

Chapitre N° 1 : Cycle de l'eau.

1. Introduction :

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

1. 1. L'hydrologie : est la science de la terre qui s'intéresse au cycle de l'eau, c'est-à-dire aux échanges entre l'atmosphère, la surface terrestre et son sous-sol. On parle d'hydrosphère pour désigner la partie de la planète dans laquelle l'eau se trouve. Les cycles hydrologiques sont donc présents dans l'hydrosphère.

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

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

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

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

1. 2. L'hydrogéologie est une branche des sciences de la terre qui s'occupe du flux de l'eau souterraine à travers les aquifères et autres milieux poreux et fissurés peu profonds (généralement moins 1 000 mètres sous la surface). Le flux de l'eau très peu profonde (plus haute que 3 mètres sous la surface) est une branche pertinente pour la pédologie, l'agriculture et le génie civil, autant que pour l'hydrologie.

1. 3. Le cycle de l'eau (ou cycle hydrologique) : est un modèle représentant le parcours entre les grands réservoirs d'eau liquide, solide ou de vapeur d'eau sur Terre : les océans, l'atmosphère, les lacs, les cours d'eau, les nappes d'eaux souterraines et les glaciers. Le « moteur » de ce cycle est l'énergie solaire qui, en favorisant l'évaporation de l'eau, entraîne tous les autres échanges.

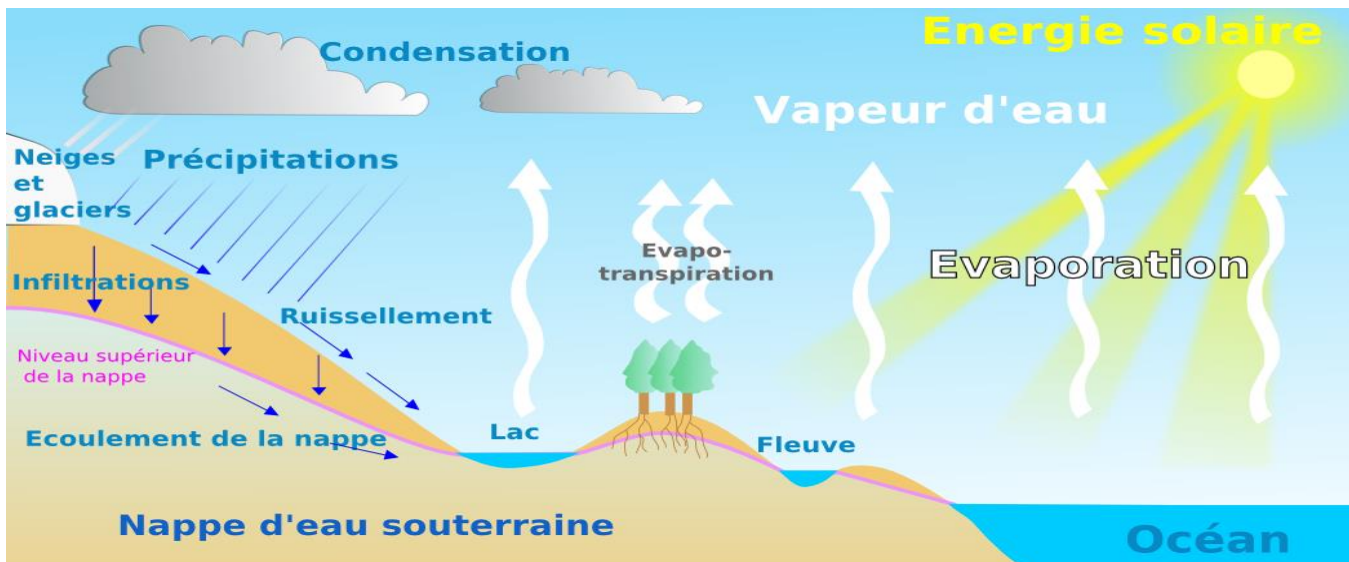


Fig. N°1 : cycle de l'eau.

