dans l'ombre propre de notre planète (il fait **nuit** et le sol se refroidit) et un certain temps dans la zone éclairée (il fait **jour** et le sol s'échauffe !)(**Figure 11**).

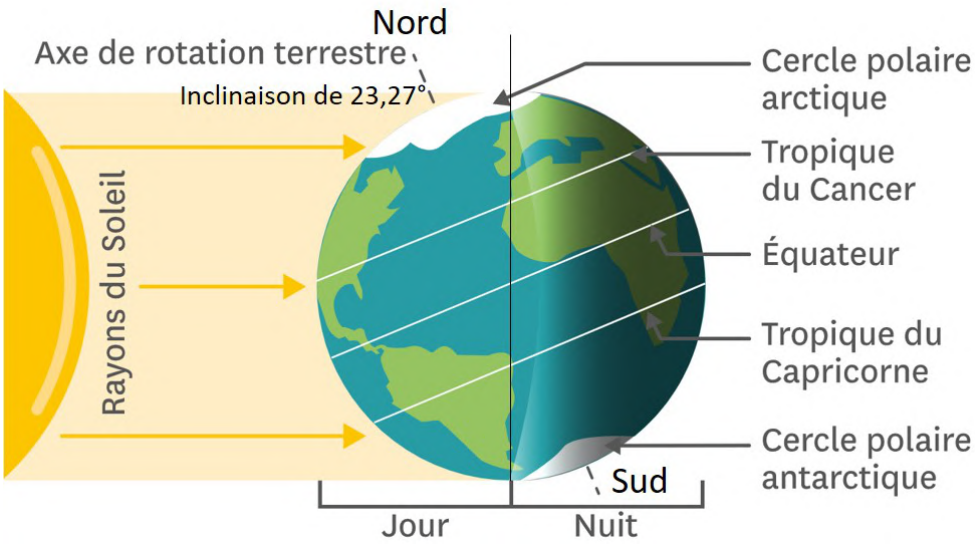


Figure 11 : Jour et nuit

La terre tourne autour d'elle-même selon l'axe de ses pôles. Elle tourne également autour du soleil dans un plan incline de 23,27° par rapport a l'équateur que l'on appelle **plan de l'écliptique**. Les rayonnements solaires parviennent à la terre. L'épaisseur d'atmosphère qu'ils doivent traverser pour parvenir a la surface du globe n'est donc pas la même selon la latitude. Les pôles reçoivent une quantité d'énergie bien plus faible que l'équateur. La direction de l'axe des pôles restant fixe dans l'espace au cours de la rotation de la terre autour du soleil, cette épaisseur dépend également de la position de la terre par rapport au soleil, c'est à dire de la saison. Les saisons sont alors inversées entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. Le schéma ci-après (**Figure 12**) représente les solstices d'hiver et d'été et les deux équinoxes de printemps et d'automne.

Au cours du trajet annuel de la Terre sur son orbite, son axe de rotation reste constamment parallèle à lui-même :

— **Les solstices** : moments où les rayons du soleil sont les plus inclinés sur le plan équatorial (**Figure 13**).

— **Les équinoxes** : moments où les rayons du soleil arrivent perpendiculairement sur l'axe de rotation de la terre = la durée du jour et de la nuit sont égales partout sur terre (**Figure 14**).

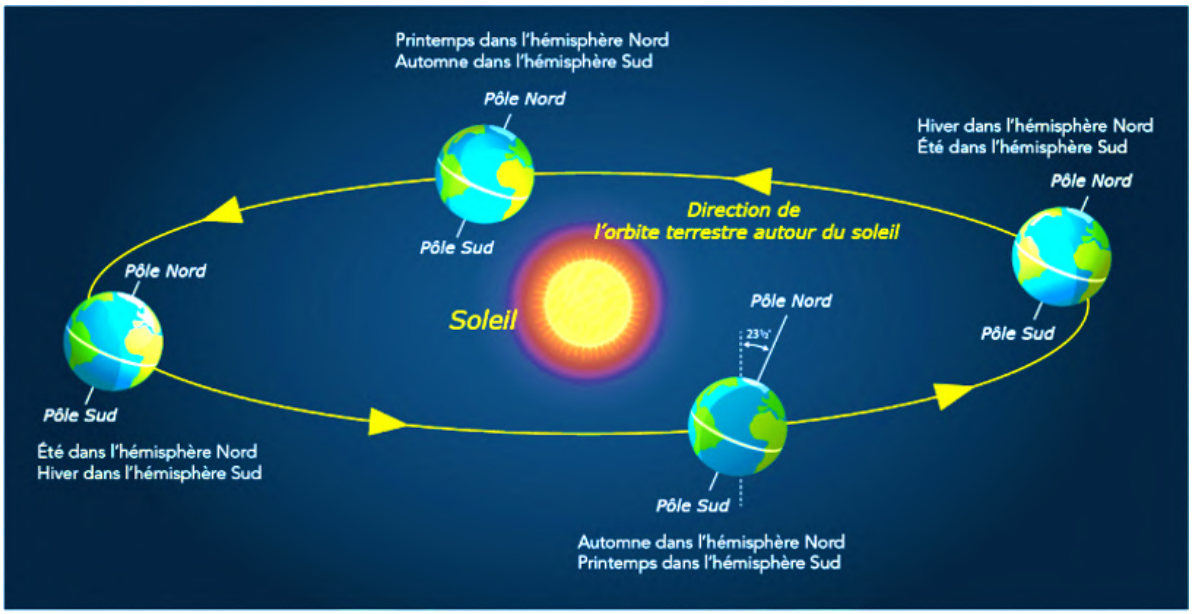


Figure 12 : Cycle des saisons : solstices et équinoxes

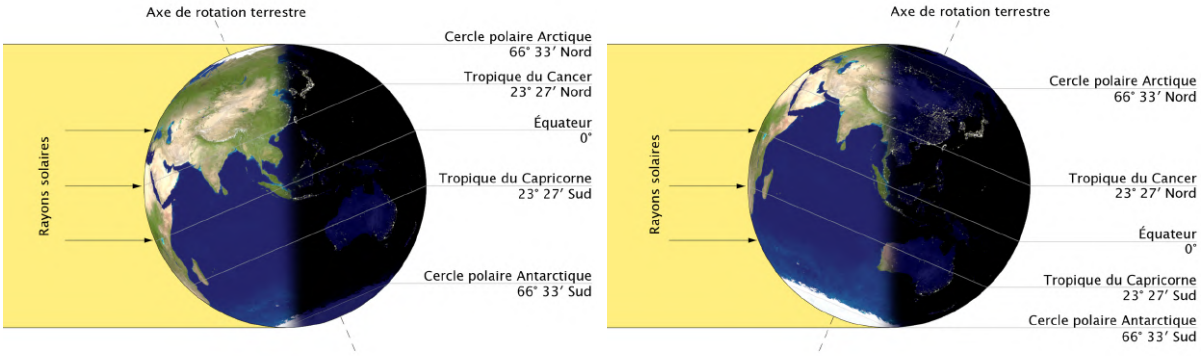


Figure 13 : Illumination de la Terre par le Soleil lors du solstice de juin (à gauche), et du solstice de décembre (à droite).

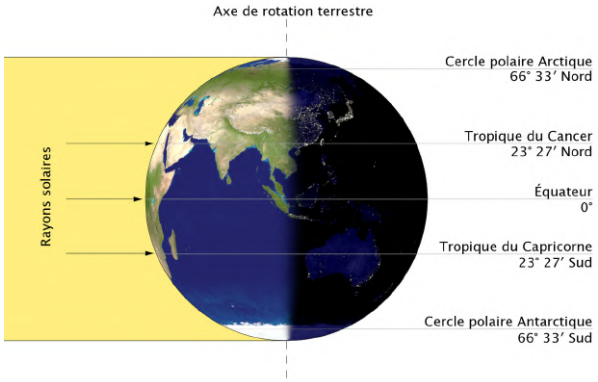


Figure 14 : Illumination de la Terre par le Soleil lors des équinoxes , printemps et automne.

1.4.1.2.b Latitude

L'inégalité des jours et des nuits, leurs variations au cours des saisons, conduit à une inégalité de **la répartition du rayonnement solaire** dans l'espace et dans le temps. Les variations latitudinales des entrées d'énergie solaire dans le système atmosphérique sont principalement dues à la valeur de l'angle d'incidence du rayonnement solaire à la

surface de la Terre. D'une part, la quantité d'énergie reçue aux poles est moindre car la surface sur laquelle est reçue une même quantité de radiations aux pôles et à l'équateur est plus grande aux pôles (**Figure 15, 16**). D'autre part, le rayonnement doit traverser une plus grande quantité d'atmosphère, par conséquent la réflexion et l'absorption-réémission augmentent dans les régions polaires contribuant largement au caractère glacé du climat.

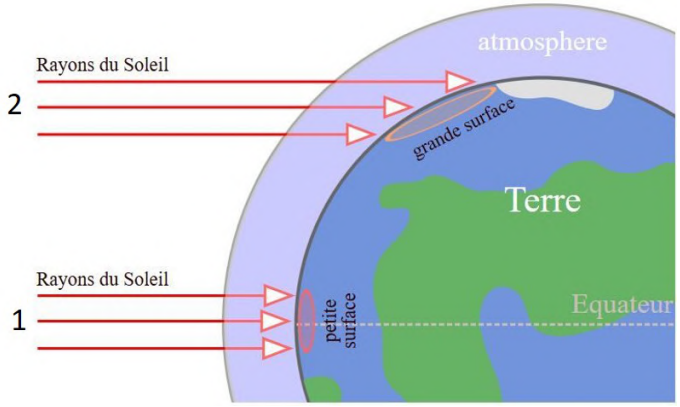


Figure 15 : Distribution de l'énergie solaire de l'équateur aux pôles

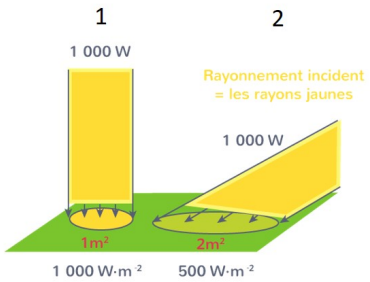


Figure 16 : Puissance solaire par unité de surface reçue sur Terre

1.4.2 Température de l'air

La température mesure une grandeur physique liée à la sensation de chaud et froid. La température de l'air se mesure à l'aide d'un **thermomètre à mercure** (**Figure 17**). Lorsqu'on parle de "température" sans préciser, il s'agit naturellement de la température de l'air, telle que l'indique un thermomètre placé à l'abri du vent et du rayonnement solaire direct (**Figure 18**).

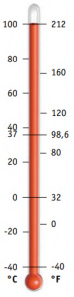


Figure 17. Thermomètre



Figure 18. Abri météorologique avec thermomètre et baromètre.

Il existe 3 échelles de température : le Kelvin (K), le degré Celsius (°C) ou le degré Fahrenheit (°F).

Exemple :
Une température de 0 °C = 273,15 K = 32°F
degrés Celsius en kelvins : K = °C + 273,15
kelvins en degrés Celsius : °C = K - 273,15
degrés Fahrenheit en kelvins : K = (°F + 459,67) / 1,8
kelvins en degrés Fahrenheit : °F = K * 1,8 - 459,67

Le régime thermique d'un milieu est la variation des températures enregistrées en ce milieu. L'amplitude thermique annuelle est la différence de température entre les mois les plus chauds et les mois les plus froids au cours d'une année. La température varie avec **les saisons**, **l'altitude**, **la latitude** et **la proximité de la mer**.

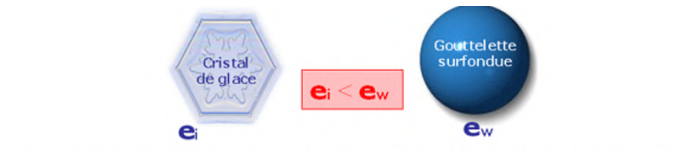
1.4.3 Précipitations

Les précipitations désignent toutes les eaux météoriques (hydrométéores) qui tombent sur la surface de la terre (après condensation des nuages), tant sous forme liquide (bruine, pluie, averse) que sous forme solide (neige, grésil, grêle).

1.4.3.1 Mécanismes de formation des précipitations

La formation des précipitations nécessite la condensation de la vapeur d'eau atmosphérique.Les gouttelettes ou les cristaux composant les nuages (les hydrométéores) se transforment en gouttes de pluie. Ce phénomène est lié à l'accroissement de ces éléments dont la masse devient suffisante pour vaincre les forces d'agitation. Ce grossissement des particules s'explique par deux processus, l'**effet Bergeron** et la **coalescence** sous l'effet du givrage.

— **L'effet Bergeron** : la proximité dans le milieu nuageux de particules liquides malgré les températures négatives (état de surfusion) et de cristaux de glace met en évidence la notion de « pouvoir d'évaporation ». On dit que la tension de vapeur saturante est différente à la surface de l'eau liquide et la surface de la glace. Ainsi, le milieu qui est saturé pour la glace ne l'est pas pour l'eau liquide. L'eau liquide a donc tendance à s'évaporer au profit de la glace. L'effet Bergeron amène la taille du cristal jusqu'à 100 µm mais n'est pas essentiel compte tenu de la vitesse limitée d'un tel grossissement. Il faut donc considérer un processus plus efficace.



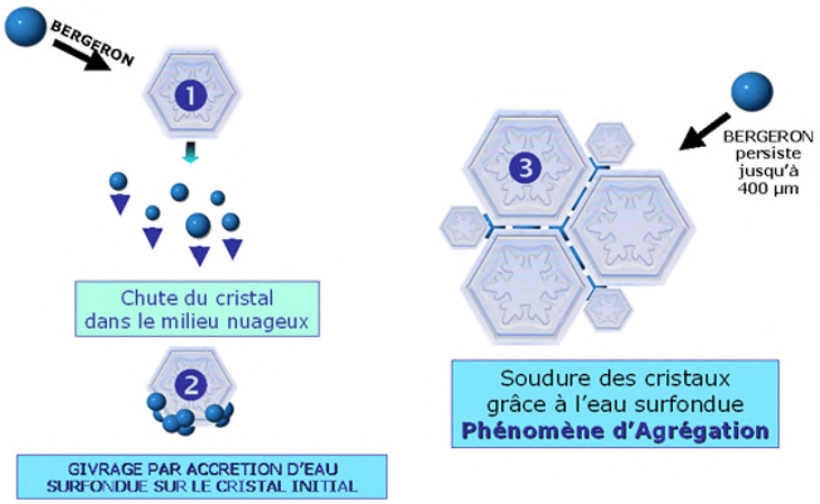
• **e** = tension de vapeur / masse de vapeur qu'un volume d'air peut contenir
• e_w = tension de vapeur saturante de l'eau liquide = valeur max. de **e**
• e_i = tension de vapeur saturante de la glace



Évaporation de la gouttelette suivie d'une condensation solide autour du cristal.

— **L'effet de coalescence** : lorsque dans le milieu nuageux, les cristaux de glace (grossis par effet Bergeron) et les gouttelettes d'eau surfondue se rencontrent, la collision entre ces particules permet d'agglomérer les cristaux entre eux sous l'effet

d'accrétion d'eau surfondue. L'eau surfondue se congelant au contact du cristal permet de souder les cristaux entre eux. Ce processus permet le grossissement de la particule au delà de 400 µm, et peut provoquer dès 500 µm une précipitation.



1.4.3.2 Types de précipitations

Il existe différents types de précipitations : les précipitations convectives, les précipitations orographiques et les précipitations frontales (**Figure 19**) :

— **Les précipitations convectives** : elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus (**Figure 20**), à développement vertical important, et sont donc générées par le processus de Bergeron. Les précipitations résultantes de ce processus sont en général orageuses, de courte durée (moins d'une heure), de forte intensité et de faible extension spatiale.

— **Les précipitations orographiques** :Elles s'expliquent par la présence d'une barrière topographique, d'où leur caractère très localisé. Lorsqu'une masse d'air en mouvement bute sur un relief, il se produit une compression et une ascendance dans la zone au vent et une détente dans la zone sous le vent (effet de foëhn)(**Figure 27**). L'ascendance orographique (du grec oros = montagne) force donc la condensation à cause du processus de refroidissement et explique, en conséquence, la naissance des nuages et des précipitations. On assiste alors à la naissance de nuages orographiques. L'angle de la pente, en influençant la vitesse d'ascendance des molécules de vapeur d'eau, détermine en partie l'intensité des précipitations. En général, ces dernières présentent des intensités et des fréquences assez régulières.

