

Université 8 Mai 1945 Guelma
Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Nature et de la Vie



Cours de Climatologie

3^{ème} année hydrogéologie
Docteur GHRIEB Lassaad
2019/2020

1. La composition de l'atmosphère

La composition chimique de l'atmosphère comprend pour l'essentiel, de **l'azote** (78%), de **l'oxygène** (21%), des **gaz rares** (Argon, Néon, Hélium...) et dans les basses couches, de la **vapeur d'eau** et du **dioxyde de carbone**.

Les constituants de l'air atmosphérique peuvent être classés en deux catégories :

- les constituants comme l'azote, les gaz rares, dont la concentration est constante, tout au moins dans les basses couches de l'atmosphère.
- les constituants dont la teneur varie dans l'atmosphère, tels que le dioxyde de carbone et surtout la vapeur d'eau.

L'ensemble des gaz, dont les proportions restent constantes, forme l'air sec considéré comme un gaz parfait. La composition de l'air sec ainsi que sa masse molaire ont été, pour les besoins de la météorologie, arrêtées internationalement aux valeurs indiquées ci-dessous.

Le dioxyde de carbone et l'ozone sont des constituants pouvant subir quelques variations selon le lieu et l'époque. Cependant leur concentration étant faible dans l'atmosphère, ces variations ne modifient pas notablement la composition chimique de l'air sec, ni sa masse molaire (variations considérées donc comme négligeables).

Gaz constituants de l'air sec	Volumes (en %)	Masses molaires (O = 16,000)
Azote (N ₂)	78,09	28,016
Oxygène (O ₂)	20,95	32,000
Argon (A)	0,93	39,944
Dioxyde de carbone (CO ₂)	0,035	44,010
Néon (Ne)	1,8 10 ⁻³	20,183
Hélium (He)	5,24 10 ⁻⁴	4,003
Krypton (Kr)	1,0 10 ⁻⁴	83,07
Hydrogène (H ₂)	5,0 10 ⁻⁵	2,016
Xénon (Xe)	8,0 10 ⁻⁶	131,3
Ozone (O ₃)	1,0 10 ⁻⁶	48,000
Radon (Rn)	6,0 10 ⁻¹⁸	222,00

Tab.1. Composition chimique de l'air sec

Masse molaire totale de l'air sec : **M = 28,966**

L'eau, par contre, joue un rôle particulier dans l'atmosphère où elle existe sous trois états : solide, liquide, gazeux. A l'état gazeux, la vapeur d'eau intervient dans des proportions pouvant atteindre 0,1% en Sibérie à 5% dans les régions maritimes équatoriales. D'un point de vue thermodynamique, l'air atmosphérique peut être considéré comme un mélange de deux gaz : l'air sec et la vapeur d'eau.

2. Les nuages

Les processus responsables de la formation des nuages sont décrits dans les manuels de climatologie et leur exposé détaillé sort du cadre de ce cours. Signalons toutefois que la forme, l'ampleur et le développement des nuages dépendent de l'importance et de l'étendue horizontale des mouvements verticaux ascendants qui leur donnent naissance. Quant aux types de nuages, on distingue deux morphologies de base : les nuages stratiformes et cumuliformes. On classe généralement les nuages aussi en fonction de leur altitude : nuages supérieurs, nuages moyens, nuages inférieurs et nuages à développement vertical.



Fig.1 Exemple de nuages supérieurs (à gauche) et de nuages moyens (à droite) : le cirrus et l'altostratus

2.1. Mécanismes de formation des précipitations

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

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

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

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

a- L'effet de coalescence

Il y a grossissement par choc et fusionnement avec d'autres particules. Du fait de la dispersion des vitesses, le cristal en se déplaçant, soit en chute libre, soit par turbulence, entre en collision avec les gouttelettes surfondues ; la congélation de celles-ci augmente le volume du cristal. Il en est de même pour les gouttelettes de diamètre supérieur à 30 microns qui entrent en collision avec des gouttelettes de diamètre inférieur. Ce processus provoque un accroissement rapide de leur dimension et donc de leur masse augmentant leur vitesse de chute.

b- L'effet Bergeron

Dans la partie du nuage où la température est négative mais supérieure à -40°C , coexistent des cristaux de glace et des gouttelettes d'eau surfondues (eau liquide avec une $T^{\circ} < 0^{\circ}\text{C}$, l'eau pure ne se solidifie pas à 0°C mais en dessous de -40°C). Autour d'un cristal de glace, l'air est saturé à un taux d'humidité plus bas qu'autour d'une gouttelette d'eau surfondue. Suite à cette différence d'humidité, il apparaît un transfert de la vapeur d'eau des gouttelettes vers les cristaux. Par conséquent, les gouttelettes s'évaporent tandis qu'il y a condensation autour des cristaux. Lorsque la masse du cristal est suffisante, il précipite. S'il traverse une région à température positive suffisamment épaisse (souvent à partir de 300 m dans les nuages stables) et si la durée de chute le permet, il fond et donne lieu à de la pluie. Le même processus de grossissement a lieu entre deux gouttelettes à des températures différentes (la plus froide grossit au détriment de la plus chaude).

1. Les précipitations

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

1.1. La pluie

La pluie est un phénomène naturel par lequel des gouttes d'eau tombent des nuages vers le sol. Il s'agit d'une des formes les plus communes de précipitations sur Terre. Son rôle est prépondérant dans le cycle de l'eau. Elle prend nombre de formes allant de la pluie légère au déluge, de l'averse à la pluie continue, de fines gouttelettes à de très grosses.

2. Types de précipitations

Il existe différents types de précipitations : les précipitations convectives, les précipitations orographiques et les précipitations frontales. (Fig.1)

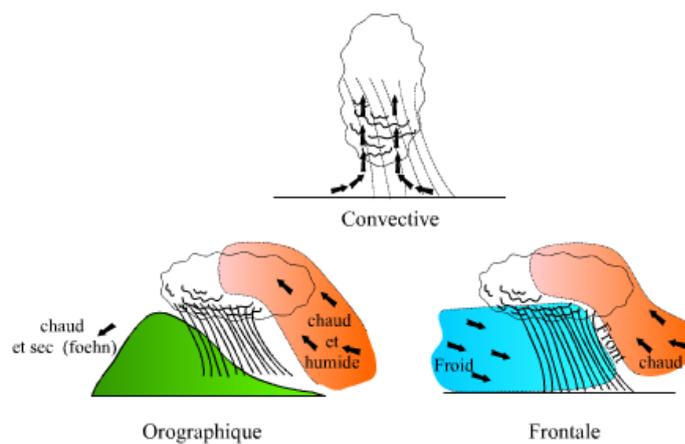


Fig.1. Types de précipitation

2.1. Les précipitations convectives

Elles résultent d'une ascension rapide des masses d'air dans l'atmosphère. Elles sont associées aux cumulus et cumulo-nimbus, 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.

2.2. Les précipitations orographiques

Comme son nom l'indique (du grec *oros*, montagne), ce type de précipitations résulte de la rencontre entre une masse d'air chaude et humide et une barrière topographique particulière. Par conséquent, ce type de précipitations n'est pas « spatialement mobile » et se produit souvent au niveau des massifs montagneux. Les caractéristiques des précipitations orographiques dépendent de l'altitude, de la pente et de son orientation, mais aussi de la distance séparant l'origine de la masse d'air chaud du lieu de soulèvement. En général, elles présentent une intensité et une fréquence assez régulières.

2.3. 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.