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

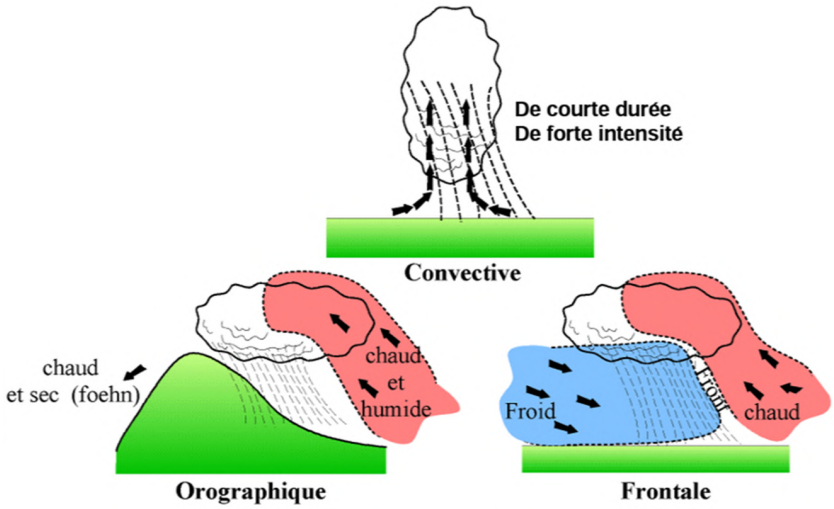


Figure 19 : Types de précipitations

1.4.3.3 Nuages

Un **nuage** est un ensemble de minuscules particules d'eau liquide (gouttelettes) ou solide (glace) ou les deux à la fois en suspension dans l'atmosphère. Il peut aussi comporter des particules liquides non aqueuses (acides), des particules solides provenant de vapeurs industrielles, de poussières, de fumées, de sel... Les gouttelettes d'eau sont formées en atmosphère saturée par condensation de la vapeur d'eau en présence de particules solides en suspension appelées noyaux de condensation. Ces noyaux de condensation jouent le rôle de catalyseur et sont d'origines variées :

— minérale : suie volcanique, cristaux de sable,

— marine : cristaux de sel marin,

— humaine : combustions industrielles, pollution.

On distingue trois familles de nuages dont les noms furent attribués en 1804 par Luke Howard : ce sont les **cirrus** ("boucles de cheveux), les **cumulus** ("amas") et les **stratus** ("couches"). Dans ces trois familles, les nuages sont répartis en dix genres différents, répartition qui tient compte de la forme des nuages et de l'altitude à laquelle ils apparaissent (**Figure 20**) :

— **Les nuages les plus élevés**, qui occupent l'étage supérieur de la troposphère sont constitués de millions de minuscules cristaux de glace (préfixe : Cirr ou Cirro) et comprennent les genres **Cirrus**, **Cirrocumulus** et **Cirrostratus**. Leur température est inférieure à - 40°C.

— Ceux de **l'étage moyen** (préfixe : Alto), généralement constitués de gouttelettes d'eau, parfois de cristaux de glace, comprennent les **Altocumulus** et **Altostratus**, et le **Nimbostratus**. L'Altostratus peut pénétrer dans l'étage supérieur ; le Nimbostratus déborde généralement dans les étages supérieur et inférieur. Ils recouvrent de très grandes surfaces, parfois des centaines de kilomètres carrés. Même s'ils ne donnent que de faibles précipitations, les altostratus indiquent souvent que l'arrivée de la pluie.

— A **l'étage inférieur**, on trouve les genres **Stratocumulus** et **Stratus**, nuages bas. Ils sont généralement composés de gouttes d'eau liquide.

— Deux genres, enfin, les **Cumulus** et **Cumulonimbus**, nuages d'instabilité, qui ont généralement leur base dans l'étage inférieur, peuvent s'étendre à travers les deux autres étages comme en témoigne souvent leur important développement vertical.

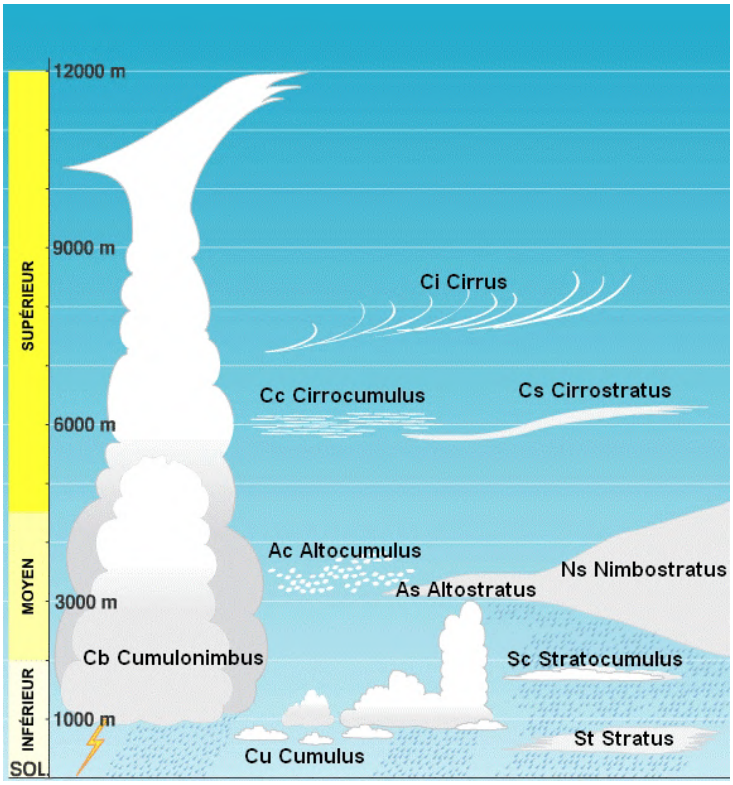


Figure 20 : Divers genres de nuages distincts

1.4.4 Évaporation

L'**évaporation** est le passage progressif de la phase liquide d'une substance à sa phase gazeuse. Comme toutes les matières, l'eau est constituée de molécules qui s'attirent mutuellement et vibrent plus ou moins fort selon leur énergie cinétique (vitesse). L'énergie cinétique des molécules d'eau est d'autant plus grande que leur température est haute. La force d'attraction des molécules du liquide rend difficile l'échappement des molécules de la surface du fluide vers l'atmosphère (**Figure 21**).

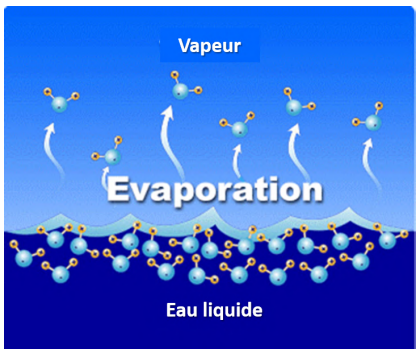


Figure 21 : Evaporation de l'eau : agitation des molécules d'eau sous l'effet de la température au point qu'elles s'évaporent.

De grandes quantités d'eau sont évaporées par le processus de la **transpiration** des plantes qui, par leurs racines, vont puiser dans la profondeur du sol l'eau nécessaire à leur

développement et à leur vie ; cette évaporation biologique est appelée **transpiration**. On groupe sous le nom d'**évapotranspiration** l'ensemble des processus d'évaporation et de transpiration. La quantité d'eau ainsi évapotranspirée sur un bassin versant pendant une période déterminée, correspond à toute l'eau évaporée par les plans d'eau, les sols etc. et transpirée par le couvert végétal au cours de cette période.

Certains facteurs favorisent l'évaporation de l'eau :
- La chaleur (qui permet à l'eau liquide de se transformer en vapeur).
- Le vent (qui disperse la vapeur d'eau).
- Une faible pression atmosphérique.
- Le taux d'humidité peu élevé.
- La surface de contact : plus il y a de cours d'eau, plus il y a d'évaporation.

Il existe plusieurs méthodes pour mesurer l'évaporation à partir d'une surface d'eau libre. Ces méthodes peuvent être divisées en trois grandes catégories :

- **Mesures directes** de l'évaporation en certains sites de mesures. Les types d'appareils les plus utilisés sont les bacs d'évaporation et les évaporomètres.

- **Méthodes empiriques** qui sont le résultat d'un traitement statistique des observations disponibles concernant certains éléments physiques ou atmosphériques facilement mesurables, qui expliquent l'évaporation. Des analyses de corrélation conduisent à développer des relations mathématiques entre ces éléments et l'intensité et la variabilité de l'évaporation.

- **Méthodes analytiques** qui font appel au bilan hydrique (voir chapitre II).

1.4.5 Humidité de l'air

L'air est un mélange composé d'azote (78,10 %), d'oxygène (20,93 %) et de traces d'autres gaz (argon,dioxyde de carbone,hydrogène,hélium,krypton, xénon) et il contient des molécules d'eau en sustentation sous forme de vapeur d'eau ou d'**humidité**. De l'air ne contenant aucune trace d'humidité est appelé "**air sec**", à l'inverse un air contenant 100 % d'humidité est appelé "**air saturé**".

L'humidité absolue (ou teneur en humidité) indique la quantité de vapeur d'eau présente dans l'air, exprimée en grammes de vapeur d'eau par kilogramme d'air sec [g vapeur/kg air sec]. Elle est notée r et indiquée par les graduations de l'axe vertical à droite du diagramme ci-dessous.

L'humidité relative (ou hygrométrie) représente pour une température donnée le rapport entre l'humidité absolue de l'air étudié et l'humidité maximale qu'il pourrait atteindre s'il était saturé de vapeur (humidité absolue de saturation). L'humidité relative est notée ϕ et s'exprime sous forme de pourcentage. Une hygrométrie de 100 % correspond à la saturation. Les valeurs d'hygrométrie inférieures à 100 % correspondent aux courbes tracées à l'intérieur du diagramme ci-dessous. Les variations de la température influencent directement l'humidité relative, de sorte que l'humidité relative baisse quand la température s'élève et augmente lorsque la température baisse (**Figure 22**).

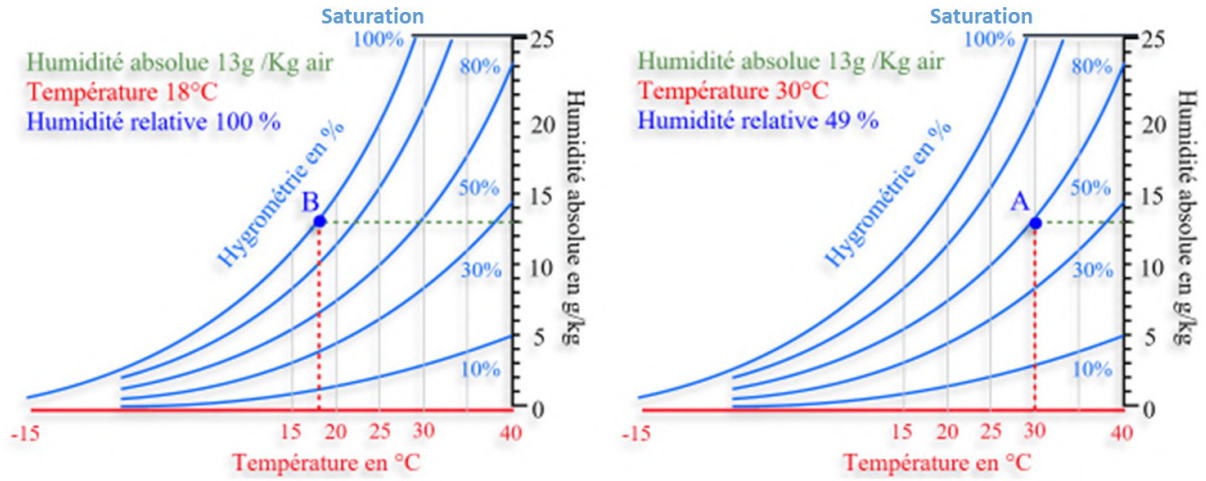


Figure 22 : Diagramme teneur en humidité (g/kg) versus Température °C)

Exemple :

- Point A : si la température de l'air est de 30 [°C] et son hygrométrie de 50%, alors sa teneur en humidité est de 13 [g/kg] environ.
- Point B : si la température de l'air est de 18 [°C] et son hygrométrie de 100%, alors sa teneur en humidité est de 13 [g/kg] environ.

1.4.6 Pression de l'air

La **pression atmosphérique** est la pression qu'exerce le mélange gazeux constituant l'atmosphère considérée (l'air) sur une surface quelconque au contact avec cette atmosphère. La pression se mesure à l'aide d'un baromètre et s'exprime en **hectopascal (hPa)**. 1 hectopascal équivaut à 100 Pascals (Pa) ou encore à 1 millibar. La pression atmosphérique réellement mesurée varie autour de la pression atmosphérique normale fixée, par définition, comme étant, au « niveau de la mer » (niveau moyen), à la température de 15 °C, à humidité= 0 % de : **101 325 Pa ; soit 1 013,25 hPa**.

La pression atmosphérique diminue quand l'altitude augmente, car la masse, et donc le poids, de l'air sus-jacent diminue nécessairement avec la hauteur, comprimant l'air de moins en moins (**Figure 23**).

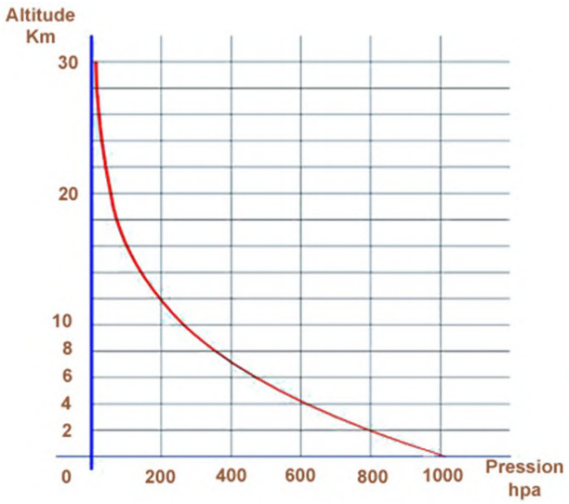


Figure 23 : Pression atmosphérique : décroissance en fonction de l'altitude

Quand l'air est plus chaud, donc plus léger, la pression atmosphérique est faible. Dans les zones concernées, l'air monte et en se refroidissant forme des nuages. C'est le phénomène de dépression qui annonce un temps nuageux ou pluvieux.

Afin de mieux appréhender les systèmes météorologiques à l'échelle mondiale, les météorologues analysent les variations de la pression atmosphérique. Cela permet de définir les **anticyclones (A ou H)** dont la pression est supérieure à 1013.25 hPa, les **dépressions (D ou L)** dont la pression est inférieure à 1013.25 hPa, et les **isobares** (ligne, sur un graphe ou une carte météorologique, reliant les points d'égale pression)(**Figure 24**). Les dépressions sont généralement associés au mauvais temps. Les anticyclones sont quant à eux favorables au beau temps.

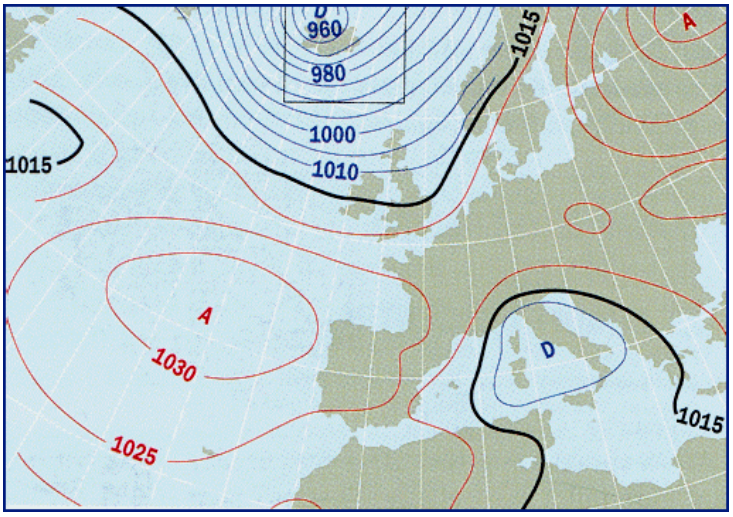


Figure 24 : Exemple de carte météorologique des isobares

1.4.7 Vent

1.4.7.1 Définition et mesure

Le **vent** correspond au déplacement d'une masse d'air d'une zone de haute pression vers une zone de basse pression. En météorologie, le vent est le mouvement de l'air dans le plan horizontal. Sa mesure comprend deux paramètres : sa direction et sa vitesse ou force.

La **direction du vent** est définie comme étant la direction d'où vient. La **vitesse** est exprimée communément en km/h, m/s ou nœuds (1 nœud = 1,852 km/ h). Sur les cartes météorologiques, le pointage du vent utilise des symboles universels : Les flèches indiquent la direction du vent et le nombre de barbules sa vitesse. Une demi-barbule correspond à 5 nœuds, une grande barbule à 10 nœuds et un triangle noir à 50 nœuds (**Figure 25**).

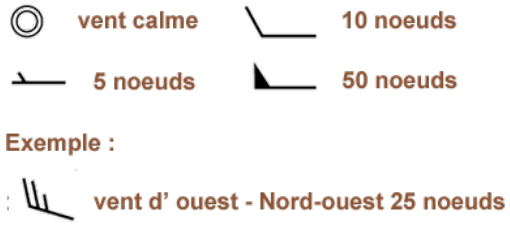


Figure 25 : Symboles universels : direction et vitesse du vent

Les « **manches à air** » constituées de 5 bandes de tissu rouge et blanc, sont des instruments, permettent une bonne estimation du vent en surface tant en direction, qu'en force. Chaque bande représente cinq noeuds lorsqu'elle est soulevée à l'horizontal par le vent. Une manche à air complètement à l'horizontal signifie que le vent souffle à 25 noeuds (46 km/h) ou plus. La mesure directe du vent se fait dans des stations météorologiques sur la terre ferme ou en mer grâce à un **anémomètre**, qui en donne la vitesse, et une **girouette**, qui en donne la direction (**Figure 26**).

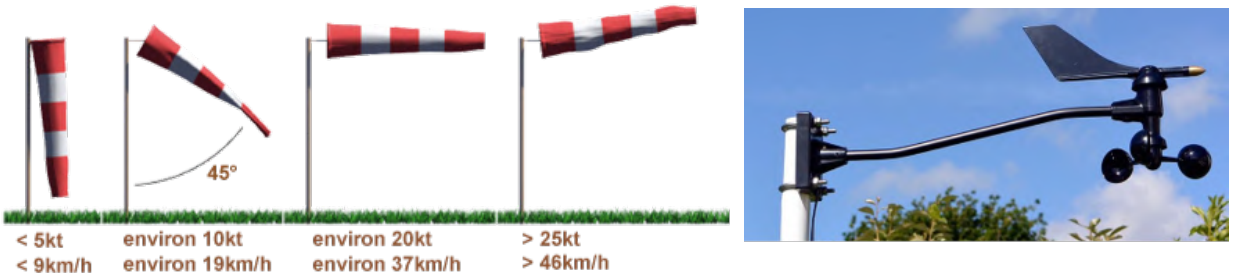


Figure 26 : Manches à air (à gauche) et anémomètre avec girouette (à droite)

Pour calculer l'intensité du vent, on utilise l'échelle de Beaufort qui va de 0 à 12. Le 0 correspond à l'absence de vent (moins de 1 km/h), le 12 à un ouragan (plus de 118 km/h). Entre deux, on trouve les différents types de vent (brise, vent frais, coup de vent, tempête...) (**Tableau 2**).

Tableau 2 : Échelle de Beaufort

Force	Terme	Km/h	Kts	Descriptions
0	Calme	< 1	< 1	La fumée monte verticalement
1	Très légère brise	1 à 5	1 à 3	La fumée indique la direction du vent – les girouettes ne s'orientent pas
2	Légère brise	6 à 11	4 à 6	On sent le vent sur le visage – les feuilles bougent
3	Petite brise	12 à 19	7 à 10	Les drapeaux flottent bien – les feuilles sont sans cesse en mouvement
4	Jolie brise	20 à 28	11 à 15	Les poussières s'envolent – les petites branches plient
5	Bonne brise	29 à 38	16 à 20	Les petits arbres balancent – les sommets de tous les arbres sont agités
6	Vent frais	39 à 49	21 à 26	On entend siffler le vent
7	Grand frais	50 à 61	27 à 33	Tous les arbres s'agitent
8	Coup de vent	62 à 74	34 à 40	Quelques branches cassent
9	Fort coup de vent	75 à 88	41 à 47	Le vent peut endommager les bâtiments
10	Tempête	89 à 102	48 à 55	Visibilité Réduite – gros dégâts
11	Violente tempête	103 à 117	56 à 63	Conditions exceptionnelles – visibilité réduite – gros dégâts
12	Ouragan	> 118	> 64	Dommage maximum

1.4.7.2 Effet du relief

Lorsque le vent rencontre une montagne plus ou moins perpendiculairement, il suit le relief et s'élève. La pression atmosphérique diminuant avec l'altitude et la température de l'air diminue. Si l'humidité est assez grande au départ, la vapeur d'eau contenue dans

l'air va se condenser à partir du niveau où il atteint la saturation. Généralement le versant abrité du vent est plus aride que le versant au vent. En plus de la diminution de la température avec l'altitude, le relief a une grande influence sur les précipitations. Ce phénomène s'appelle **effet orographique** ou **effet de Foehn** (**Figure 27**).

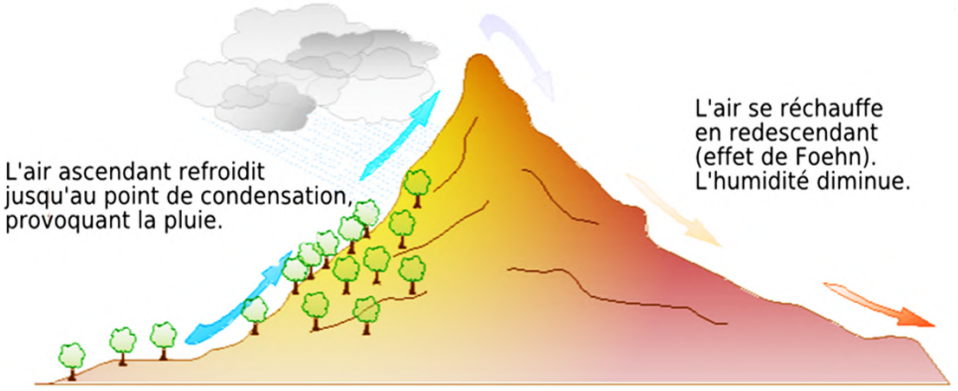


Figure 27 : Illustration de l'effet de Foehn : c'est un vent froid et humide qui devient chaud et sec au passage d'un relief

1.4.7.3 Force de Coriolis

L'air s'écoule dans l'atmosphère des zones de hautes pressions (**anticyclones (A)**) vers les zones de basses pressions (**dépressions (D)**). C'est donc la variation horizontale de la pression ou gradient horizontal de pression qui est à l'origine du vent. En d'autres termes, plus les isobares (lignes d'égale pression) sont resserrées, plus le vent est fort. Les isobares étant plus rapprochées autour d'une dépression que d'un anticyclone, c'est autour de ces zones de basses pressions que les vents soufflent le plus fort.

Le fait que le vent souffle pratiquement dans la direction des lignes isobares pose question, puisque l'on s'attendrait à un mouvement de l'air dirigé des pressions plus hautes vers les pressions plus basses, et donc perpendiculaire à ces courbes : c'est en réalité **la force de Coriolis**, qui en déviant ce mouvement vers la droite dans l'hémisphère Nord, vers la gauche dans l'hémisphère Sud, compense l'action des forces de pression horizontales et rend le déplacement de l'air à peu près parallèle aux lignes isobares. Ce vent résultant de l'équilibre entre forces de pression et de Coriolis est appelé **vent géostrophique**. Il souffle parallèlement aux isobares (**Figure 28**).

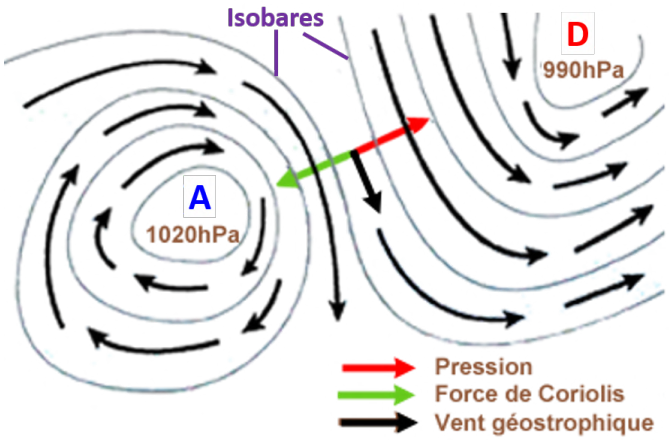


Figure 28 : Déviation des vents de surface dans l'hémisphère nord (loi de Buys-Ballot)

1.4.7.4 Circulation atmosphérique et vents dominants

La **circulation atmosphérique** générale, est le mouvement à l'échelle planétaire des différentes masses d'air entourant la Terre. L'atmosphère n'est pas immobile, l'air se déplace autour du globe. L'air surchauffé à l'équateur va se déplacer pour venir réchauffer l'air refroidi des pôles. Ce **déséquilibre thermique** a pour conséquence la création de **cellules de convection** près de l'équateur. Quand on s'éloigne de celui-ci, la **rotation de la Terre** (qui génère la **force de Coriolis**) influence le trajet de l'air selon la répartition des pressions et le tout forme la **circulation atmosphérique** (**Figure 29**).

On distingue trois zones de circulation des vents entre l'équateur et les pôles :

— **La première zone** est celle de **Hadley** qui se situe entre l'équateur et 30° N et S où l'on retrouve des vents réguliers soufflant du nord-est dans l'hémisphère nord et du sud-est dans celui du sud : les **alizés**.

— **La deuxième** se situe aux latitudes moyennes, jusqu'aux latitudes 60° nord et sud (zone de faible pression) l'air circule de la zone de basse pression vers la zone de haute pression suivant les vents Jet-Stream ou bien vents de ouest (les vents subtropicaux). Cette circulation se fait selon la **cellule de Ferrel**.

— **La troisième**, les **cellules polaires** se retrouvent respectivement au nord et au sud des 60-ièmes parallèles nord et sud avec une circulation de surface généralement d'est suivant les vents polaires (Polar jet).

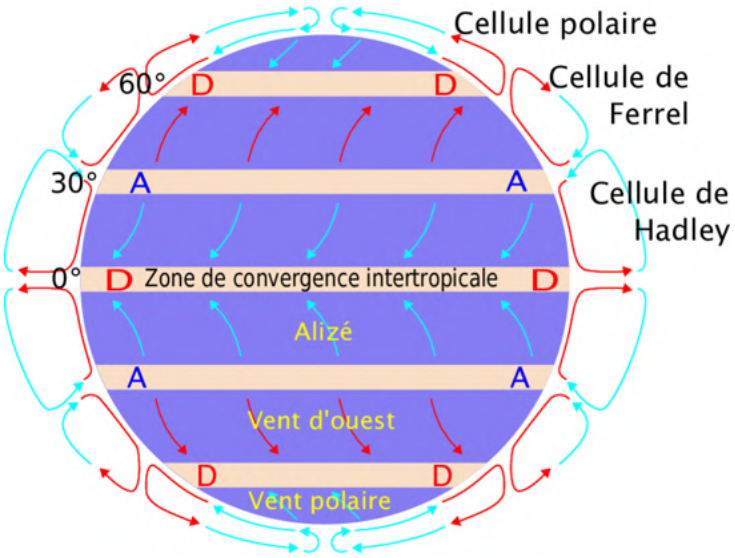


Figure 29 : Zones de circulation atmosphérique

CHAPITRE 2

NOTIONS D'HYDROLOGIE

2.1 Introduction

L'hydrologie (du grec hidro, eau) est la science qui s'intéresse au cycle de l'eau , c'est-à-dire comment l'eau circule et se distribue sur Terre, comment se font les transferts entre les différents réservoirs en surface des terres (rivières, lacs), au niveau des mers et océans, dans le sous-sol et dans l'atmosphère.

L'eau couvre environ 70 % de la planète, c'est à dire environ 1.4 milliards de km^3. C'est pour cela qu'on donne souvent à la Terre le nom de planète bleue. Dans toute cette eau stockée, 97 % est de l'eau salée et seulement 3 % est de l'eau douce (**Figure 30**). Les 3 % d'eau douce se répartissent de la façon suivante :

— 2.15 % de glace polaire

— 0.63 % d'eaux souterraines

— 0.02 % d'eaux de surface (lacs, fleuves, rivières..)

— 0.001 % d'eau atmosphérique

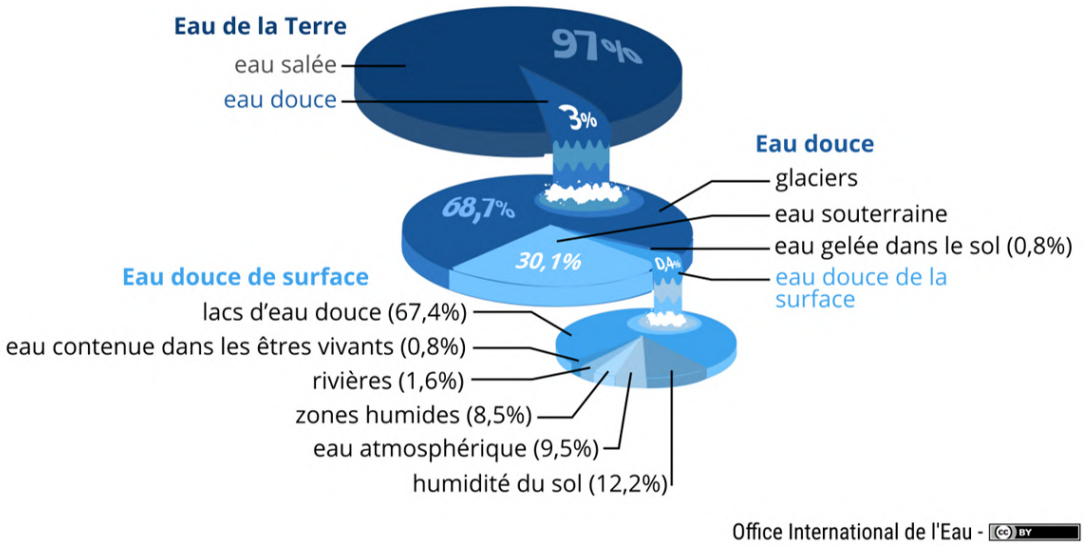


Figure 30 : Répartition de l'eau sur la Terre

2.2 Diagramme de phases de l'eau

L'eau peut se présenter sous différents états (ou phases) dont les propriétés physiques varient de façon continue. Ces états ne dépendent que de la pression et de la température (**Figure 31**) :

— **Solide :** neige et glace.
— **Liquide :** fleuve, rivière, pluie..
— **Gazeux :** vapeur d'eau.

Les transitions de phases de l'eau sont représentée sur le diagramme suivant :

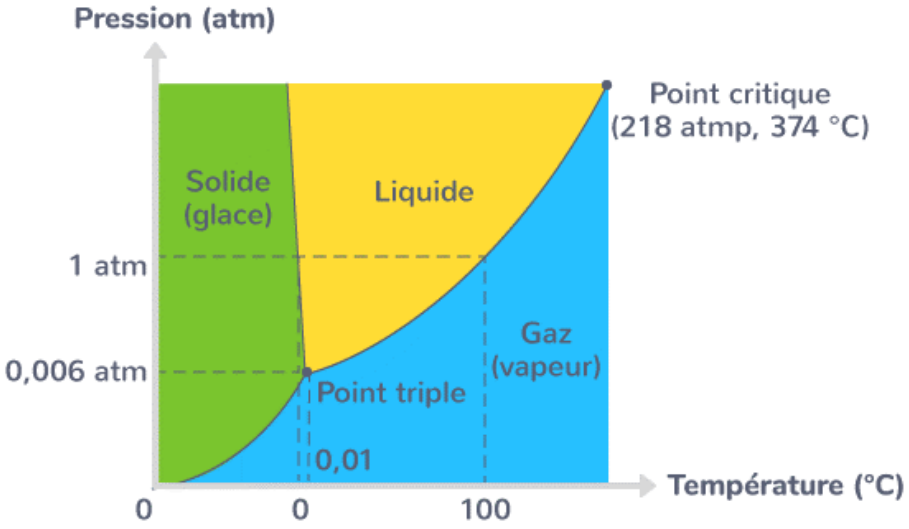


Figure 31 : Diagramme de phases de l'eau

A travers ce diagramme trois transitions de phase peuvent se réaliser :

■ entre l'état solide et l'état liquide :
— **Solidification :** passage d'un état liquide à un état solide.
— **Fusion :** Transformation inverse de la solidification.
■ entre l'état liquide et l'état gazeux :
— **Vaporisation :** Passage de l'eau d'un état liquide à un état gaz.
— **Liquéfaction :** Transformation inverse de la vaporisation.
■ entre l'état gazeux et l'état solide :
— **Condensation :** passage d'un état gazeux à un état solide.
— **Sublimation :** Transformation inverse de la condensation.

Il existe également sur ce diagramme 2 points importants :
— **Le point triple** qui se trouve à une pression de 0.006 atm et une température de 0.01°C, est un point ou les 3 phases de l'eau peuvent coexister en même temps.

— **Le point critique** qui se trouve à une pression de 218 atm et une température de 374°C, est un point limite où l'on peut observer une transition de phase entre l'état liquide et l'état gazeux. Au delà de ce point l'état du fluide est indéterminable, on parle alors de superfluide.

2.3 Cycle de l'eau et ses composantes

Le cycle de l'eau (ou cycle hydrologique) traduit les échanges d'eau liquide, solide ou gazeuse entre les différents compartiments du système climatique : atmosphère, océans, lacs, fleuves, glaciers, etc. Ces échanges sont réalisés via des flux verticaux (les précipitations, l'évaporation, la transpiration des végétaux, l'infiltration dans les sols) et horizontaux (l'écoulement dans le réseau hydrographique). Le « **moteur** » de ce cycle est **l'énergie solaire** qui favorise l'évaporation et entraine ainsi les autres échanges (**Figure 32**).