3. Mesure des précipitations

Comme les précipitations varient selon différents facteurs (déplacement de la perturbation, lieu de l'averse, influence de la topographie, etc.), leur mesure est relativement compliquée.

Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, on mesure la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps. On l'exprime généralement en hauteur de précipitation ou *lame d'eau* précipitée par unité de surface horizontale (mm). On définit aussi son intensité (mm/h) comme la hauteur d'eau précipitée par unité de temps. La précision de la mesure est au mieux de l'ordre de 0,1 mm

Le passage des mesures ponctuelles des précipitations à une estimation spatiale de celles-ci, souvent nécessaire en hydrologie, est délicat. Les méthodes les plus simples et les plus couramment utilisées sont les méthodes de calcul de moyennes ou les méthodes d'interpolation des données pluviométriques collectées localement. Ces méthodes permettent notamment le calcul des lames d'eau moyennes à l'échelle du bassin, la cartographie des précipitations, et le calcul de hyétogrammes moyens. Des méthodes faisant appel à la notion d'abattement des pluies existent également.

Avant de procéder au calcul de la précipitation moyenne du bassin versant, il importe de contrôler la qualité des données pluviométriques, leur homogénéité et leur représentativité (cf. chapitre "le contrôle des données").

3.1. Passage des pluies ponctuelles aux pluies moyennes sur une surface

Parmi les méthodes généralement proposées pour calculer la moyenne des pluies à partir de l'ensemble des mesures ponctuelles obtenues à plusieurs stations pluviométriques sur le bassin ou à proximité, on distingue la méthode de la moyenne arithmétique, la méthode des polygones de Thiessen ou l'utilisation d'isohyètes. Le choix de la méthode dépendra notamment de la longueur de la série de données dont on dispose, la densité du réseau de mesure, et la variation du champ pluviométrique.

3.1.1. Calcul de la moyenne arithmétique

La méthode la plus simple qui consiste à calculer la moyenne arithmétique des valeurs obtenues aux stations étudiées, s'applique uniquement si les stations sont bien réparties et si le relief du bassin est homogène.

Cette méthode est souvent peu recommandée car peu représentative. Il faut lui préférer des méthodes graphiques (tracé d'isohyètes) ou statistiques qui permettent de donner un poids différent à chacun des points de mesures (moyennes pondérées).

3.1.2. Calcul de la moyenne pondérée - méthode des polygones de Thiessen

La méthode du polygone de Thiessen est la plus couramment utilisée, parce que son application est aisée et qu'elle donne en général de bons résultats. Elle convient notamment quand le réseau pluviométrique n'est pas homogène spatialement (pluviomètres distribués irrégulièrement).

Cette méthode permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique. Elle affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'aire, exprimée en %, représente le facteur de pondération de la valeur locale. Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique (voir figure 2). La précipitation moyenne pondérée P_{moy} pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (aire A_i), le tout divisé par la surface totale A du bassin. La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit :

$$P_{moy} = \frac{\sum A_i \cdot P_i}{A} \tag{3.8}$$

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin,

A : aire totale du bassin ($=\sum A_i$), P_i : précipitation enregistrée à la station i ,

A_i : superficie du polygone associée à la station i .

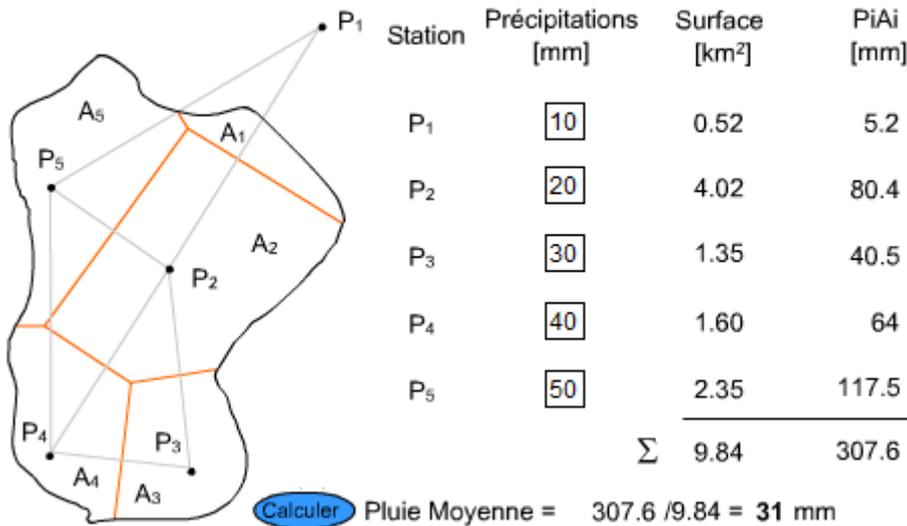


Fig. 2 - Exemple de détermination des polygones de Thiessen (vous pouvez changer les valeurs de pluie ponctuelle et calculer la pluie moyenne).

Les stations disponibles étant reportées sur une carte géographique, on trace une série de segments de droites reliant les stations adjacentes. On élève des perpendiculaires au centre de chacune des droites (médiatrices); les intersections de ces perpendiculaires déterminent des polygones. Dans chaque polygone, la hauteur de précipitation choisie est celle relevée à la station située à l'intérieur de celui-ci. Les côtés des polygones et/ou la ligne de partage des eaux représentent les limites de l'aire (et du poids) accordée à chaque station. L'aire de chaque polygone A_i est déterminée par planimétrie ou numériquement. D'autres critères pour la détermination des valeurs de pondération peuvent être adoptés. Ceux-ci peuvent être fonction de l'averse, du relief, de la position géographique, etc.

3.1.3. La méthode des isohyètes (isovaleurs)

La méthode la plus rigoureuse mais qui présente l'inconvénient de demeurer lourde en dépit des moyens actuels, est fondée sur l'utilisation des isohyètes.

Les isohyètes sont des lignes de même pluviosité (isovaleurs de pluies annuelles, mensuelles, journalières, etc.). Grâce aux valeurs pluviométriques acquises aux stations du bassin et aux autres stations avoisinantes, on peut tracer le réseau d'isohyètes. Le tracé des isohyètes n'est pas unique comme celui des courbes de niveau. Il doit être dessiné avec le maximum de vraisemblance compte tenu de la région, du réseau, de la qualité de la mesure, etc. Il existe aujourd'hui des méthodes automatiques qui effectuent le tracé d'isovaleurs par des moyens statistiques élaborés (technique de krigeage).

Lorsque les courbes isohyètes sont tracées, la pluie moyenne peut être calculée de la manière suivante :

$$P_{moy} = \frac{\sum_{i=1}^K A_i \cdot P_i}{A}, \quad \text{avec} \quad P_i = \frac{h_i + h_{i+1}}{2} \quad (3.9)$$

Avec :

P_{moy} : précipitation moyenne sur le bassin,

A : surface totale du bassin,

A_i : surface entre deux isohyètes i et $i+1$,

K : nombre total d'isohyètes,

P_i : moyenne des hauteurs h de précipitations entre deux isohyètes i et $i+1$.

4. La courbes des hauteurs des pluies cumulées

Cette courbe donne en ordonnées, pour chaque instant (t), l'intégrale représentant la hauteur totale de pluie tombée depuis le temps 0 choisi comme origine (généralement le début de l'averse). En chaque point, la pente de la tangente à la courbe des pluies cumulées est égale à l'intensité instantannée de la pluie à l'instant considéré (Fig. 4).

En pratique on s'intéresse le plus souvent aux intensités moyennes maxima des pluies pour une durée donnée dite "*intervalle de référence*". L'intérêt de cette notion d'intensité moyenne maximale afférente à un intervalle de temps Δt provient de ce que : "A égalité d'intensité, les pluies qui occasionnent le débit maximum en un point donné du réseau

d'écoulement sont celles dont la durée de précipitation est au moins égale au temps de concentration du bassin versant; ce dernier étant le temps mis par une particule d'eau de la partie la plus éloignée de l'exutoire pour parvenir à celui ci.

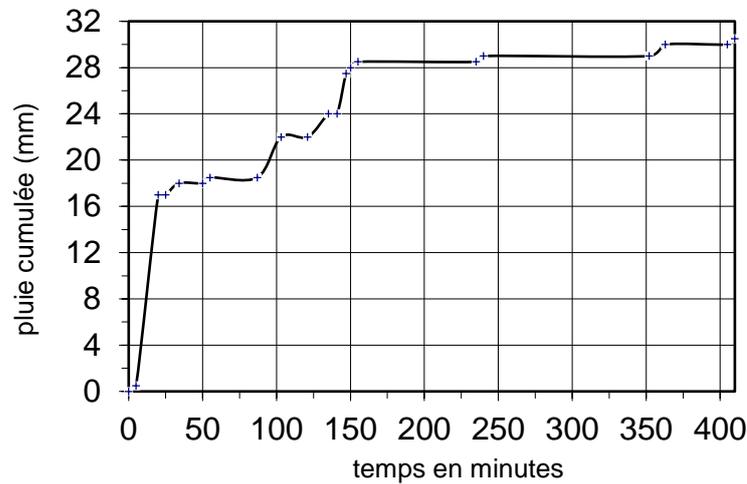


Fig.5. Courbe des pluies cumulées de l'averse du 16/10/92 à la station de Cheffia-Barrage.

Les études statistiques montrent que l'intensité de l'averse est inversement proportionnelle à sa durée. La relation " Intensité-Durée " peut être exprimée par des formules simples du type:

Talbot: $i = a/(t + b)$, si $t \leq 2$ heures,

Montana: $i = c/t^n$, si $t > 2$ heures

dans lesquelles i est l'intensité de l'averse (mm/hr), t est sa durée, a , b , c et n sont des constantes qui dépendent des caractéristiques régionales du bassin et peuvent être déterminés par les méthodes statistiques de regression linéaire simple suite à une transformation appropriée des variables.

5. La fréquence

La fréquence correspond à la probabilité d'occurrence d'une averse particulière caractérisée par une durée et une intensité donnée ou les deux à la fois. Connaissant cette probabilité on déduira la durée de retour (ou l'intervalle de récurrence) ; exprimée en années ; de l'averse en question. Puisque les mesures pluviométriques dans la plupart des régions s'étalent sur des périodes assez courtes, les données statistiques sont extrapolées sur la base de la théorie des probabilités pour permettre d'estimer les pluies dont la durée de retour peut atteindre parfois 100 à 500 années.

L'analyse statistique des averses permet de synthétiser les renseignements relatifs aux caractéristiques des averses sous forme de courbes dites courbes "*Intensité-Durée-Fréquence*" ou (IDF). Ces familles de courbes donnent pour un temps de récurrence donné (T) l'intensité moyenne maximale (i) de l'averse en fonction de la durée de cette dernière (Fig. 6).

6. La répartition spatiale de l'averse

Il est souvent nécessaire, pour la prédétermination des crues par exemple, d'étudier, non seulement la répartition des précipitations sur la surface du bassin, mais leur distribution dans le temps au cours de la durée de l'averse. Les données de base de cette analyse sont fournies par les diagrammes des pluviographes qui permettent d'établir exactement les hyètoigrammes relatifs aux stations correspondantes. La première phase de l'étude consiste à établir pour chaque averse ou tout au moins pour celles qui ont fourni des intensités importantes une fiche comportant les éléments suivants: la ou les cartes isohyètes concernant tout ou partie de la durée de l'averse, les hyètoigrammes relevés aux diverses stations et le hyètoigramme résultant. Chaque carte met en évidence les divers centres de l'averse permettant ainsi de localiser les zones d'intensité maximale de pluie; ces derniers ne se trouvant que très exceptionnellement au droit d'une station pluviométrique.

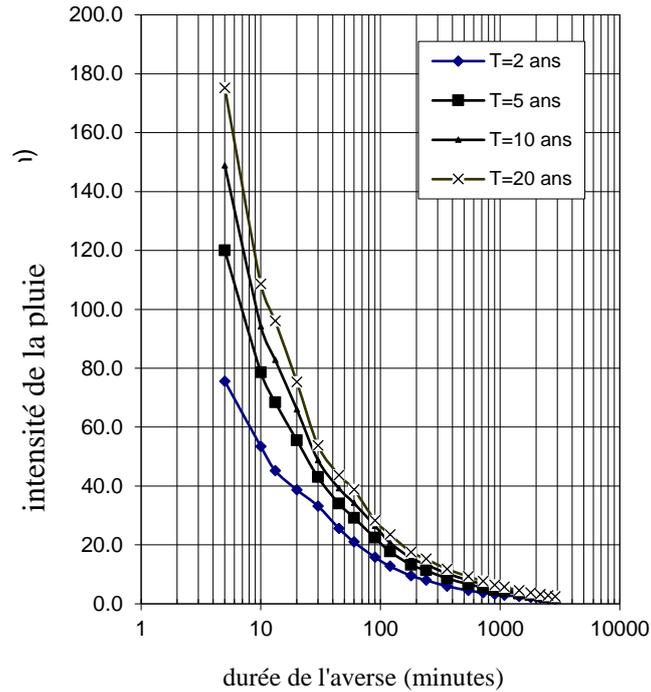


Fig. 6. Courbes Intensité-Durée-Fréquence des averses à la station de Chaffia

Le dossier signalétique reproduit ensuite les hyétogrammes (ou les courbes des pluies cumulées) relevés par les pluviographes pour les diverses stations pluviométriques comprises dans le bassin ou l'emprise de l'averse. L'examen des décalages de temps entre les points remarquables des divers hyétogrammes, joint à l'analyse des fronts et des masses d'air sur une carte météorologique, permettra parfois de préciser les caractéristiques des diverses phases de l'averse. On déduit souvent de ces différents hyétogrammes un hyétogramme résultant pour l'emprise totale de l'averse ou pour chacune de ses différentes parties; par exemple pour l'aire comprise entre deux isohyètes successives ou encore pour l'ensemble du bassin étudié. Diverses méthodes ont été proposées pour établir ce hyétogramme; la plus simple dite "*méthode de superposition*" consiste à prendre comme ordonnées à l'instant t du hyétogramme résultant la moyenne pondérée des ordonnées; au même instant; de chacun des hyétogrammes composants. Les abscisses des divers hyétogrammes correspondent aux temps comptés depuis une même origine de façon à respecter les décalages existant réellement entre eux.

Le but de ce genre d'analyse permet d'établir pour le bassin considéré une famille de courbes dites "*Hauteur-Surface-Durée*" donnant la hauteur totale moyenne des précipitations en fonction de la surface du bassin pour des durées (ou intervalles de référence) déterminées prises au cours de l'averse (Fig. 7). Ces courbes sont établies à partir des cartes donnant, à une échelle convenable, les isohyètes relatives aux hauteurs des précipitations totales tombées, au cours de l'averse. On planimètre successivement l'aire intérieure à chacune des isohyètes et on calcule la hauteur de la lame d'eau moyenne tombée sur ladite aire. Les couples de données hauteur de pluie-surface sont reportés sur un graphique en coordonnées arithmétiques, semi-logarithmiques (avec la surface en ordonnées logarithmiques) ou logarithmiques.