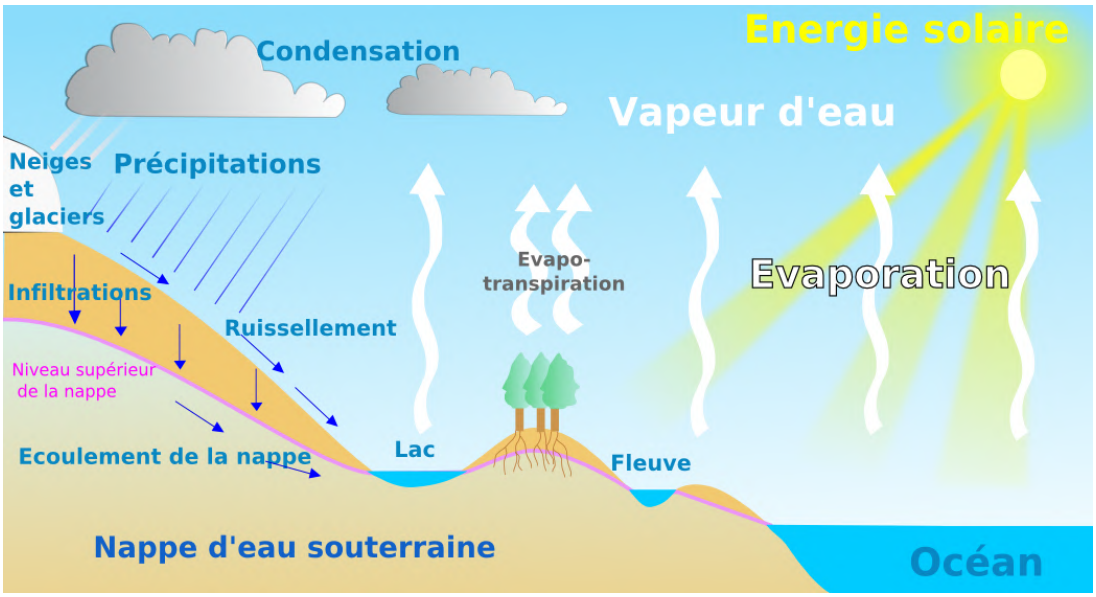


Figure 32 : Cycle global de l'eau

Le cycle de l'eau se résume comme suit :

— **évaporation** : chauffée par le soleil, les eaux des océans et des mers, s'évaporent ;

— **évapo-transpiration** : elle touche les lacs, les cours d'eau ainsi que la plupart des terrains et leur végétation ;

— **condensation** : en s'élevant, l'air chaud et humide se refroidit et forme des nuages par regroupement des gouttelettes d'eau, c'est la condensation ;

— **précipitations** : cette eau, contenue dans les nuages, retombe sur les océans et les continents lors des pluies et des tombées de neige.

— **ruissellement** : l'eau rejoint, dans un temps plus ou moins long, un cours d'eau. L'eau va de nouveau aller dans l'océan, les lacs et va reprendre le même chemin, ainsi c'est un cycle qui recommence à chaque fois ;

— **infiltration** : l'eau s'infiltre dans les roches, elle forme des nappes d'eau souterraine. Dans la plupart de ces nappes, l'eau circule lentement et fini par ressortir par des sources ou directement par le fond des cours d'eau.

2.4 Bassin versant

2.4.1 Notion de bassin versant

Le **bassin versant** est le territoire sur lequel les eaux de surfaces et de **ruissellement** s'écoulent comme dans un entonnoir, par gravité, vers un même point. On nomme ce point de plus basse altitude **l'exutoire** et il correspond à l'embouchure du **cours d'eau principal** (**Figure 33**).

Un **bassin versant** est toujours délimité par une frontière naturelle, la **ligne de partage des eaux** qui consiste en une suite de points dessinés par le relief du terrain qui forme la **ligne de crête**. Les gouttes de pluie tombant d'un côté ou de l'autre de cette ligne de partage des eaux alimenteront deux bassins versants situés côtes à côtes.

Le **bassin versant** est associé à une rivière principale, qui prend sa source le plus souvent sur les hauteurs en **amont**, au niveau de ce qu'on appelle la « tête de bassin ». Cette rivière s'écoule dans le fond de la vallée pour se jeter dans un fleuve ou rejoindre une mer ou un océan en **aval**, à **l'exutoire** du bassin versant.

A l'intérieur du bassin versant, un **sous bassin versant** peut être défini pour chaque affluent (ou ruisseau).

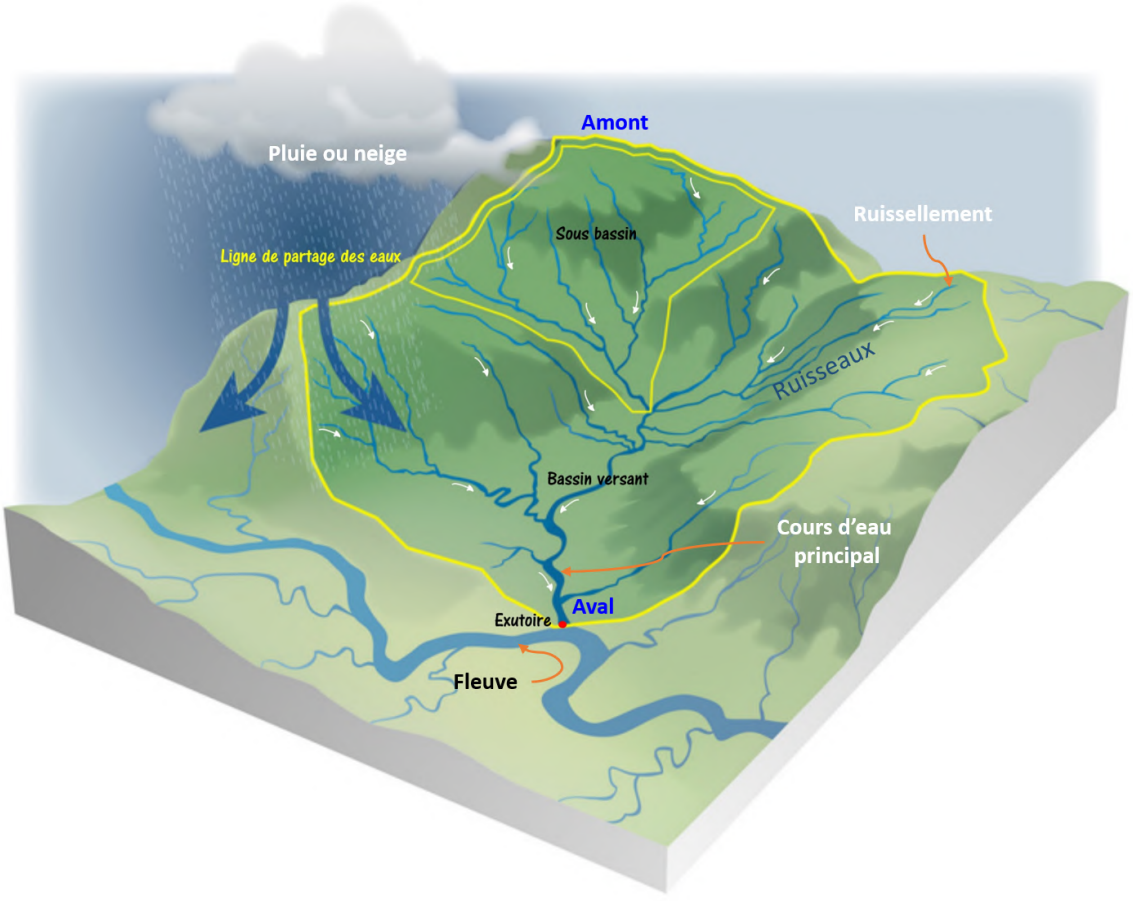


Figure 33 : Bloc diagramme d'un bassin versant

Il existe principalement deux types de bassin versants (**Figure 34**) :

— **Le bassin versant topographique ou hydrographique** ne considère que les écoulements de surface et ne prend pas en compte les écoulements souterrains et

leurs échanges avec les cours d'eau, la ligne de partage des eaux correspond à la ligne de crête. Il s'agit d'un bassin versant « simplifié » puisqu'il considère que les sols sont imperméables.

— **Le bassin versant hydrogéologique** prend au contraire en compte les écoulements souterrains et les échanges d'eau avec les rivières. Il s'agit du bassin versant « réel ». La division des eaux selon la topographie ne correspond pas à la ligne de partage effective des eaux souterraines lorsqu'un sol perméable recouvre un substratum imperméable.

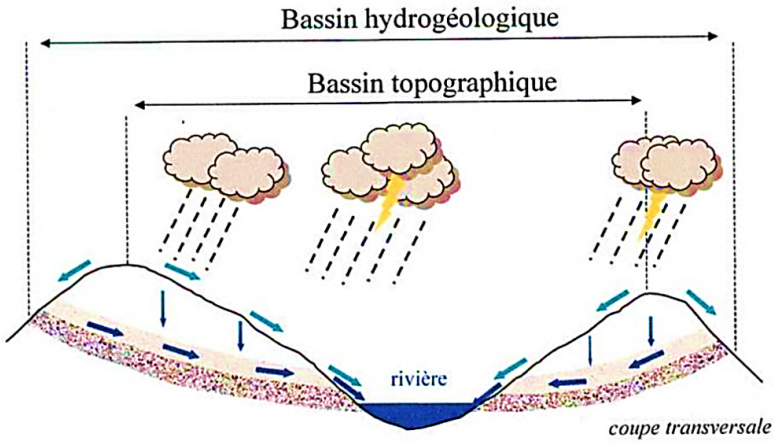


Figure 34 : Différence entre bassin versant topographique et hydrogéologique

2.4.2 Caractéristiques géométriques

2.4.2.1 Surface et Périmètre

La surface (Aire) est la portion du plan délimitée par la **ligne de crête**, ou contour du bassin. Sa mesure est faite soit par **planimétrage** ou digitalisation sur une carte topographique (**Figure 35**) ou par délimitation à partir des cartes MNT "Modèle Numérique du Terrain" issues de l'utilisation du S.I.G "Système d'Information Géographique". La surface est généralement exprimée en Km^2.

Le périmètre est la longueur, généralement exprimée en km, de la ligne de contour du bassin, sa mesure est faite à l'aide d'un **curvimètre**. Pour certaines applications on trace le périmètre stylisé du bassin en lissant son contour (**Figure 35**).

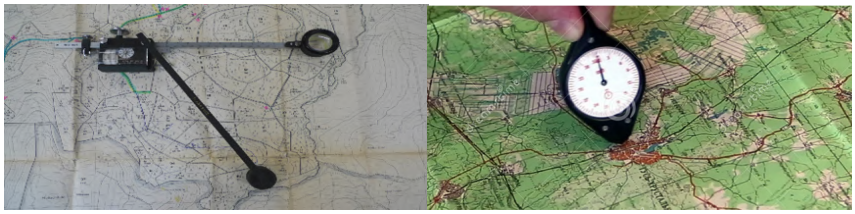


Figure 35 : Planimètre et Curvimètre

2.4.2.2 Forme

La **forme d'un bassin versant** influence l'allure de l'**hydrogramme** à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme allongée favorise, pour une même pluie, les

faibles **débits de pointe de crue**, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants (**Figure 36**). Cette caractéristique est donnée par l'**indice de Gravélius** qui a proposé en 1914 le coefficient de compacité (ou indice de compacité de Gravélius, K_G), défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

$$K_G = \frac{P}{2.\sqrt{\pi.A}} \approx 0.28.\frac{P}{\sqrt{A}}$$

Avec :
K_G : indice de compacité de Gravélius,
A : surface du bassin versant [km^2],
P : périmètre du bassin [km].

L'indice de Gravélius (K_G) est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment circulaire et supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme allongée (**Figure 36**).

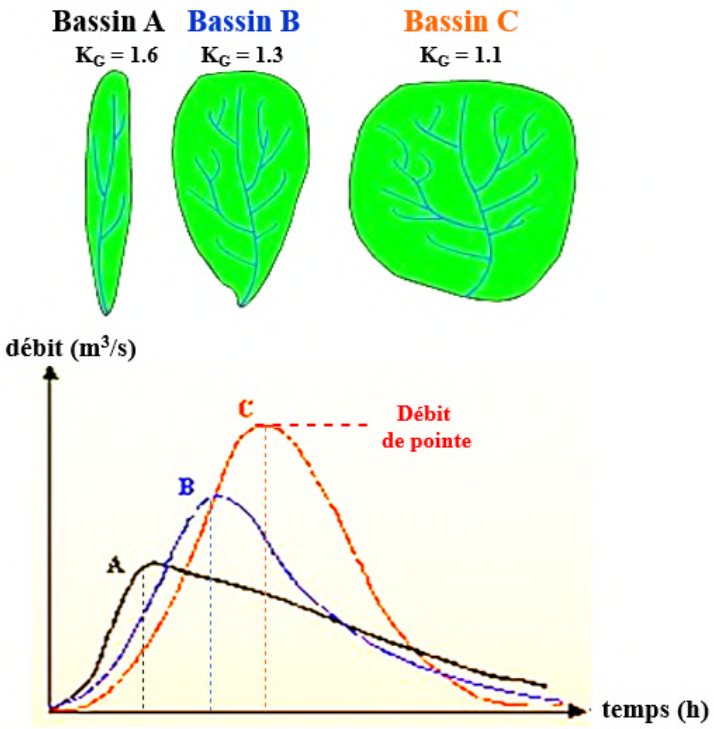


Figure 36 : Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue

2.4.2.3 Relief

L'influence du relief sur l'écoulement se conçoit aisément, car de nombreux paramètres hydrométéorologiques varient avec l'altitude (précipitations, températures, etc.) et la morphologie du bassin. En outre, la pente influe sur la vitesse d'écoulement. En hydrologie, le relief se détermine lui aussi au moyen d'indices ou de caractéristiques suivants :

— La courbe hypsométrique.
— Les altitudes caractéristiques.
— La pente moyenne du bassin versant.

2.4.2.3.a Courbe hypsométrique

Elle fournit une vue synthétique de la pente du bassin, donc du relief. Cette courbe représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle

porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude (**Figure 37**).

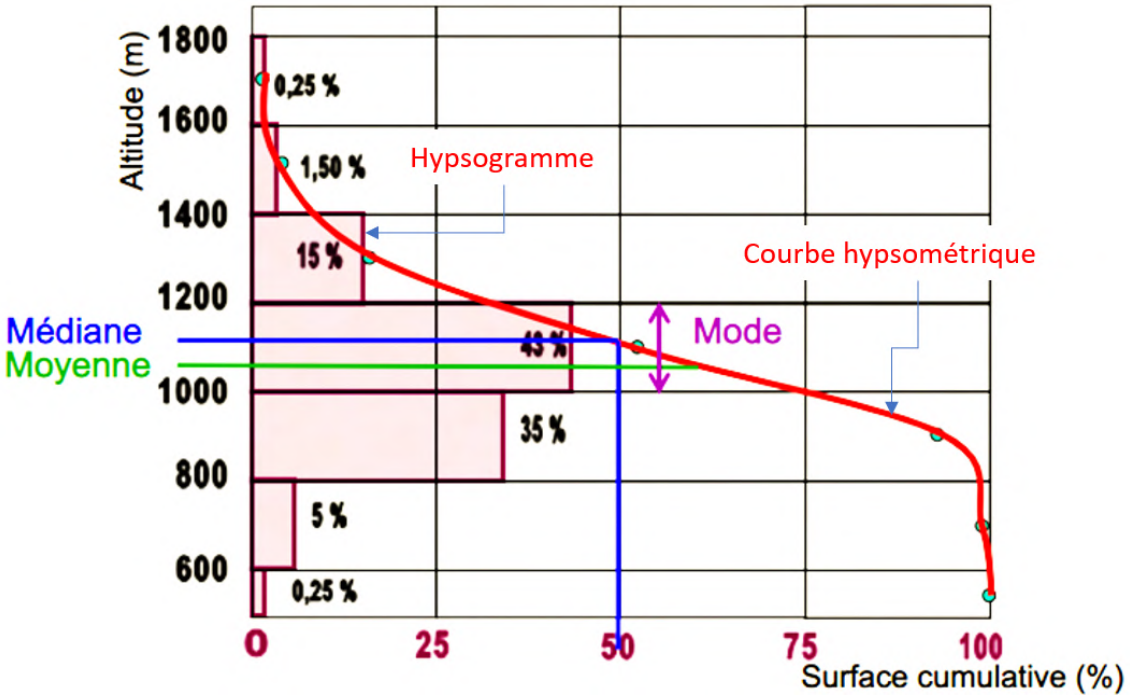


Figure 37 : Courbe hypsométrique et courbe des fréquences altimétriques

Cette courbe, qui permet de juger de l'âge et du degré d'érosion des bassins versants, constitue aussi un outil de comparaison entre des sous bassins versants. En effet, la forme de la courbe hypsométrique est caractéristique de l'état de maturité du relief (jeune, en équilibre et vieux) ainsi que de sa capacité érosive (**Figure 38**) :

— **Bassin jeune** : superficie faible par rapport au changement d'altitude initiale, ce qui est caractéristique des bassins abrupts.

— **Bassin « mature »** 'intermédiaire' entre le jeune et le vieux bassin.

— **Vieux bassin** : plaine douce près d'un cours d'eau où l'altitude varie très peu malgré une superficie importante

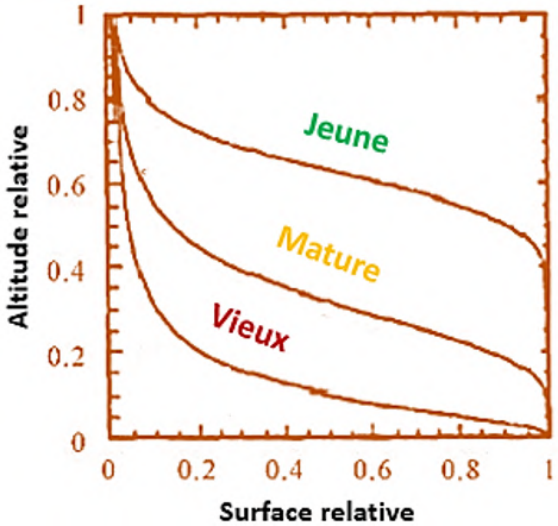


Figure 38 : État de maturité du relief d'un bassin versant (Strahler, 1952)

2.4.2.3.b Altitudes caractéristiques

- L'altitude médiane : correspond au point d'abscisse 50% sur la courbe hypsométrique (**Figure 37**).