L'expérience montre que la hauteur des pluies diminue dans toutes les directions lorsqu'on s'éloigne du ou des centres de l'averse. L'analyse de plusieurs courbes expérimentales montre que le rapport de la lame d'eau moyenne (P) à la lame d'eau maximale P_0 ; mesurée pendant le même temps au centre de l'averse; décroît exponentiellement lorsque la surface (A) augmente suivant une loi proposée par Horton:

$$P = P_0 \cdot e^{-kA^n}$$

où k et n sont des constantes pour une averse donnée.

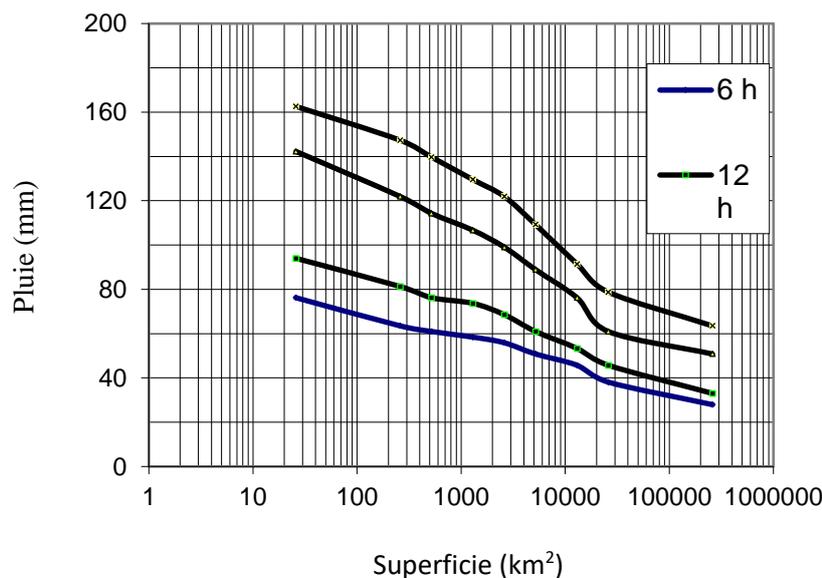


Fig. 7. Courbes hauteur – Durée – Superficie de l'averse du

Cette formule peut être utile pour calculer rapidement par extrapolation les valeurs de la pluie (P) afférentes à diverses valeurs de A lorsque k et n ont été déterminées par ajustement mathématique (méthode de la régression linéaire) de la courbe expérimentale (Hauteur-Superficie) de l'averse particulière considérée ou même; sous des réserves évidentes; de l'AVERSE TYPE de la région en cause.

7. Le hyétogramme moyen

Le calcul du *hyétogramme moyen* permet de connaître la quantité mais surtout la distribution temporelle de la précipitation pour un événement pluvieux sur un bassin versant donné, même s'il est dépourvu d'enregistrements pluviographiques.

- Le calcul se fait selon les étapes suivantes :
- Recueil des données des pluviomètres situés sur et autour du bassin.
- Etablissement des hyétogrammes ponctuels à un pas de temps donné (régulier et identique pour tous).
- Pour chaque pas de temps, calcul de la moyenne arithmétique ou pondérée (méthode des polygones de Thiessen, etc), puis reconstitution du hyétogramme moyen pour le bassin versant considéré.

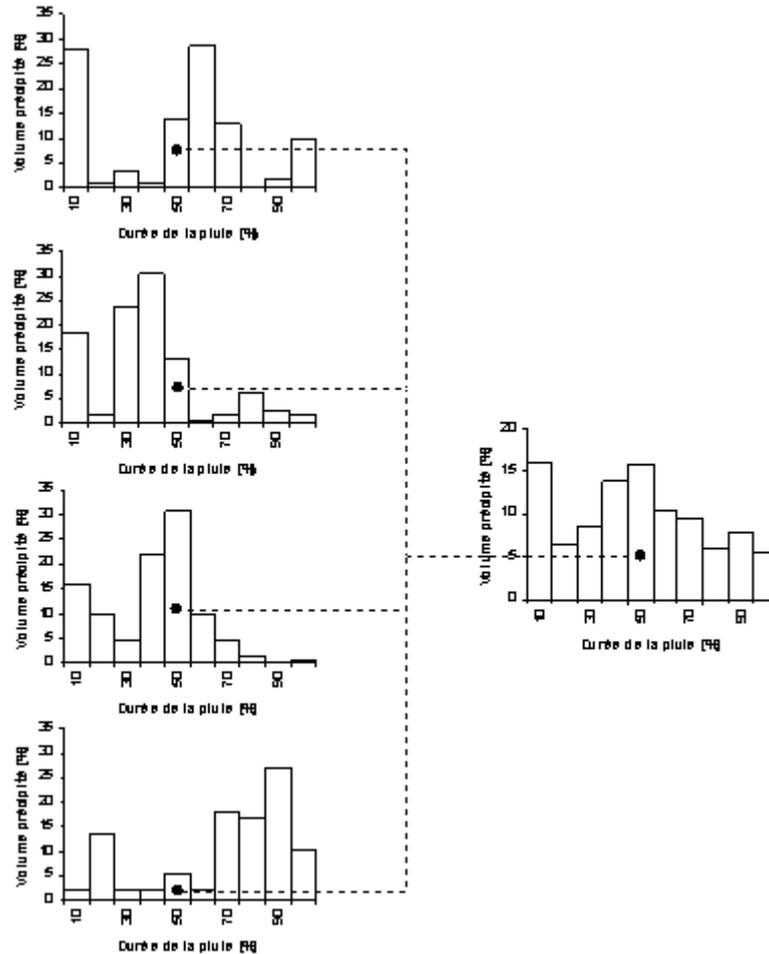


Fig. 8 - Exemple d'un hyétogramme moyen.

8. Appareillage de mesure

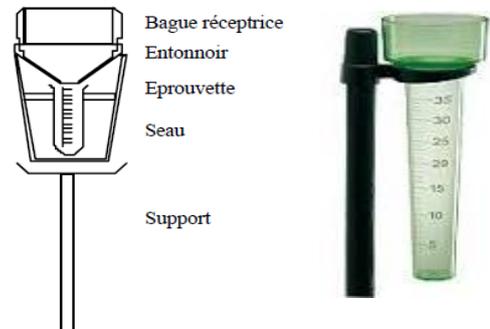
8.1. Le pluviomètre

Est un instrument météorologique destiné à mesurer la quantité de précipitations (surtout la pluie) tombée pendant un intervalle de temps donné en un endroit.

L'un des plus communs dans les stations météorologiques, il en existe différents types, certains à mesure directe et d'autres automatiques. Ces derniers peuvent être reliés à des enregistreurs en continu de la hauteur d'eau des précipitations et sont alors appelés pluviographes.