- Mode ou altitude la plus fréquente du bassin : c'est l'altitude correspondante au maximum de superficie sur la courbe hypsométrique (**Figure 37**).

- L'altitude moyenne (Hmoy) est décrite comme suit :

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i \cdot h_i}{A}$$

Où :

- H moy : altitude moyenne du bassin [m] ;
- Ai : aire comprise entre deux courbes de niveau [km²] ;
- hi : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;
- A : superficie totale du bassin versant [km²].

2.4.2.3.c Pente moyenne

La pente influence l'écoulement superficiel des eaux : ruissellement de surface et écoulement hypodermique. Elle accélère le ruissellement sur les versants et détermine en partie le temps de réponse du cours d'eau aux impulsions pluviométriques. La pente moyenne est définie comme suit :

$$Pente_{moy} = \frac{2 * H_{moy}}{L}$$

Où :

- H moy : altitude moyenne du bassin (m) ;
- L : longueur du cours d'eau principal (km).

2.4.3 Réseau hydrographique

Le **réseau hydrographique** se définit comme l'ensemble des cours d'eau naturels ou artificiels, permanents ou temporaires, qui participent à l'écoulement. Le réseau hydrographique est sans doute une des caractéristiques les plus importantes du bassin (**Figure 39**).

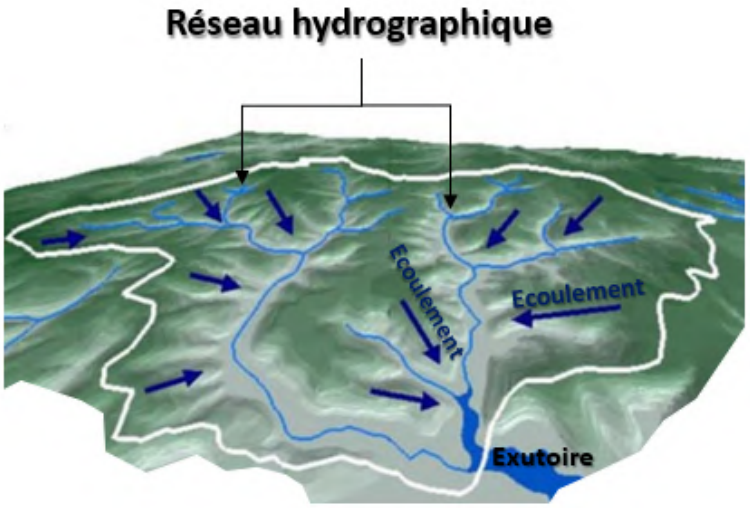


Figure 39 : Réseau hydrographique d'un bassin versant

Le réseau hydrographique peut prendre une multitude de formes. La différenciation du réseau hydrographique d'un bassin est due à quatre facteurs principaux :

- **La géologie** : par sa plus ou moins grande sensibilité à l'érosion, la nature du substratum influence la forme du réseau hydrographique. Le réseau de drainage n'est habituellement pas le même dans une région où prédominent les roches sédimentaires, par comparaison à des roches ignées (provenant du refroidissement du magma). La structure de la roche, sa forme, les failles, les plissements, forcent le courant à changer de direction.

- **Le climat** : le réseau hydrographique est dense dans les régions montagneuses très humides et tend à disparaître dans les régions désertiques.

- **La pente du terrain** : elle détermine si les cours d'eau sont en phase érosive ou sédimentaire. Dans les zones plus élevées, les cours d'eau participent souvent à l'érosion de la roche sur laquelle ils s'écoulent. Au contraire, en plaine, les cours d'eau s'écoulent sur un lit où la sédimentation prédomine.

- **La présence humaine (Effet anthropique)** : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé originel du réseau hydrographique.

2.5 Bilan hydrologique

L'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut donc se faire à l'aide d'une équation de bilan appelée **bilan hydrologique** qui représente le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace (entité naturelle en générale) et dans le temps, à savoir l'année hydrologique (période d'une année très souvent différente de l'année civile) (**Figure 40**).

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

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

Avec :
P : précipitations (liquide et solide) [mm],
S : ressources (accumulation) de la période précédente (eaux souterraines, humidité du sol, neige, glace) [mm],
R : ruissellement de surface et écoulements souterrains [mm],
E : évaporation (y compris évapotranspiration) [mm],
S + ΔS : ressources accumulées à la fin de la période [mm].

Sous sa forme la plus générale et pour une période déterminée (mois, année), ce bilan peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante :

$$\mathbf{E = I - O \pm \Delta S}$$

Avec :
E : évaporation [mm] ou [m^3/s],
I : flux d'eau entrant [mm] ou [m^3/s],
O : flux d'eau sortant [mm] ou [m^3/s],
ΔS : variation de stockage [mm] ou [m^3/s].

Si l'on considère que la variation de stock est nulle d'une année à une autre, la différence entre les débits entrants (les précipitations) et sortants correspond au **déficit d'écoulement**. Ce déficit d'écoulement représente essentiellement les pertes dues à l'évaporation. Il peut être estimé à l'aide de mesures (pluies et débits) ou de méthodes de calcul (formules de Turc et Coutagne).

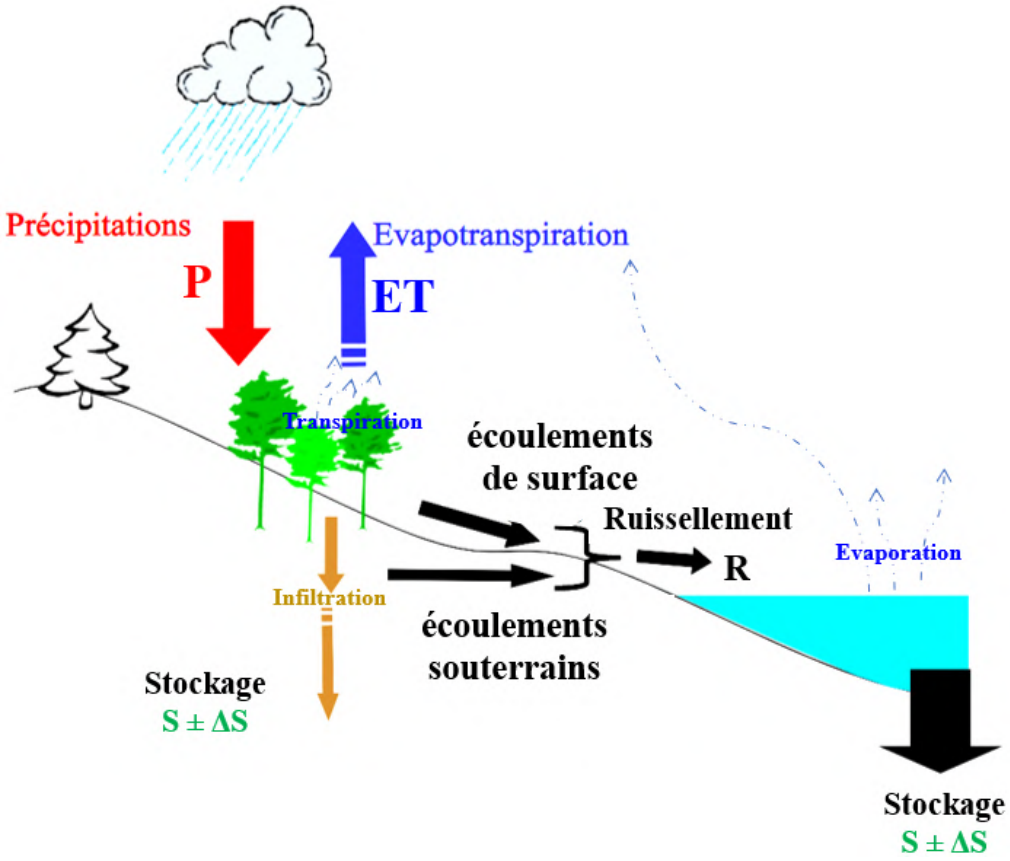


Figure 40 : Schématisation du bilan hydrique

CHAPITRE 3

NOTIONS D'HYDROGÉOLOGIE

3.1 Définition

L'hydrogéologie (hydro : eau, géologie : science de la terre), est la science qui étudie **l'eau souterraine**. L'hydrogéologie étudiée les facteurs géologiques, hydrologique et les lois physiques qui gouvernent la distribution, la circulation et le stockage des eaux souterraines dans les sols et les roches. L'hydrogéologie cartographie et identifie les voies d'écoulement et de recharge, et évalue la composition chimique et la qualité des eaux souterraines. Elle applique ces connaissances dans la prospection, le captage et la protection des eaux souterraines.

3.2 Eaux souterraines

Les eaux souterraines sont toutes les eaux se trouvant dans le sous-sol. Elle désigne principalement l'eau présente dans **la zone saturée** du sous-sol, l'eau constituant les **nappes souterraines**, mais n'exclut pas l'eau, fixée ou en mouvement, de **la zone non saturée ou zone vadose** du sous-sol (**Figure 41**).

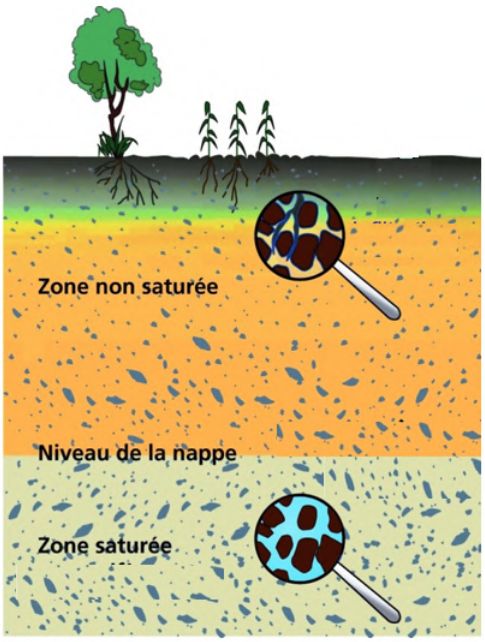


Figure 41 : Schéma distinctif zone saturée/ zone non saturée

3.2.1 Aquifère

Un **aquifère** (du grec aqua : eau, fere : transporter) est un corps (couche, massif) de roches perméables comportant une zone saturée (ensemble du milieu solide et de l'eau contenue) suffisamment conducteur d'eau souterraine pour permettre l'écoulement significatif d'une nappe souterraine et le captage de quantités d'eau appréciables. Un aquifère peut comporter une zone non saturée. Un **aquifère** correspond donc à une ou plusieurs formations géologiques poreuses et perméables ; qui ont la capacité de permettre l'écoulement de l'eau et de l'emmagasiner. Elles présentent en plus des particularités liées à la nature géologique et à la géométrie des formations rocheuses qui les constituent, mais aussi à leur caractère libre ou captif et aux autres milieux aquatiques avec lesquels ils échangent.

Les deux critères essentiels pour qu'un milieu soit aquifère sont sa **porosité** - présence d'espaces vides dans la roche, les pores - et sa **perméabilité** - capacité à laisser circuler l'eau. Trois types d'aquifères peuvent se distinguer sur la base de ces paramètres. Les roches imperméables ne constituent pas un aquifère, puisque l'eau ne peut pas y pénétrer (**Figure 42**) :

— **Les aquifères poreux ou fracturés** sont composés de roches sédimentaires qui peuvent être meubles poreuses (sables, graviers) ou dures fracturées (calcaire, craie). Poreux et perméables, ces aquifères étendus et parfois très épais peuvent abriter de grands volumes d'eau. Situés surtout dans les bassins sédimentaires et les vallées des rivières, ils peuvent être superposés les uns aux autres.

— **Les aquifères fissurés** stockent de petites quantités d'eau. Ils sont constitués de roches très peu poreuses et imperméables (schistes par exemple), où l'eau ne peut circuler que par les fissures et les failles. Le volume d'eau stocké dépend donc de l'altération des roches, c'est à dire de l'abondance des fissures et des failles. Les aquifères fissurés se trouvent notamment dans les massifs montagneux.

— **Les aquifères karstique**s sont des cas particuliers, liés au caractère soluble de certaines roches. Dans ces secteurs, des réseaux de drainage souterrain s'organisent avec des espaces vides élargis par la dissolution de la roche, qui peuvent atteindre la taille de gouffres ou cavernes. Les écoulements d'eau sont très rapides et constituent parfois de véritables rivières souterraines.

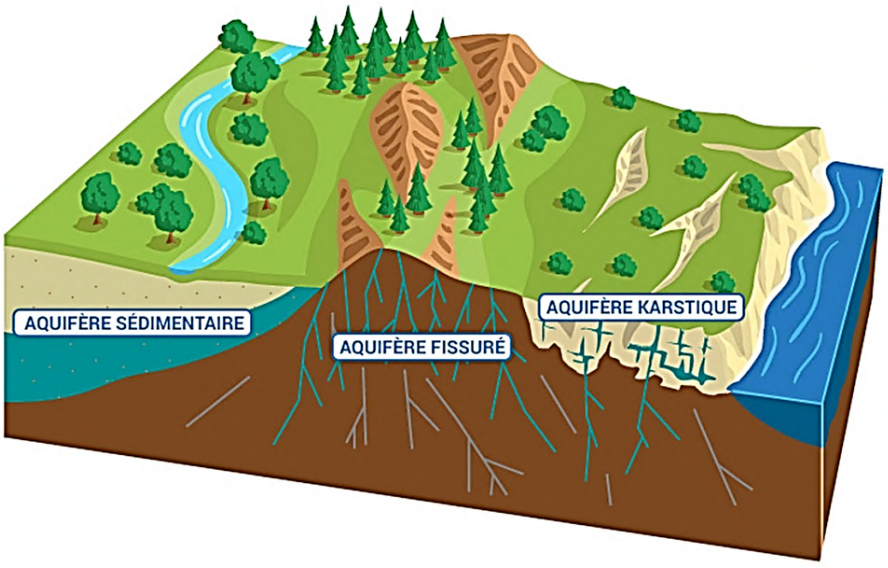


Figure 42 : Différents types d'aquifères

3.2.2 Nappe d'eau souterraine

Une nappe d'eau souterraine est définie comme "l'ensemble des eaux comprises dans la zone saturée d'un aquifère, dont toutes les parties sont en liaison hydraulique". Les nappes correspondent donc à la partie de l'aquifère saturée en eau. On distingue deux principaux types de nappes d'eaux souterraines (**Figure 43**) :

3.2.2.1 Nappe libre

Une **nappe libre** est une nappe contenue dans une couche perméable partiellement saturée en eau et reposant sur une couche imperméable ou semi-perméable. La surface libre (surface ou niveau piézométrique) est égale à la pression atmosphérique (communication directe avec l'air libre à travers les interstices). Un aquifère libre comporte, au dessus de la zone saturée en eau, une zone non saturée.

La nappe d'eau que l'on rencontre à faible profondeur est appelée **nappe phréatique** (de grec phréar : puits). Elle alimente traditionnellement les puits et les sources en eau potable.

Le **niveau**, la **cote** ou **la surface piézométrique** est le niveau atteint par l'eau dans un forage lorsqu'elle se stabilise. C'est aussi **l'altitude** ou **la profondeur** par rapport à la surface du sol de la limite entre la zone saturée et la zone non saturée dans une formation aquifère. Ce niveau est mesuré à l'aide d'un piézomètre.

3.2.2.2 Nappe captive

Une nappe captive est une nappe qui est surmontée par une formation géologique imperméable (ou peu perméable). La pression de l'eau à la surface de la nappe captive est supérieure à la pression atmosphérique. Lorsqu'un puits l'atteint, l'eau remonte dans le puits plus haut que le toit de l'aquifère, pouvant éventuellement jaillir à la surface (**puits artésien**).

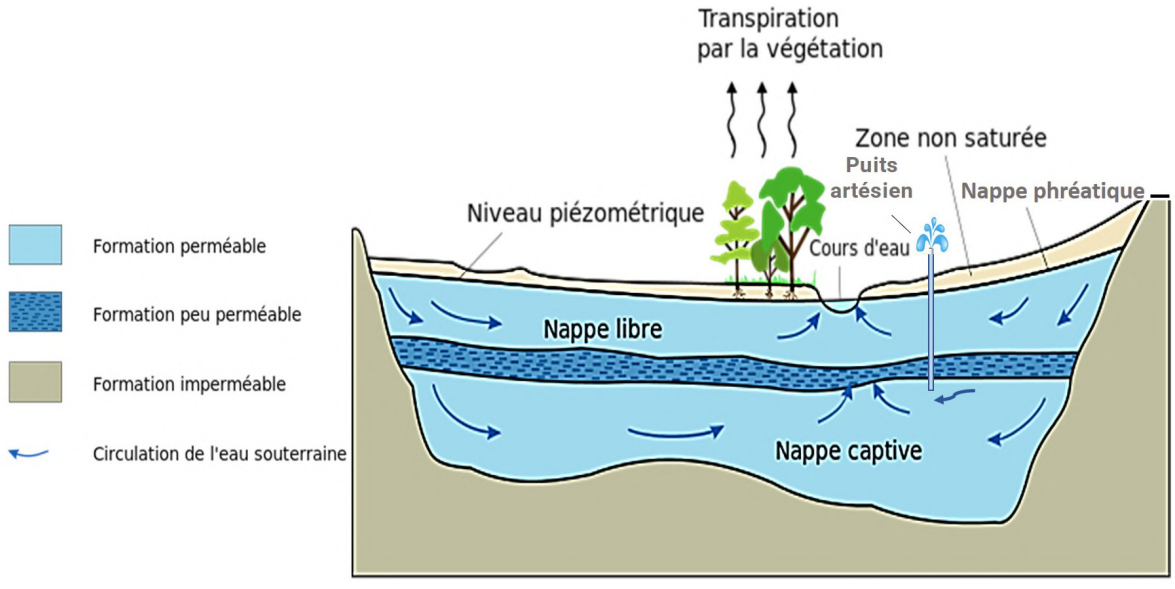


Figure 43 : Coupe schématique présentant une nappe libre et une nappe captive

3.3 Approvisionnement en eau

L'approvisionnement en eau d'un particulier ou d'une collectivité implique au préalable la découverte d'une ressource en eau de qualité, son captage, son transport, son traitement (même pour les eaux de qualité) et sa distribution collective et individuelle (réseau public, plomberie domestique), avant sa consommation au sens large du terme.

Il y a lieu de remarquer que l'eau, quel que soit son usage, n'est que très partiellement consommée par l'usager. Elle ne fait que transiter pour la plus grande part, en se polluant. L'approvisionnement en eau a ainsi pour conséquence, tout au moins pour les collectivités, la création d'une pollution. Il ne peut donc être dissocié de la collecte et de l'épuration des eaux usées.

L'eau brute provient d'un cours d'eau ou d'une nappe d'eaux souterraines. Elle est ensuite dirigée vers une usine d'eau potable où elle passe par plusieurs étapes de purification à l'aide de procédés physiques, chimiques et biologiques. Après ce processus, l'eau devient potable et elle est distribuée aux consommateurs. Une fois usée, l'eau est recueillie et acheminée vers les usines de dépollution pour ensuite être déversée dans la nature.

Les grandes étapes dans le cycle d'approvisionnement en eau sont (**Figure 44**) :

— **Captage** : prélèvement de l'eau des bassins naturels. Le captage des eaux superficielles concerne les eaux des oueds, des barrages de dérivation. Le captage des eaux souterraines concerne les sources, des nappes peu profondes et des nappes profondes (profondeurs supérieures à 50 m).

— **Transport** : acheminement de l'eau vers les usines de traitement. Le transport se fait à surface libre (canaux ou aqueducs à écoulement libre) ou sous pression (conduites en charge) et souvent en ouvrages mixtes : canal (couvert ou non) dans les parties de faibles variations de relief, conduite pour la traversée des vallées, tunnel pour la traversée d'obstacles montagneux.

— **Traitement et production** : transformation de l'eau brute en eau potable. En principe, l'eau destinée à l'adduction au réseau public est d'abord traitée juste après pompage par pré-oxydation au chlore, à l'ozone ou au permanganate de potassium, puis clarifiée par décantation, filtration et/ou coagulation/floculation, avant d'être affinée par filtration au charbon actif ou à l'ozone. Enfin, elle subit une désinfection par membrane et filtre ultraviolet ou par oxydation chimique via des agents chlorés. La qualité de l'eau potable doit présenter un certain nombre de caractères physiques, chimiques, biologiques et en outre répondre à des critères organoleptiques essentiels (incolore, insipide, inodore, fraîche) appréciés par le consommateur.

— **Relevage et distribution** : alimentation en eau potable des consommateurs. Le relevage est obtenu au moyen de pompes entraînées par des moteurs électriques ou diesel. L'adduction débouche à sa partie aval soit sur un réservoir ou une chaîne de réservoirs tampons, soit directement sur un réseau de distribution qui fragmente et partage le débit sur la grande surface où se trouvent répartis les consommateurs. Le réseau de distribution est fait de conduites de diamètre moyen en fonte, acier ou plastique renforcé de fibres de verre.

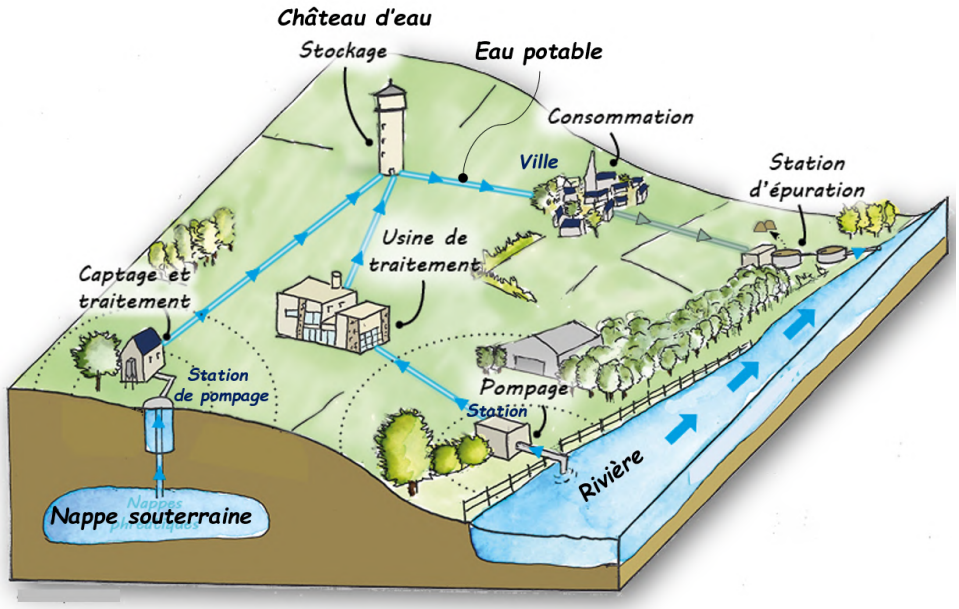


Figure 44 : Approvisionnement en eau potable d'une ville

3.4 Types d'eau dans les aquifères

L'eau d'un aquifère peut être classée de la façon suivante (**Figure 45**) :

— **Eau gravitaire** : fraction de l'eau souterraine qui se draine sous l'action des forces de gravité uniquement. C'est l'eau mobilisable par drainage ou pompage dans un aquifère à nappe libre. On appelle eau gravitaire celle qui est relâchée par le réservoir dont le drainage est assuré librement.

— **Eau de rétention** : fraction de l'eau souterraine maintenue dans les interstices à la surface des grains ou sur des microfissures par la force d'attraction moléculaire. On distingue l'eau pelliculaire et l'eau adsorbée.

— **Eau capillaire** : fraction de l'eau soumise à la force de tension superficielle (ménisque entre les grains) au-dessus de la surface de la nappe (surface où l'eau est à la pression atmosphérique). Cette eau peut être libérée par centrifugation (volume qui dépend de la puissance de la centrifugeuse). Certains auteurs considèrent l'eau capillaire comme partie intégrante de l'aquifère, d'autres la considèrent extérieure à l'aquifère, au-dessus du toit de la nappe.

— **Eau adsorbée ou hygroscopique** : fraction de l'eau qui forme autour des grains solides une pellicule fortement adhérente douée d'une viscosité très élevée et même d'une certaine rigidité. Cette eau ne sera libérée que par évaporation en étuve (110°C pendant 24 heures).

— **Eau de constitution et de cristallisation** : fraction de l'eau qui fait partie de la composition chimique des minéraux.

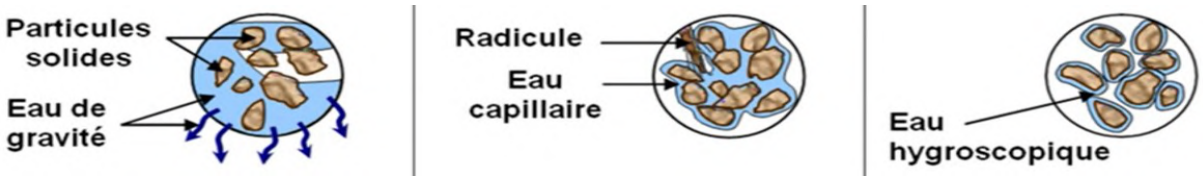


Figure 45 : Schéma de différents types d'eau dans le sol

3.5 Caractéristiques hydrogéologiques du complexe eau / réservoir

Les principaux paramètres régissant l'écoulement des eaux souterraines sont la transmissivité, la perméabilité, le coefficient d'emmagasinement et la porosité efficace. Certains paramètres peuvent être mesurés en laboratoire et sur le terrain. En laboratoire, le complexe eau/réservoir ou aquifère, est caractérisé par un paramètre hydrodynamique important, la porosité efficace. Sur le terrain, les pompages d'essai, l'étude des fluctuations de la surface piézométrique, déterminent les paramètres hydrodynamiques de l'emmagasinement souterrain, dont le principal est le coefficient d'emmagasinement.

3.5.1 Porosité

3.5.1.1 Porosité totale

La **porosité totale** (n) est la propriété d'un corps ou d'un milieu de comporter des vides interconnectés ou non. La porosité totale représente l'ensemble des vides présents dans une roche. Elle s'exprime par le rapport du volume des vides (Vv) au volume total du milieu (V0) (ex : 0,3 ou 30%) :

$$n = \frac{V_v}{V_0}$$

La porosité totale ne dépend pas de la taille des grains mais diminue avec :

— l'hétérogénéité des grains (**Figure 46**)

— l'arrangement des grains (**Figures 47 et 48**)



Figure 46 : Effet de l'hétérogénéité des grains sur la porosité

L'arrangement des grains exprime leur disposition dans l'espace. La porosité est fortement influencée par l'arrangement des grains. Elle décroît de 47.6 % pour l'arrangement

cubique, le plus lâche, à 25.9 % pour l'arrangement rhomboédrique le plus tassé. Une conséquence est la diminution de la porosité avec la profondeur (**Figure 48**).

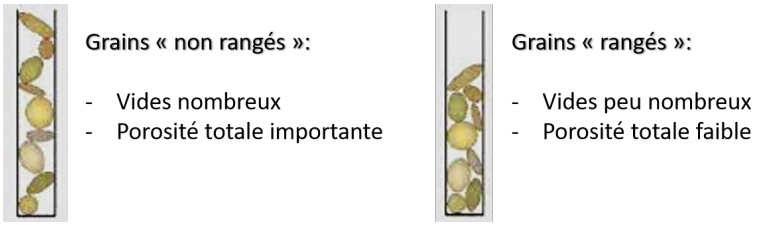


Figure 47 : Effet de l'arrangement des grains sur la porosité



Figure 48 : Relation arragement des grains et porosité

3.5.1.2 Porosité efficace

La **porosité efficace** (ne), exprimée en pourcentage, est le rapport du volume d'eau gravitaire (Vg) que le réservoir peut contenir à l'état saturé, puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total (V0) (**Figure 49**).

$$n_e = \frac{V_g}{V_0}$$

Les vides présents dans la roche peuvent être :

— connectés entre eux, on parle alors de **porosité « ouverte »**

— sans communication, on parle de **porosité « fermée »**

Dans un milieu poreux, l'eau peut se déplacer uniquement dans les vides interconnectés. De plus, les grains retiennent l'eau par capillarité et l'empêchent de circuler librement.

La **porosité efficace** représente le volume d'eau mobilisable par gravité, soit l'« eau libre » (non liée aux grains de la roche par capillarité) et circulant dans les pores « ouverts ». La porosité efficace diminue avec la taille des grains, par exemple les sables présentant plus de porosité « fermée » que les graviers. Elle peut être déterminée en laboratoire ou sur le terrain, par égouttage de la roche.

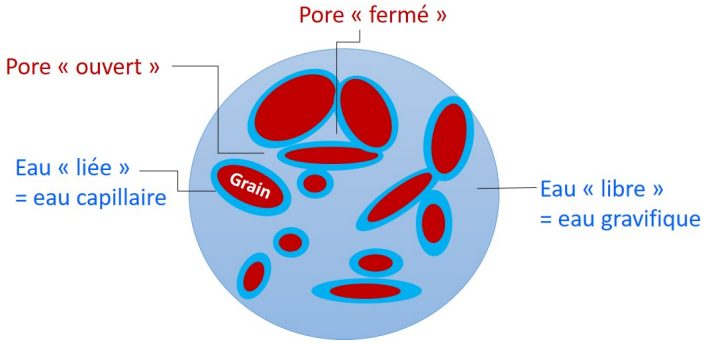


Figure 49 : Notion de porosité

Selon l'écoulement des eaux souterraines, on a les types de porosité suivants :

— **la porosité d'interstice** dans les pores des roches sableuses.

— **la porosité de fissure** dans les fissures et fractures des roches compactes sans pores interconnectés (granites, calcaires...).

— **la porosité de karst** dans les karsts, c'est-à-dire dans des réseaux de galeries ouvertes creusées par l'eau.

D'une manière générale, les roches meubles sont poreuses « en petit » (**porosité d'interstice**) et les roches compactes poreuses « en grand » (**porosité de fissures et de karst**)(**Figure 50**)(**Tableau 2**).

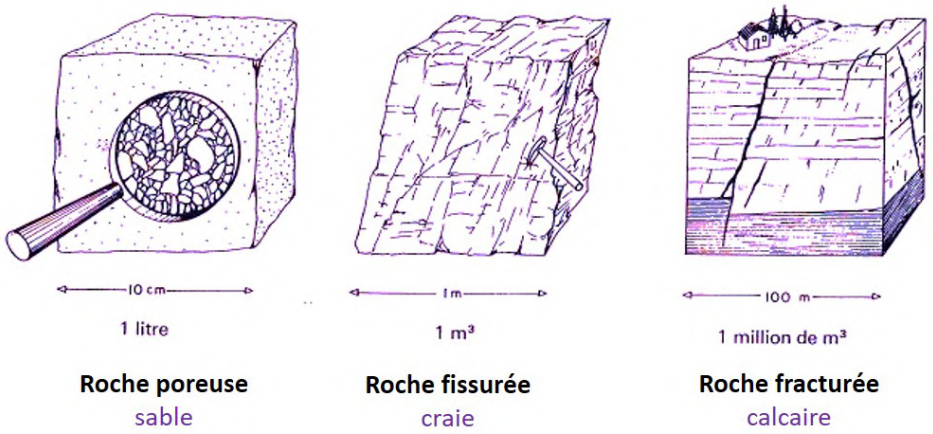


Figure 50 : Typologie des porosités

Tableau 2 : Quelques ordres de grandeurs des valeurs de porosités totale et efficace

Types de réservoirs	Porosité totale	Porosité efficace
Sables	20 à 40 %	10 à 25 %
Craie	10 à 40 %	1 à 5 %
Calcaires massifs fissurés	1 à 10 %	1 à 5 %
Argiles	40 à 50 %	1 à 2 %

3.5.2 Perméabilité

La perméabilité (ou vitesse d'écoulement) traduit l'aptitude de la roche à se laisser traverser par l'eau, sous l'effet d'une pression (ou gradient hydraulique). Plus la perméabilité est élevée, plus l'eau s'écoulera vite. Cette perméabilité est due à l'existence d'une porosité efficace, c'est-à-dire à l'existence de vides interconnectés.

Selon le type de porosité, il existe une perméabilité « en petit » (circulation dans les pores) et une perméabilité « en grand » (circulation dans les fissures, fractures, karsts...) qui peuvent cohabiter au sein d'une même roche (craie fissurée ou karstique par exemple).

Le coefficient de perméabilité (K) est le volume d'eau gravitaire en m^3 traversant en une seconde, sous l'effet d'une section en m^2 orthogonale à la direction de l'écoulement, à la température de 20 °C (**Tableau 3**).

Tableau 3 : Valeurs, facteurs et degrés de la perméabilité

K(m/s)		10^{2}	10^{1}	1	10^{-1}	10^{-2}	10^{-3}	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10^{-8}	10^{-9}	10^{-10}	10^{-11}
Granulométrie	homogène	Gravier pur				Sable pur		Sable très fin			Silt			Argile	
	variée	Gravier gros et moyen		Gravier et sable			Sable et argile-limons								
Degrés de perméabilité		Très bonne						Mauvaise						Nulle	
Types de formations		Perméables						Semi-perméables						Imperméables	

3.5.3 Transmissivité

La transmissivité caractérise la productivité d'un captage dans un aquifère. C'est le produit du coefficient de perméabilité K par l'épaisseur de la zone saturée h.

$$\mathbf{T\ (m^2/s) = K\ (m/s)\ .\ h(m)}$$

3.5.4 Coefficient d'emmagasinement

Le **coefficient d'emmagasinement** (S) représente la quantité d'eau libérée sous une variation unitaire de la charge hydraulique, c'est-à-dire sous l'effet d'une baisse du niveau d'eau. Il conditionne l'emmagasinement de l'eau souterraine mobile dans les vides du réservoir (**Figure 51**).