Le pluviomètre est un appareil très simple qui comporte une surface réceptrice limitée par une collerette cylindrique ; l'eau traversant cette surface est dirigée par un entonnoir vers un seau récepteur. Si durant un certain intervalle de temps Δt , on a récupéré un volume V à travers la surface réceptrice S , la hauteur de pluie $H\Delta t$ ton $H\Delta t = V/S$

Fig.9. Le pluviomètre



Dans la pratique, on adjoint à chaque pluviomètre une éprouvette graduée (fonction de la surface réceptrice S) qui permet la lecture directe de $H\Delta t$ en 1/10ème mm

L'appareil le plus répandu était le pluviomètre "Association" de 400 cm² de surface et disposé sur un pied à 1,5 m du sol. L'O.M.M. préconise de faire les mesures à 1 m du sol et on voit se développer des appareils de 400 cm² en plastique dont le seau transparent est gradué et possède une éprouvette incorporée.

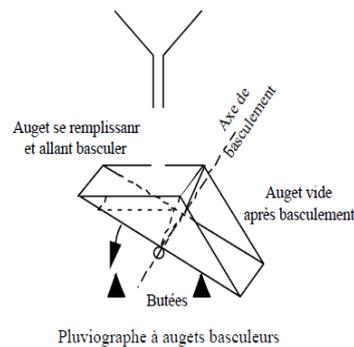
En général, les pluviomètres sont relevés par un observateur une ou deux fois par jour à 6 h et 18 h.

8.2. Les pluviographes

Ces appareils sont destinés à l'enregistrement de la hauteur de pluie cumulée en fonction du temps. Deux types principaux ont eu un certain développement : les pluviographes à augets basculeurs et ceux à siphons. Actuellement, ces derniers tendent à être abandonnés.

Les pluviographes à augets basculeurs ont la partie captante commune avec les pluviomètres ; ils en diffèrent par la partie réceptrice en aval de l'entonnoir. L'eau est dirigée par un court tube vers les augets de mesures.

Fig.10. Le pluviographe



Ceux-ci sont disposés symétriquement par rapport à un axe de rotation horizontal. Dans la situation du schéma ci-contre, l'auget de gauche est en train de se remplir alors que celui de droite s'est déjà vidé.

Lors du remplissage, le centre de gravité de l'ensemble des deux augets se déplace vers la gauche jusqu'à dépasser la verticale de l'axe de rotation ; l'ensemble bascule alors vers la gauche et l'auget plein se vide alors que celui de droite est venu en position de remplissage.

Les augets sont tarés de façon à ce que le basculement se produise lorsqu'ils contiennent 20 g d'eau. La partie captante ayant des surfaces de 2 000 cm², 1 000 cm² ou 400 cm², un basculement correspond à 0,1 mm, 0,2 mm ou 0,5 mm de pluie. (Les deux dernières surfaces sont celles préconisées par l'O.M.M.)

8.3.Mesure de l'équivalent en eau des chutes de neige

Tous les pluviographes sont aptes à mesurer l'équivalent en eau des précipitations sous forme solide qui atteignent le capteur. En effet, il suffit de leur adjoindre un système de réchauffage pour que la neige ou la grêle fonde au contact de l'entonnoir.

Pour les pluviographes mécaniques, on leur adjoint généralement un chauffage au gaz propane, la bouteille, le brûleur et le thermostat prenant place dans la cabine. Pour les appareils à transducteur, la place réduite conduit à utiliser un chauffage électrique.

Notons tout de suite que néanmoins, ces appareils ne donnent qu'une estimation très grossière des chutes de neige car les flocons sont très soumis aux vents qui perturbent les appareils.

8.4. Précision des appareils

Les pluviographes présentent l'inconvénient de sous-estimer systématiquement les fortes intensités. Les gouttes de pluie éclaboussent vers l'extérieur des augets lorsque l'ensemble est à l'horizontale ; l'inertie de l'appareillage fait que, durant le basculement, les gouttes continuent d'arriver et font déborder l'auget. Enfin, l'appareillage perturbe le champ des vitesses du vent. Malgré des améliorations constantes, la sous-estimation varie de 4 à 10 % pour des intensités de 75 à 250 mm/h.

La prudence minimale veut que l'on adjoigne un seau qui récupère l'eau à la sortie du pluviographe. La mesure de l'eau qu'il contient permet de vérifier que l'appareil ne s'est pas détaré (basculement pour un poids différent de 20 g) ou en cas de panne totale, de connaître la hauteur totale de pluie durant la période séparant de la dernière visite.

8.5. Les nivomètres

Comme on l'a vu, les pluviographes permettent d'avoir une vague idée de l'équivalent en eau des précipitations neigeuses. Cela n'est pas suffisant, surtout en zone de montagne où il est intéressant de connaître à la fois l'importance quantitative du manteau neigeux mais aussi son état (prévision d'avalanches, prévision de crues, *etc.*).

8.6. Mesures par sondage

Une des premières techniques de mesure qui a été développée est d'envoyer sur le terrain un opérateur qui procède à un carottage du manteau neigeux. On pèse alors la carotte pour obtenir l'équivalent en eau. Bien évidemment, ce système est très contraignant pour le personnel qui doit opérer dans des zones d'accès difficiles et par des conditions météorologiques défavorables.

8.7. Mesures en continu du poids

Plusieurs techniques ont été développées ; elles sont basées essentiellement, soit sur la mesure directe du poids de la neige par un système de balance installé à la surface du sol (table à neige) ou par l'enregistrement de la pression régnant dans un coussin gonflé d'un fluide antigel et disposé à la surface du sol (coussin à neige).

Ces techniques semblent être de plus en plus abandonnées devant le développement des appareils à rayonnement radio-actif.

INTRODUCTION

Le retour de l'eau à l'atmosphère peut se faire de différentes manières, soit directement par évaporation à partir d'une surface d'eau libre (mer, lac, cours d'eau, *etc.*), soit le plus souvent à partir d'un sol ou par l'intermédiaire des végétaux. On parle dans ce deuxième cas d'évapotranspiration.

Pour l'évaporation, la quantité d'eau qui repart dans l'atmosphère dépend uniquement des paramètres physiques tels que la température de l'air, de l'eau, de la vitesse du vent, du degré hygrométrique, de l'ensoleillement, *etc.* L'évapotranspiration, elle, dépend en plus du couvert végétal et de son stade de développement ; sa mesure en est rendue d'autant plus difficile.

1. MESURES DE L'EVAPORATION

Les mesures de "l'évaporation" peuvent se faire de différentes façons selon les buts poursuivis : estimation de l'évaporation à partir d'un réservoir, estimation de l'évaporation potentielle.

Parfois on souhaite même évaluer l'ensemble de l'évaporation et de la transpiration par le système sol-végétaux, c'est à dire directement l'évapotranspiration réelle.

1.1. Mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre

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

A- Bac classe A (du Weather Bureau, U.S.A.)

Ce bac est constitué d'un cylindre métallique de **121,9** cm de diamètre et de **25,4** cm de hauteur. Dans ce cylindre, on maintient une épaisseur d'eau de **17,5** à **20** cm. Le cylindre est supporté par un caillebotis à **15** cm du sol. Le caillebotis doit permettre une bonne aération sous le bac. Ce bac universellement répandu ne satisfait que très partiellement l'hydrologue car, du fait de sa disposition par rapport au sol, il est très sensible aux variations de température, son inertie thermique étant faible.