Dans un aquifère libre, l'eau est libérée par l'action des forces de gravité (drainage). Le coefficient d'emmagasinement est égal, en pratique, à la porosité efficace et sa signification est indépendante du temps. Les valeurs usuelles vont de 1 % pour certains limons et jusqu'à 30 - 40 % pour des alluvions grossières.

Dans un aquifère captif ou semi-captif, l'expulsion de l'eau est le résultat de la compression de l'aquifère et de la baisse du niveau statique lors du pompage provoquant une baisse de pression. Le coefficient d'emmagasinement (S) est ici de 100 à 1 000 fois (voire 10 000 fois) plus petit. Les valeurs usuelles se situent entre 0,1 et 0,01 %.

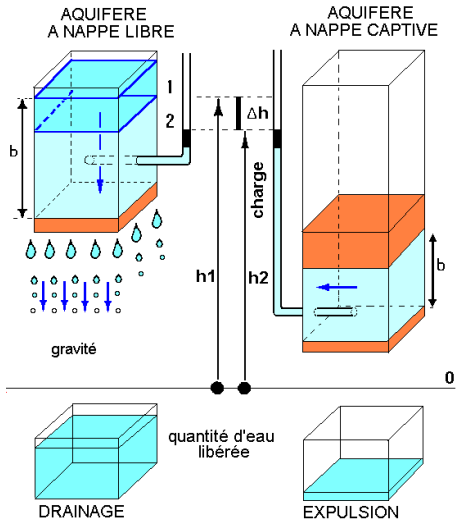


Figure 51 : Variation de charge et volume d'eau libérée (Castany, 1967)

3.6 Eaux dans les roches karstiques

3.6.1 Définition

Le mot **karst** est un nom allemand de la région des plateaux calcaires de "Slovénie" dont le nom slave est Kras. Le **karst** est constitué de formes superficielles et souterraines qui résultent de la dissolution de roches carbonatées (calcaires, dolomies) par l'eau rendue acide par le gaz carbonique de l'air des sols. Les vides ainsi créés permettent l'écoulement et le stockage de l'eau souterraine. Cet ensemble de processus qui transforment une simple formation calcaire ou dolomitique en un massif karstique avec dolines, gouffres, grottes, rivière souterraine et source bien individualisée est appelé **karstification** .

3.6.2 Processus de formation du karst

Le processus de karstification ou « Karstogenèse », qui englobe les différentes phases de formation d'un karst, nécessite la coexistence de (**Figure 52**) :

— L'eau H2O pour dissoudre la roche.

— L'acide carbonique CO2, qui représente le moteur de cette dissolution par l'acidité qu'introduit.

— Et un gradient hydraulique, pour évacuer les matières dissoutes et renouveler l'eau (gravité...).

Tout le phénomène se passe suivant deux équations principales :

— Équation de la dissolution du CO2 dans l'eau :
CO2 + H2O.....H2CO3 (l'acide carbonique)
puis :
H2CO3.....H+ + HCO3- (les bicarbonates).

— Équation de la dissolution de la calcite (CaCO3) :
CaCO3 + H2O + CO2.....Ca2+ + 2 HCO3-.

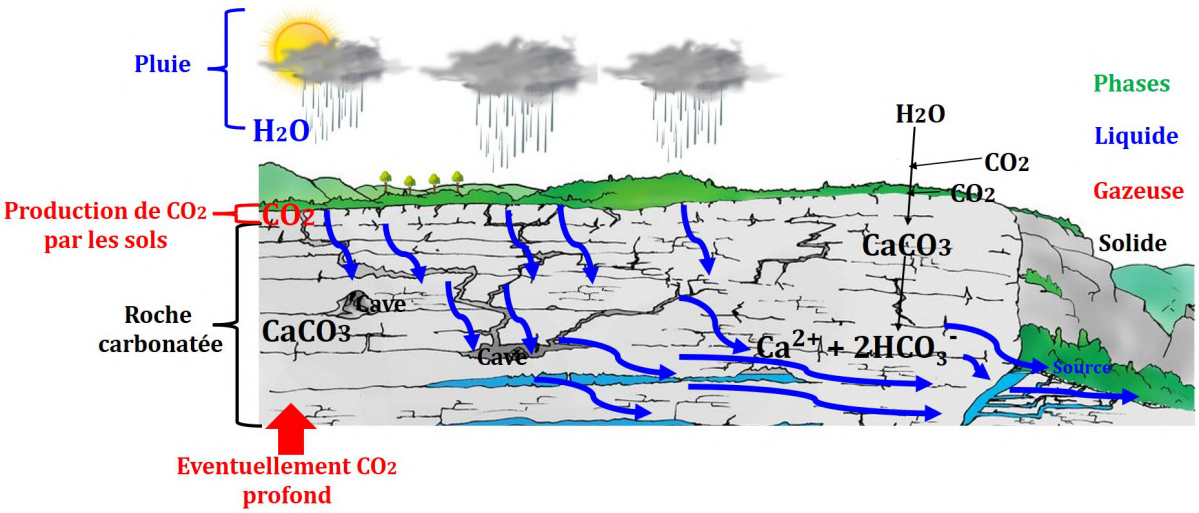


Figure 52 : Schéma de dissolution des roches carbonatées (modifié d'après Bakalowicz, 2002) (karstification = Création de vides dans la roche)

3.6.3 Morphologie karstique

Les formes d'érosion qui résultent de la dissolution de roches (surtout calcaires) par les eaux douces sont très particulières : elles reçoivent le nom de morphologie karstique d'après une région de la Croatie. La morphologie karstique comporte des **formes de surface** et des **formes souterraines** (**Figure 53**).

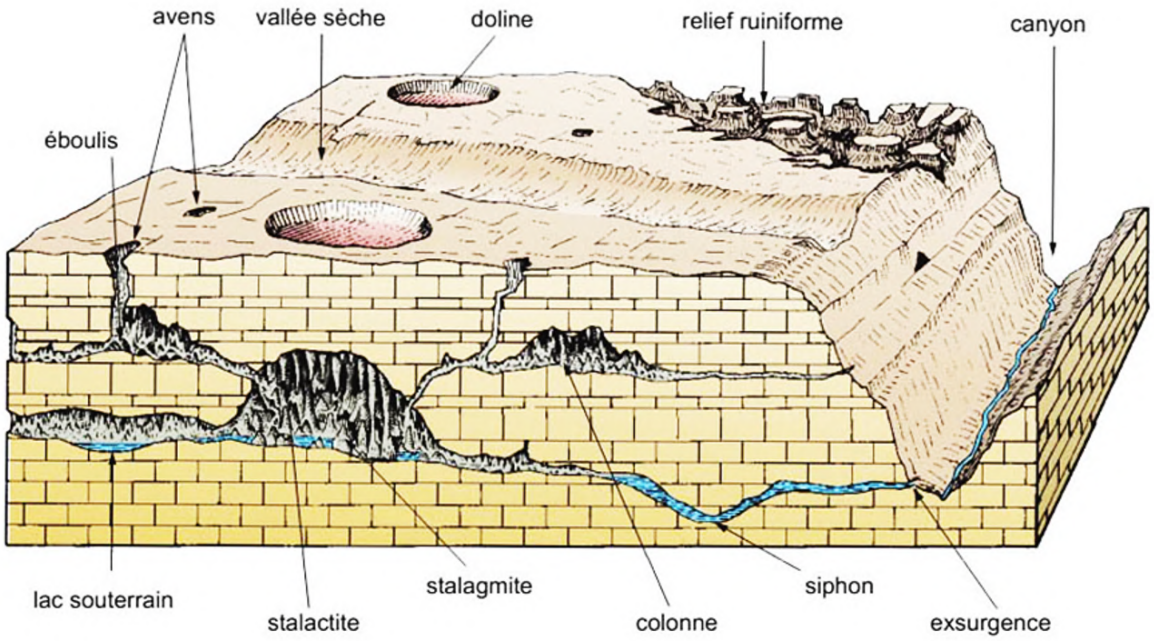


Figure 53 : Paysage karstique modélisé

- **Les formes superficielles** sont caractérisées par les dépressions fermées comme les lapiés, les dolines, les ouvalas, les poljés et les canyons (gorges) :

Le lapiaz (ou lapiés, lapiès, lapiez) est une surface creusée de cannelures ou de rigoles, larges de 1 cm à 1 m, séparées par des lames tranchantes (photo).


Lapiés d'Innerbergli, Glarus Süd, Switzerland

Le relief ruiniforme présente un aspect de ruines (d'où son nom). Il s'agit de formes dues à l'érosion lorsque le sous-sol est hétérogène (calcaires et dolomies par exemple, ou grès et calcaires). L'action de l'érosion est inégale, les roches les plus résistantes (aux agressions physiques ou chimiques) formeront des reliefs alors que les roches les moins résistantes disparaîtront et formeront des parties en creux (photo).


Paysage ruiniforme, Montpellier le Vieux, Aveyron, France

La doline est une dépression circulaire dont le fond plat est occupé par de la terra rossa, résidu argileux rouge de la dissolution des calcaires (photo).


Doline sur le causse de Sauveterre, Lozère, France

Les ouvalas sont les grandes dépressions formées par l'interjonction de plusieurs dolines, leur diamètre dépasse 500 mètres et peut atteindre plusieurs kilomètres (photo).


Vercors, Grand Veymont, France

Les poljés dépassent en dimension les ouvalas, ils représentent donc les plus grandes formes karstiques, et dont le fond plat est parfois accidenté par des reliefs résiduels ou hums (photo).


Poljé de Caussols (Alpes maritimes)

Les vallées sèches sont fréquentes et dues à l'enfoncement souterrain d'une grande partie du réseau hydrographique, les rivières aériennes ayant creusé de profonds canyons. **Les avens** sont des gouffres qui s'ouvrent sur les profondeurs. Les embuts, ou puits absorbants, sont de petits avens souvent situés dans des dolines et par où l'eau peut s'engouffrer, on les appelle **ponors** dans les poljés.

Une **gorge, canyon ou cañon**, est un passage encaissé entre deux reliefs résultant de l'érosion hydrique sur tout type de roche mais préférentiellement sur les sédimentaires (photo).


Canyon du Sumidero, Mexique

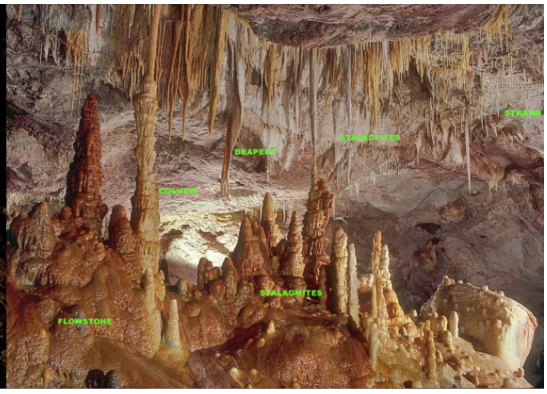
- **Les formes souterraines** comprennent essentiellement des grottes ou cavernes souterraines, galeries tantôt sèches, tantôt suivies par des rivières souterraines :

  Les cavités sont dues principalement au travail des rivières souterraines selon les joints des terrains (stratification ou diaclases). Les eaux peuvent provenir de l'absorption d'une rivière aérienne par une perte, et ressortir sous forme d'une source à fort débit ou **résurgence**. Elles peuvent aussi avoir comme origine unique l'infiltration, et la source correspondante est alors nommée **exsurgence**. Ces rivières se

raccordent à un cours d'eau aérien constituant, localement, leur niveau de base. Elles tendent ainsi à s'enfoncer avec lui de telle sorte qu'on a souvent un réseau de galeries souterraines étagées, les plus hautes qui sont en principe les plus anciennes, étant, la plupart du temps au moins, vides d'eau. La surface de ces rivières est souvent libre, mais il arrive que l'eau touche le sommet de la galerie : on a alors un **siphon ou voûte mouillante**. Les galeries s'élargissent parfois en salles, souvent dues à des éboulements de la voûte. De nombreuses concrétions de calcite (**stalagmites, stalactites, colonnades, draperies**) ornent plafonds et planchers (photos).



Gouffre (ou aven) Friouato, Taza, Maroc



stalagmites, stalactites, colonnades, draperies

3.6.4 Facteurs influençant la karstification

Parmi les facteurs de la karstification nous citons ici :

— **les facteurs lithologiques** : les karsts les plus développés se trouvent dans les roches carbonatées pures (avec plus de 90 % de CaCO3)

— **les facteurs structuraux** : dans les pays calcaires la structure joue un grand rôle dans la forme des karsts (structure plissée : karsts « barrés », structures allongées : karsts de directions parallèles, la structure monoclinale des bancs calcaires commande la direction d'écoulement des eaux)

— **les facteurs météorologiques** : la pluie entraine une diminution de la concentration en sels dissous. La neige si elle fond peut attaquer plus efficacement le calcaire.

— **les facteurs proprement climatiques**, telles les différences d'altitudes ou de continentalité peuvent entraîner une différenciation des modelés karstiques selon les régions, les fortes précipitations, l'action du dioxyde de carbone d'origine biologique.

— **la part de la dissolution et celle de l'érosion mécanique** : dans la plupart des cas la dissolution est le facteur déterminant, car seul la corrosion peut faciliter l'érosion mécanique.

3.6.5 Aquifère karstique

L'aquifère karstique est un aquifère dont les conditions et le comportement correspondent au karst : hétérogénéité, discontinuités (compartimentage du réservoir), prédomi-

nance de l'écoulement des eaux souterraines par chenaux et conduits de grande dimension (conduits karstiques) à fonction collectrice ou distributrice, existence possible de cavités de grande capacité, large prépondérance de l'écoulement souterrain dans l'écoulement total du domaine correspondant.

L'illustration ci-dessous (**Figure 54**), permet de représenter les caractéristiques d'un système karstique « classique ». On peut distinguer du haut vers le bas :

- L'**épikarst** (ou zone épikarstique) qui concentre et stocke une partie des infiltrations depuis la surface.

- La **zone d'infiltration** composée de :

— La zone vadose (non saturée) de l'aquifère au sein de laquelle des écoulements lents prennent place dans les fines fissures et des écoulements rapides au niveau de conduits verticaux plus ou moins connectés au réseau de conduits karstiques de la zone noyée.
— La zone épinoyée qui est la zone de battement de la nappe (variation du niveau de la nappe entre les périodes d'étiage et de crue).

- La **zone noyée** (saturée) qui se développe principalement à l'aval. Elle s'organise autour d'un axe de drainage ou d'un réseau de conduits karstiques en relation avec la roche encaissante, fissurée et pouvant comprendre des vides de grande taille organisés en ensembles individualisés, dénommés « systèmes annexes au drainage » par Mangin (1975). Ces « systèmes annexes au drainage » sont en connexion hydraulique avec les conduits du réseau de drainage souterrain.

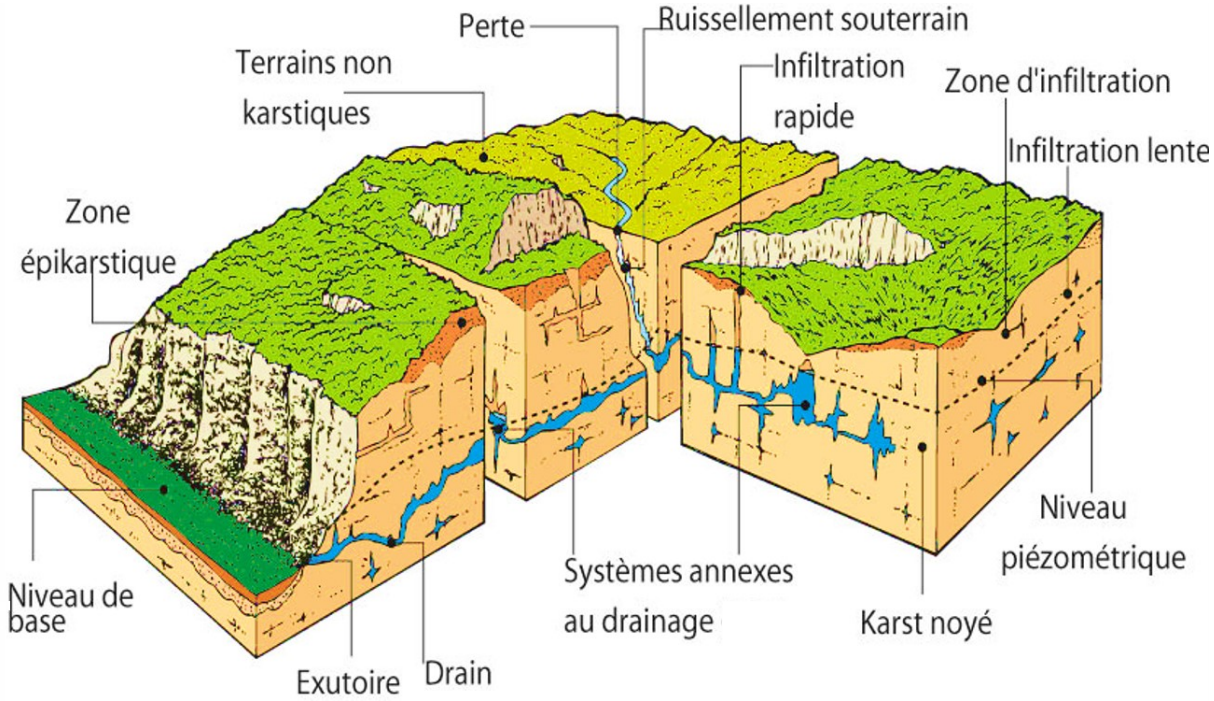


Figure 54 : Aquifère karstique (Mangin, 1975)

3.7 Hydrothermalisme continental

3.7.1 Définition

L'hydrothermalisme est le processus de circulations des eaux chaudes liées à la fin d'une éruption volcanique, ou à celle de la cristallisation d'un magma, et aux sources qui peuvent, éventuellement en résulter.