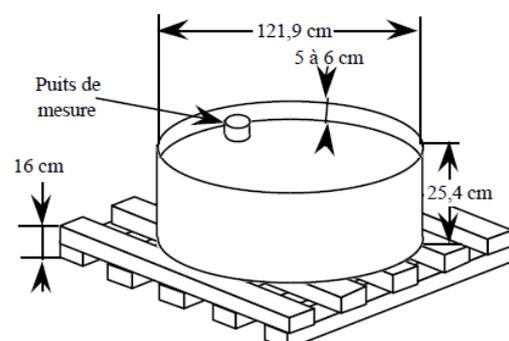


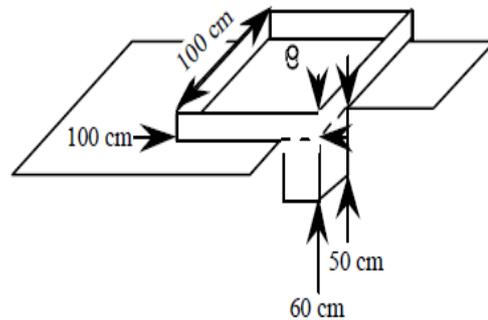
Fig. 1. Bac classe A

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

B- Bac Colorado et Bac ORSTOM

Le bac Colorado et le bac ORSTOM qui en dérive, sont des bacs de section carrée de 92,5 cm de côté (1 m pour le bac ORSTOM), d'une hauteur de 60 cm et enterré de 50 cm. L'eau est maintenue à 10 cm environ du rebord, soit sensiblement au niveau du sol. Cet appareil étant enterré et avec une plus grande épaisseur d'eau, il possède une plus grande inertie thermique et se rapproche plus des conditions naturelles.

Fig.2. Bac Colorado



C- Bac CGI 30

De conception analogue au bac Colorado, ce bac, d'origine soviétique, est celui recommandé par l'O.M.M. C'est un cylindre de **61,8** cm de diamètre (**3 000** cm³) à fond conique. De **60** cm de profondeur, il est enterré de façon à ce que sa collerette dépasse de **7,5** cm du sol, le niveau d'eau étant maintenu au niveau du sol.

2. MESURES ET ESTIMATION DE L'EVAPOTRANSPIRATION

2.1. Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle

On appelle évapotranspiration réelle (notée par la suite Etr), la quantité d'eau, généralement exprimée en millimètres, évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces libres d'un bassin versant.

L'évapotranspiration potentielle (notée par la suite Etp) est la quantité d'eau qui serait évaporée ou transpirée à partir d'un bassin versant si l'eau disponible pour l'évapotranspiration n'était pas un facteur limitant.

2.1.1. Mesures directes

Les mesures directes d'Etp ou d'Etr se font surtout en agronomie où on étudie chaque type particulier de cultures. Les résultats de ces mesures sont difficiles à utiliser en hydrologie car il y a une très importante différence d'échelle entre la surface de la parcelle d'essai (quelques mètres carrés) et celle d'un bassin versant (des dizaines de kilomètres carrés). Par ailleurs, les plantations utilisées ne sont généralement pas représentatives de la végétation d'un bassin versant.

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

La mesure d'Etr peut être faite sur une case lysimétrique. On isole un bloc du sol de quelques mètres-carrés de surface sur environ 2 m d'épaisseur. Cet échantillon de terrain est drainé à sa base et on enregistre les débits D sortant par les drains. En surface, un collecteur fait le tour de la parcelle et récupère les eaux de ruissellement dont le débit Q est également enregistré. Les apports d'eau par la pluie P sont mesurés avec un pluviomètre. Enfin, on évalue le stock d'eau R contenu dans la case, soit par une mesure à la sonde à neutron des teneurs en eau dans le sol, soit en montant la case sur un système de bascule.

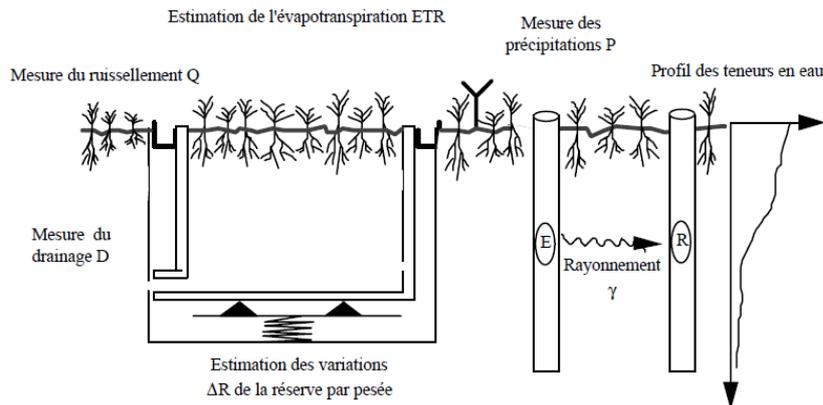


Fig.3. Mesure de l'ETR par une case lysimétrique

Un bilan très simple permet d'évaluer l'Etr sur un intervalle de temps t puisque l'on doit avoir la relation suivante :

$$P = [Q + D + Etr] + R$$

$$\text{Entrée} = [\text{sorties}] + \text{variation de la réserve}$$

Le même système que la case lysimétrique, mais on parle alors "d'évapotranspiromètre", permet de mesurer l'Etp. Il suffit alors de maintenir un niveau d'eau dans les drains pour que l'eau disponible ne soit plus un facteur limitant de l'Etr. On mesure Etp en écrivant le même bilan que précédemment mais le terme D pouvant être positif ou négatif.

3. L'hygrométrie de l'air

Hygrométrie : hygro - humidité, métrie mesure - Mesure et étude de l'humidité de l'air.

3.1.Humidité absolue

C'est la quantité d'eau, en grammes, contenue, sous forme de vapeur invisible, dans un volume de 1 mètre cube d'air. On dira par exemple que l'air a une humidité absolue de 10 g/m³. On constate que la quantité d'eau que peut contenir l'air, sous forme de vapeur invisible, est limitée. Au-delà de cette limite, on voit apparaître du brouillard et de la

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

condensation. L'eau forme alors de micro-gouttelettes en suspension dans l'air. On dit que l'air est saturé. La valeur de saturation (V_s en g/m^3) est la quantité d'eau maximum que peut contenir l'air, sous forme de vapeur invisible, avant l'apparition du brouillard. On constate que cette valeur de saturation est fonction de la température (t en $^{\circ}C$).

On demande de tracer la courbe $V_s = f(t)$

t en $^{\circ}C$	-5	0	5	10	15	20	25	30
V_s en g/m^3	3,2	4,8	6,8	9,4	12,9	17,0	23,0	30,0

3.2. Humidité relative ou hygrométrie

On constate que de l'air ayant une humidité absolue de $6 g/m^3$ et une température de $5^{\circ}C$ semble humide. On pourra voir apparaître des nappes de brouillard, une feuille de papier aura tendance à ramollir, une lessive ne va pas sécher. Par contre de l'air ayant la même humidité absolue ($6g/m^3$) et une température de $30^{\circ}C$ semble sec, l'air sera limpide, la feuille de papier sera ferme, voire craquante et une lessive va sécher rapidement. L'humidité absolue ne suffit donc pas pour décrire la notion d'humidité et la réaction de la nature et de notre environnement à cette présence d'eau.

C'est pourquoi on définit la notion d'humidité relative (HR)

$$\text{Humidité relative} = \text{Humidité absolue} / \text{Valeur de saturation} \times 100 = \frac{\text{Humidité absolue}}{\text{Valeur de saturation}} \times 100$$

L'humidité relative est le rapport, pour une température donnée, entre la quantité d'eau que contient l'air (humidité absolue) et la quantité maximale qu'il est capable de contenir (valeur de saturation) On aime bien exprimer ce résultat en pourcentage. On dit : L'humidité relative est des 60%, c'est-à-dire que l'air contient 60% de la quantité maximale qu'il est capable de contenir, pour cette température.

Pour l'exemple précédent, on écrira :

$$\text{A } 5^{\circ}C : \text{Humidité relative} = \frac{6 \frac{g}{m^3}}{6,8 \frac{g}{m^3}} \times 100 = 88 \%$$

Un air très humide, on est à la limite de la formation du brouillard, le papier est gorgé d'eau et se ramollit, la lessive ne veut pas sécher.

$$\text{A } 30^{\circ}C : \text{Humidité relative} = \frac{6 \frac{g}{m^3}}{30 \frac{g}{m^3}} \times 100 = 20 \%$$

Un air très sec, l'air sera limpide, la feuille de papier sera ferme, voire craquante et une lessive va sécher rapidement.

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

3.2.1. Utilisation de l'abaque

On comprend que la courbe supérieure, 100 %, est la courbe de la valeur de saturation.

a- Exemple 1

L'air est à 15°C, l'hygrométrie est de 45 %.

Quelle est l'humidité absolue ?

Solution, suivre les flèches orange.

On considère l'intersection de la courbe 45 % avec l'abscisse 15°C.

Ce point se projette sur l'axe des ordonnées à la valeur de 7 g/m³. L'humidité absolue est de 7 g/m³.

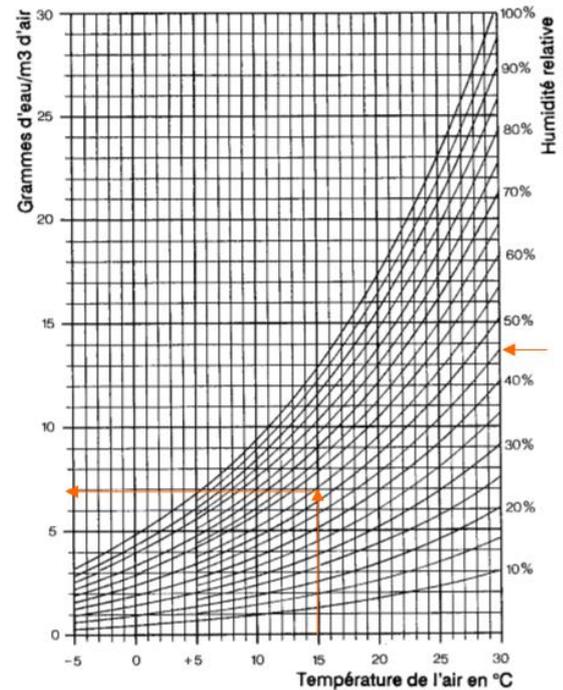


Fig.4. Abaque de mesure de l'humidité

b- Exemple 2

L'air est à 12°C, l'hygrométrie est de 50 %. Quelle sera l'humidité relative à 20 °C ?

C'est la continuation de l'exercice précédent. Il s'agit, par exemple en météo, de prédire l'état de l'atmosphère lors du réchauffement diurne. Il faut supposer que la masse d'air présente ne change pas, son humidité absolue reste constante. On renvoie l'humidité absolue vers l'abscisse 20°C, qui intercepte la courbe humidité relative 35 % A 20°C, la masse d'air aura une humidité relative de 35 %.

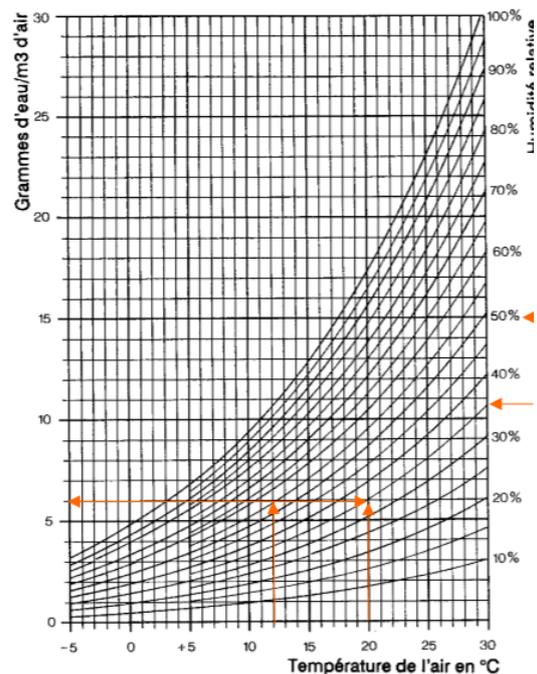


Fig.5. Abaque de mesure de l'humidité

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

4. Estimation de l'évapotranspiration

Plusieurs formules permettent d'évaluer l'Etp à partir de différentes mesures climatologiques. La plus complète et la plus complexe est certainement la formule de Penman basée sur la notion de bilan énergétique. Cependant, le nombre de paramètres utilisés par cette formule (différentes températures, hygrométrie, rayonnement global, *etc.*) font que son emploi est rarement possible compte tenu des mesures disponibles.

4.1. Formule de Turc

La formule de Turc, qui dérive en la simplifiant de la formule de Penmann, ne nécessite que la connaissance des températures de l'air et de la radiation globale ou de la durée d'insolation. Cette formule est la suivante :

avec :
$$E_{tp} = 0,4 \cdot \frac{t}{t + 15} \cdot (I_g + 50) \cdot K$$

Etp évapotranspiration potentielle mensuelle (en mm d'eau) ;

t température moyenne mensuelle de l'air (en °C) ;

Ig radiation globale moyenne mensuelle reçue au sol (en calorie/cm²/jour) ;

K un coefficient égal à 1 si l'humidité relative *hr* est supérieure à 50 % (généralement le cas sous nos climats) ; sinon
$$K = 1 + \frac{50 - hr}{70}$$

Si la radiation globale *Ig* n'est pas mesurée, on pourra l'évaluer à partir de la durée d'insolation *h* par la formule:
$$I_g = I_{gA} \left[0,18 + 0,62 \frac{h}{H} \right]$$

avec : *IgA* radiation globale théorique (en cal/cm²/jour) ;

H durée théorique des jours du mois.

4.2. Formule de Thornthwaite

THORNTHWAITE a proposé également une formule basée essentiellement sur les températures de l'air :
$$E_{tp} = 16 \cdot \left(10 \frac{t}{I}\right)^a \cdot K$$

avec :

$$i = \left(\frac{t}{5}\right)^{1,5} \text{ et } I = \sum_1^{12} i$$

$$a = \frac{1,6}{100} I + 0,5$$

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

t est la température moyenne mensuelle du mois considéré ;

Etp est l'évapotranspiration potentielle du mois considéré (en mm d'eau) ;

K est un coefficient d'ajustement mensuel.

Mois	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
K	0,73	0,78	1,02	1,15	1,32	1,33	1,33	1,24	1,05	0,91	0,75	0,70

5. Evaluation de l'évapotranspiration réelle

5.1. Formule de Turc

TURC a proposé une formule permettant d'évaluer directement l'Etr annuelle moyenne d'un bassin à partir de la hauteur annuelle de pluie et de la température moyenne annuelle :

$$E_{tr} = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{avec } L = 200 + 25 t + 0,05 t^3$$

Etr représente l'évapotranspiration réelle (en mm/an) ;

P la hauteur annuelle de pluie (en mm) ;

t la température annuelle (en °C).