3.7.2 Fonctionnement du système

L'hydrothermalisme constitue un cas particulier chez les eaux souterraines. On sait que la température du sous-sol augmente avec la profondeur. Cette augmentation de température est de l'ordre de 30 °C par kilomètre (3 °C par 100 mètres) dans la plupart des terrains où il n'y a pas eu de magmatisme récent : c'est ce que l'on appelle le **gradient géothermique**. Dans les terrains qui ont connu récemment du magmatisme (volcanisme, par exemple), le gradient géothermique est beaucoup plus élevé que 30 °C/km. Des eaux chaudes à très chaudes peuvent remonter à la surface, donnant lieu à de l'**hydrothermalisme** (**Figures 55 et 56**).

Les eaux de surface, c'est-à-dire les eaux de pluies, s'infiltrent dans les fractures de la croute, sont réchauffées et, comme dans le cas de l'hydrothermalisme des fonds océaniques, elles sont ramenées à la surface grâce à ce flux de chaleur qui établit une cellule de convection.

La **convection**, correspond à un transfert de chaleur avec un déplacement de matériau qui conserve pratiquement sa température. Le gradient thermique est alors très faible (de 0,3 °C/km par exemple). Ce mécanisme de transfert d'énergie, très effcace, se met en place lorsqu'un matériau chaud et peu dense est surmonté par un matériau froid et plus dense. La matière chaude a tendance à s'élever et, à terme, à se refroidir. À l'inverse, la matière plus froide et plus dense a tendance à descendre et, à terme, à s'échauffer. Les cellules de convection s'organisent alors.

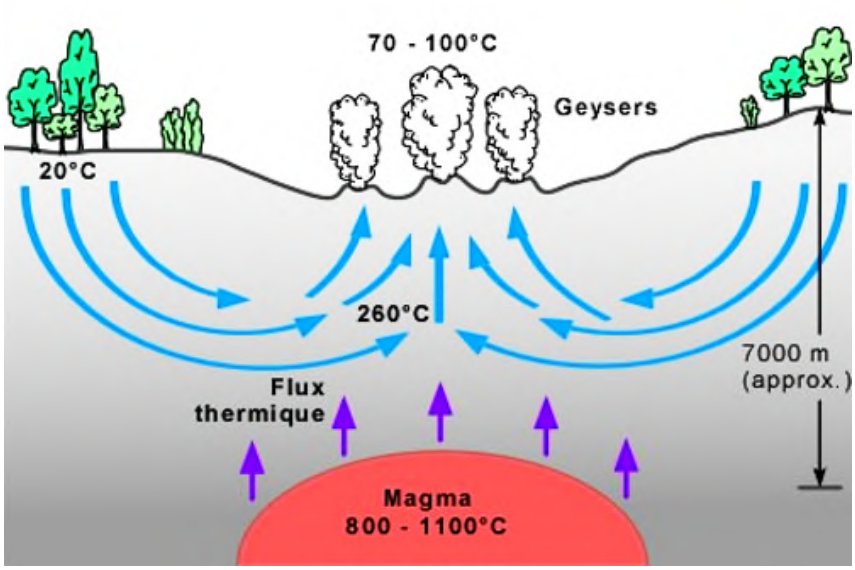


Figure 55 : Mécanisme de formation des eaux thermales

L'eau de mer et les eaux météoriques (eaux douces continentales) pénètrent dans la croûte terrestre perméable et peuvent circuler jusqu'à de grandes profondeurs . La température et la composition chimique (qualité de l'eau) évoluent pendant le transit jusqu'à des degrés divers. Ce sont les interactions entre l'eau et les solides constituant les réservoirs qui engendrent cette évolution. on peut observer les manifestations spectaculaires de l'hydrothermalisme, telles **les geysers, les sources chaudes, les lacs de boues chaudes** et tous les dépôts qui y sont associés (**Figure 56**).

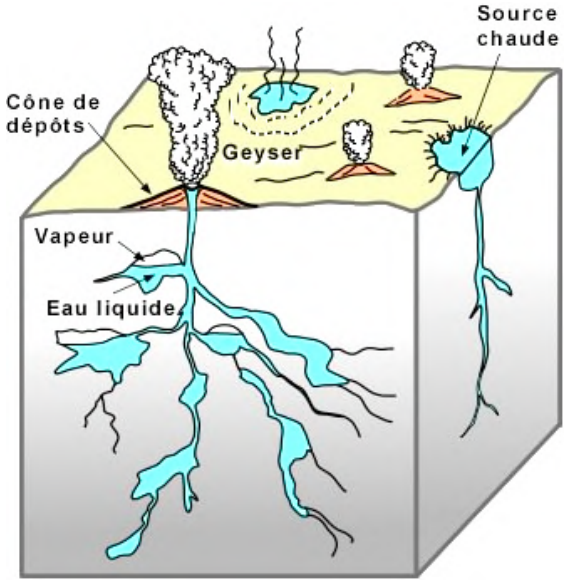


Figure 56 : Réchauffement de l'eau météorique par le gradient géothermique

3.7.3 Quelques manifestations de l'hydrothermalisme terrestre

Un bon exemple d'hydrothermalisme nous est donné par les **geysers** et **sources chaudes du Parc Yellowstone aux U.S.A.** Dans ce parc national américain (nord-ouest du Wyoming), on peut observer les manifestations spectaculaires de l'hydrothermalisme, telles les geysers, les sources chaudes, les lacs de boues chaudes et tous les dépôts qui y sont associés. Cette portion de la plaque continentale nord-américaine se situe au-dessus d'un point chaud qui a produit du volcanisme intraplaque il y a à peine quelques centaines de milliers d'années. Aujourd'hui, le magma se refroidit et la chaleur se dissipe dans la croûte continentale, créant un flux de chaleur constant (Photos ci-dessous).

Le point chaud sous Yellowstone produit un flux de chaleur à travers la croûte continentale 30 fois supérieur au flux de chaleur normal pour la croûte continentale. C'est cette chaleur qui réchauffe les eaux souterraines.

L'hydrothermalisme à Yellowstone est causé par la présence de geysers, sources chaudes, lacs d'eau chaude, étangs de boue, fumerolles, ainsi que plusieurs types de dépôts siliceux et calcaires et autres composants précipités chimiquement à partir des eaux chaudes (photos ci-dessous). A Yellowstone, se trouve la plus grande concentration mondiale de geysers, 300 environ qui représentent les 2/3 des geysers de la planète. Les scientifiques ont démontré qu'il existait à 8000 m sous le Yellowstone la plus grande chambre magmatique jamais découverte. Remplie de magma et de gaz dissous à haute pression, elle pousse lentement le plateau de la caldera vers le haut.

Smith découvrit également qu'à une profondeur de 5 km, la chaleur dépassait 350°C. L'écorce devenait conductrice et ressemblait à du plastique. A terme elle ne pourra jamais supporter le stress provoqué par la pression et la chaleur du magma qui, rappelons-le est à 1500°C. En fait, **les fumerolles, les sources hydrothermales et les geysers** que l'on observe un peu partout à travers le parc représentent des fissures et des cheminées très localisées dans la caldera à travers lesquelles le super-volcan "fuit" et libère lentement son excès de pression.

Le flux de chaleur chauffe l'eau des cavités qui progressivement passe en vapeur. La pression dans les cavités d'un réseau donné augmente progressivement, comme dans une marmite couverte, jusqu'à ce que, la pression devenant trop élevée, la vapeur soit évacuée subitement, vidant tout le réseau, comme lorsque saute le couvercle de la marmite, C'est **le geyser**. Le cycle recommence avec le remplissage à nouveau des cavités par l'eau qui, chauffée, passe en vapeur, puis explose. C'est le cas du **fameux geyser "Old Faithfull"** à Yellowstone qui, depuis des dizaines d'années, fait éruption périodiquement à chaque heure.

A Yellowstone, il n'y a pas que des geysers, il y a aussi des **sources d'eaux chaudes** qui forment des petits chaudrons bouillonnants ou des petits étangs chauds alimentés par des sources provenant d'un réseau où les eaux ne sont pas confinées. Les eaux des sources hydrothermales et des geysers sont chargées en sels minéraux acquis en profondeur. Avec l'écoulement des eaux en surface, ces sels minéraux précipitent pour former des amoncellements de **dépôts siliceux ou calcaires** (Photos).



Hydrothermalisme à Yellowstone



Le "Old Faithful" à Yellowstone



Dépôts calcaires et travertins à Yellowstone



Dépôts siliceux à Yellowstone

3.7.4 Dépôts formés par les eaux hydrothermales

Le **processus hydrothermal** est lié à la circulation de fluides profonds transportant des métaux dans la croûte terrestre. L'origine de ces fluides peut être magmatique ou métamorphique, ou provenir d'eaux météoriques ou connées (que l'on trouve en profondeur dans la croûte terrestre),..etc. Lorsque les fluides sont généralement drainés et piégés dans des fractures de différente taille et géométrie, les minéraux se déposent par précipitation. Les gisements hydrothermaux sont la principale source mondiale pour la majorité des métaux (Pb, Zn, Mo, Ag, Cu, Au, U, les pierres précieuses, l'argile, le quartz). Il existe différents types de gisement hydrothermaux en fonction du contexte géodynamique (limite de plaque, intrusions granitiques, plancher océanique, bassins sédimentaires). Ces gisements se caractérisent par l'origine et la température des fluides porteurs qui contiennent des teneurs non négligeables en CO2 et/ou CH4.

La plupart des stations thermales observent au niveau de leurs ressources des dépôts ayant des formes, couleurs, consistances diverses :

- Carbonate de calcium CaCO3 (calcite, aragonite)
- Sulfate de calcium CaSO4 (anhydrite, gypse)
- Hydroxyde de magnésium Mg(OH)2 (brucite)
- Silicates de calcium dont CaSiO3
- Silicates de magnésium dont MgSiO3
- Silico-aluminate de sodium (analcite)
- Ferro-silicate de sodium (acmite)
- Silice (SiO2)

Mais aussi : travertins, sels, dépôts carbonatés, sulfures de fer ou autres, silicates, etc.

Par exemple, la variété des couleurs (blancs, orange, verts plus ou moins sombres.. (Photo ci-dessous) révèle la variété de la nature des dépôts (carbonates ou hydroxydes de fer) et des organismes à l'origine de certains de ces dépôts. La nature des dépôts blancs parfois bien cristallisés (calcite, aragonite, gypse. . .?) est difficile à déterminer si on ne veut pas faire de prélèvement.



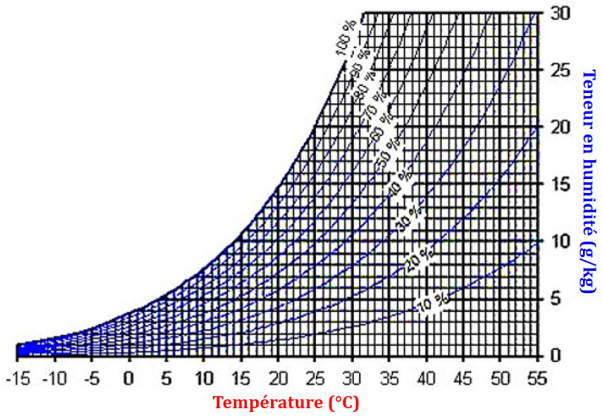
Dépôts et concrétions visibles sur les flancs de la levée de la Source des Suisses,

Plan de Phazy (Hautes-Alpes)

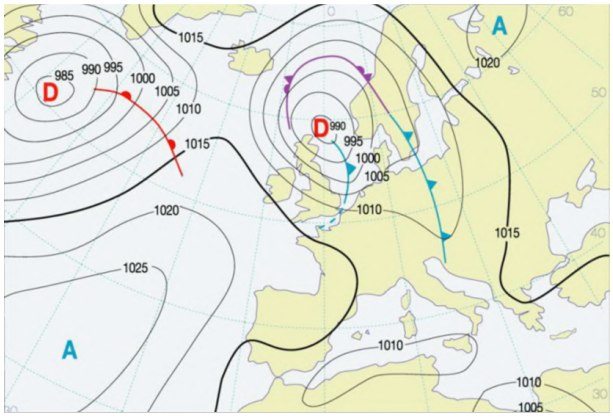
Exercice 1

En utilisant le diagramme de l'air humide ci-dessous, comparer les teneurs en vapeur de saturation pour de l'air à 0 [°C], 10 [°C] et 20 [°C].

- Quelle est l'hygrométrie de l'air si sa température est de 30 [°C] et sa teneur en humidité de 13 [g vapeur/kg air sec] ? Quelle est la teneur en humidité de l'air si sa température est de 18 [°C] et son hygrométrie de 60 % ? Quelle est la température de l'air si sa teneur en humidité est de 8 [g vapeur/kg air sec] et son hygrométrie de 40 % ? Quelle est l'humidité relative de l'air à 20 °C et qu'il contient environ 15 [g vapeur/kg air sec] ? Comment appelle-t-on cette valeur ?



Exercice 2 : Analyser cette carte météorologique.



TD 2 : TRAÇAGE D'UNE COURBE HYPSOMETRIQUE

Exercice

La courbe hypsométrique décrit le pourcentage de l'aire totale du bassin au-dessus ou au-dessous d'une hauteur donnée. Les paramètres de la courbe sont : l'altitude moyenne, l'altitude médiane et la pente moyenne.

À partir des données de répartition hypsométrique présentées au tableau ci-dessous.

Tableau : Données de répartition hypsométrique

Hauteur des courbes de niveau (m)	Superficie entre les courbes (km^2)
305 à 315	5
315 à 325	16
325 à 335	29
335 à 345	57
345 à 355	32
355 à 365	17
365 à 375	11
375 à 385	14
385 à 415	7

Déterminer les altitudes médiane et moyenne, de même que la pente moyenne du bassin versant, si la longueur du cours d'eau principal (oued) est de 12 km.

TD 3 : BASSIN VERSANT ET BILAN HYDROLOGIQUE

Exercice 1 : Caractéristiques du bassin versant

Le bassin versant en une section droite d'un cours d'eau, est défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents à l'amont de cette section. Il est entièrement caractérisé par son exutoire, à partir duquel nous pouvons tracer le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite.

- Calculer l'indice de compacité de Gravélius d'un bassin versant dont la surface totale est 6.5 km^2 et le périmètre est de 14.7 km
- Sachant que la différence d'altitude le long du cours principal est de 220 m et la longueur du cours d'eau = 6.5 km, calculer la pente moyenne du cours d'eau du bassin versant ?

Exercice 2 : Bilan hydrologique

Les données pour un bassin versant de 105 km2, pour une année, sont les suivantes : Précipitations : P=1288 mm, Evaporation : E=610 mm, Débit moyen annuel : R = 2,14 m3/s

- Établissez le bilan hydrologique de l'année ?
- Donnez le stock à disposition à la fin de l'année en admettant un stock initial de 183 mm ?
- Qu'en déduisez-vous quant à la nappe phréatique ? calculer la variation en pourcentage.

RÉFÉRENCES

Castany, G. : Traité pratique des eaux souterraines. - Dunod, 1963

Castany, G. : Prospection et exploitation des eaux souterraines. - Dunod, 1968

Mangin, A., Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques. Thèse, Université Dijon, France, 124, 1975.

Musy, A., Higy, C. : Hydrologie Appliquée, Edition HGA Bucarest, 1998

Musy, A. : Hydrologie Générale. Section SIE et GC. 4ème semestre, 2005

Webographie :
https ://echo2.epfl.ch/e-drologie
https ://sigessn.brgm.fr/
http ://la.climatologie.free.fr/sommaire.htm
https ://fr.wikipedia.org/wiki/Climatologie
https ://fr.wikipedia.org/wiki/Atmosph%C3%A8re_ terrestre
https ://fr.wikipedia.org/wiki/Cycle_ de_ l%27eau
https ://www.lavionnaire.fr/MeteoAtmosphere.php
https ://test.webedu.eduscol.education.fr
https ://www.u-picardie.fr/beauchamp/mbg6/atmos.htm
https ://www.maxicours.com/se/cours/les-zones-climatiques/
https ://www.maxicours.com/se/cours/le-rayonnement-solaire/
http ://medhycos.mpl.ird.fr/en/data/hyd/Drobot/1C.htm
https ://f2school.com/wp-content/uploads/2020/04/Bassin-versant-Cours-03.pdf
https ://www.academia.edu/11355612/Cours_ de_ G%C3%A9odynamique_ externe_ S2_ Module_ 10
https ://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/erosion-karstique.xml
http ://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s3/eaux.souterraines.html
http ://education.meteofrance.fr/dossiers-thematiques/observer-et-mesurer/les-precipitations