Cette formule est d'un emploi aisé mais elle ne donne malheureusement que l'ordre de grandeur de l'Etr. En effet, cette formule permet l'estimation du "déficit d'écoulement" qui ne se rapproche de l'évapotranspiration réelle que pour des bassins versant relativement étendus, sans échanges à la frontière et pour des durées d'observation assez longues pour que l'on puisse négliger les variations de réserves souterraines.

5.2. Formule de Coutagne

$$D = P - m \cdot P^2 \tag{1.5}$$

Avec :

D : déficit d'écoulement [mm],

P : pluie annuelle [mm],

m = 1/(0.8 + 0.16 T) : coefficient régional (m=0.42 pour la France).

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

La connaissance du déficit d'écoulement permet d'évaluer le comportement du système ou la fiabilité des données sensées le décrire, par comparaison entre les valeurs du déficit calculées directement et les valeurs estimées dans un bassin versant plus grand.

Dans la mesure du possible, on préférera la méthode suivante.

6. Le bilan hydrique

On peut schématiser le phénomène continu du cycle de l'eau en trois phases :

- les précipitations,
- le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain,
- l'évaporation.

Il est intéressant de noter que dans chacune des phases on retrouve respectivement un transport d'eau, un emmagasinement temporaire et parfois un changement d'état. Il s'ensuit que l'estimation des quantités d'eau passant par chacune des étapes du cycle hydrologique peut se faire à l'aide d'une équation appelée "hydrologique" qui est le bilan des quantités d'eau entrant et sortant d'un système défini dans l'espace et dans le temps. Le temporel introduit la notion de l'année hydrologique. En principe, cette période d'une année est choisie en fonction des conditions climatiques. Ainsi en fonction de la situation météorologique des régions, l'année hydrologique peut débuter à des dates différentes de celle du calendrier ordinaire. Au niveau de l'espace, il est d'usage de travailler à l'échelle d'un bassin versant mais il est possible de raisonner à un autre niveau (zone administrative, entité régionale, etc.).

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

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

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 + DS : ressources accumulées à la fin de la période [mm].

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

On exprime généralement les termes du bilan hydrique en hauteur d'eau (mm par exemple), on parle alors de lame d'eau (précipitée, écoulée, évaporée, stockée, etc.). Cette équation exprime simplement que la différence entre le débit d'eau entrant et le débit d'eau sortant d'un volume donné (par exemple un bassin versant) au cours d'une période déterminée est égale à la variation du volume d'eau emmagasinée au cours de la dite période. Elle peut s'écrire encore sous la forme simplifiée suivante : $E = I - O \pm \Delta S$

Avec :

E : évaporation [mm] ou [m³],

I : volume entrant [mm] ou [m³],

O : volume sortant [mm] ou [m³],

DS : variation de stockage [mm] ou [m³].

Si le bassin versant naturel est relativement imperméable, la variation de stock sur une période donnée peut être considérée comme nulle (DS=0). Dès lors, on peut introduire le déficit d'écoulement D dans l'équation qui s'écrit : $I - O = D$

6.1. Bilan simplifié selon THORNTHWAITE

Cette méthode est basée sur la notion de réserve en eau facilement utilisable (notée par la suite RFU).

On admet que le sol est capable de stocker une certaine quantité d'eau (la RFU) ; cette eau peut être reprise pour l'évaporation par l'intermédiaire des plantes.

La quantité d'eau stockée dans la RFU est bornée par 0 (la RFU vide) et RFU max (capacité maximale de la RFU qui est de l'ordre de 0 à 200 mm suivant les sols et sous-sols considérés, avec une moyenne de l'ordre de 100 mm).

On admet que la satisfaction de l'Etp a priorité sur l'écoulement, c'est-à-dire qu'avant qu'il n'y ait d'écoulement, il faut avoir satisfait le pouvoir évaporant (Etp = Etr). Par ailleurs, la complétion de la RFU est également prioritaire sur l'écoulement.

On établit ainsi un bilan à l'échelle mensuelle, à partir de la pluie du mois P, de l'Etp et de la RFU.

Si $P > Etp$, alors :

- $Etr = Etp$

Chapitre 3 : Mesures liées à l'estimation de l'ETR et bilan Hydrique

- il reste un excédent ($P - Etp$) qui est affecté en premier lieu à la RFU, et, si la RFU est complète, à l'écoulement Q

Si $P < Etp$:

on évapore toute la pluie et on prend à la RFU (jusqu'à la vider) l'eau nécessaire pour satisfaire l'Etr soit :

- $Etr = P + \min(RFU, Etp - P)$
- $RFU = 0$ ou $RFU + p - Etp$

Si $RFU = 0$, la quantité ($Da = Etp - Etr$) représente le déficit agricole, c'est-à-dire sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux plantes pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.

Mois	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Pluie du mois	67	55	41	49	54	77	60	67	65	55	61	62
Etp	3	8	33	61	90	103	109	94	67	35	14	5
RFU	100	100	100	88	52	26	0	0	0	20	67	100
Etr	3	8	33	61	90	103	86	67	65	35	14	5
D.A.	0	0	0	0	0	0	23	27	2	0	0	0
Écoulement	64	47	8	0	0	0	0	0	0	0	0	23

<- RFU vide ->

Pour établir ce bilan, il faut se donner la RFU maximale en fonction de la nature du bassin versant (dans cet exemple $RFU_{max} = 100$ mm). Par ailleurs, il faut connaître l'état de la RFU à la fin du mois antérieur au début de l'établissement du bilan. On tient alors l'un des deux raisonnements suivants :

Si la RFU doit être pleine un jour, ce sera à la fin de la période durant laquelle on a pu la remplir, c'est-à-dire à la fin du dernier mois où $P > Etp$;

Si la RFU doit être vide un jour, ce sera à la fin de la période durant laquelle on a pu la vider, c'est-à-dire à la fin du dernier mois où $P < Etp$.

Ayant établi ce bilan par mois, on évalue l'Etr annuelle par la somme de 12 Etr mensuelles.

Cette méthode peut être également utilisée avec l'estimation d'Etp par la formule de Turc et donne des résultats satisfaisants sous nos climats.

- Anctil F., Rousselle J., Lauzon N. (2005).** Hydrologie. Cheminement de l'Eau. Presses Internationales Polytechniques.
- L. Beloulou.** Cours d'hydrologie, université Badji Mokhtar Annaba
- Foucault A. (2009).** Climat et climatologie. Dunod, 320 pages
- Gaston R.(1980).** Hydrologie de l'ingénieur. Eyrolles - 456 pages
- Hufty A. (2001).** Introduction à la climatologie. Presses Université Laval- 542 pages
- Laborde J.P. (2009).** Eléments d'hydrologie de surface. Ecole polytechnique de l'université de Nice - Sophia Antipolis, 192 pages.
- Musy A., Higy C. (2004).** Hydrologie Une science de la nature. Collection Gérer l'environnement, Presses Polytechniques et Universitaires Romandes, Lausanne.
- Roche P.A., Miquel J., Gaume E. (2012).** Hydrologie quantitative, processus, modèles et aide à la décision. Collection Ingénierie et développement durable. Springer, 590 p.
- Triplet J-P.,et Roche G (1977).** Météorologie générale. Edition de l'Ecole Nationale de la Météorologie, 317 pages.
- Vigneau J-P., Viers G. (1994).** Eléments de climatologie. Ed Nathan, 224 pages.
- V. MERRIEN SOUKATCHOFF. (2003)** Cours d'hydrologie et d'hydrogéologie, 91 pages. Ecole des mines de Nancy