Tab. N° 1 : Volume d'eau contenu dans les différents réservoirs

Estimation de la distribution globale de l'eau :

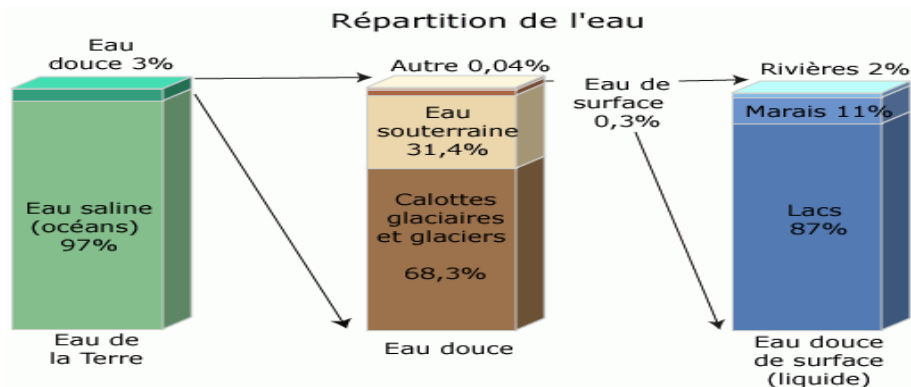
Source d'eau	Volume d'eau (km ³)	Volume d'eau (miles ³)	% d'eau douce	% d'eau totale
Océans, mers & baies	1,338,000,000	321,000,000	--	96.5 %
Calottes glaciaires, glaciers et neiges éternelles	24,064,000	5,773,000	68.7 %	1.74 %
Eau souterraine	23,400,000	5,614,000	--	1.7 %
douce	10,530,000	2,526,000	30.1 %	0.76 %
saline	12,870,000	3,088,000	--	0.94 %
Humidité du sol	16,500	3,959	0.05 %	0.001 %
Hydrolaccolithe & pergélisol	300,000	71,970	0.86 %	0.022 %
Lacs	176,400	42,320	--	0.013 %
d'eau douce	91,000	21,830	0.26 %	0.007 %
d'eau saline	85,400	20,490	--	0.006 %
Atmosphère	12,900	3,095	0.04 %	0.001 %
Eau marécageuse	11,470	2,752	0.03 %	0.0008 %
Rivières	2,120	509	0.006 %	0.0002 %
Eau biologique	1,120	269	0.003 %	0.0001 %
Total	1,386,000,000	332,500,000	-	100 %

Source: Gleick, P. H., 1996: Water resources. In Encyclopedia of Climate and Weather, ed. by S. H. Schneider, Oxford University Press, New York, vol. 2, pp.817-823.

2. Les différents réservoirs

- L'eau salée liquide des océans : le réservoir le plus important ;
- L'eau douce liquide : cours d'eau, lacs, étangs d'eau douce, marais ;
- Les glaciers : le flux peut être stocké pour un temps sous forme de neige ou de glace. Leur fonte est plus ou moins importante suivant les variations du climat ;
- L'eau atmosphérique (vapeur d'eau).

On remarque que sur 1 386 000 000 de km³ d'eau sur toute la terre, environ 97 % est saline. En ce qui concerne l'eau douce, plus de 68 % se trouve dans la glace et les glaciers. D'autre 30 % se trouve dans le sol. Les sources d'eau douce de surface, comme les rivières et les lacs, totalisent 93 100 km³, ce qui représente 1/150 d'un pourcent de la quantité totale de l'eau.



3. Les flux entre réservoirs

Au cours du cycle de l'eau, des transferts incessants d'importantes masses d'eau se produisent entre les différents réservoirs de la planète. Ce phénomène entretient souvent l'idée que l'eau est une véritable ressource renouvelable. Mais cela n'est pas aussi simple car tout dépend en fait du réservoir considéré. En effet, toute l'eau ne participe pas en permanence au cycle. Autrement dit, chacune des **molécules** d'eau de l'hydrosphère ne circule pas constamment d'un réservoir à l'autre de la planète. Une molécule peut en effet rester durant un certain temps dans un réservoir et la durée moyenne durant laquelle une molécule d'eau réside dans un réservoir est appelée temps de résidence. Ces temps de résidence dépendent de la rapidité des transferts : plus ils sont rapides, plus les temps de résidence sont courts. Les temps de résidence moyens dans les différents réservoirs de surface sont donnés à titre indicatif dans le tableau ci-dessous (d'après L'eau, Ghislain de Marsily, Dominos Flammarion, 1995).

Les réservoirs	Les temps de résidence
Océans	2 500 ans
Eaux continentales	
Glaciers	1 600 à 9 700 ans
Eaux souterraines	1 400 ans
Mers intérieures	250 ans pour la mer Caspienne qui contient 80% de tout le volume d'eau de ce réservoir
Lacs d'eau douce	17 ans pour les grands lacs 1 an pour les autres lacs
Humidité des sols	1 an
Rivières	16 jours
Atmosphère (humidité de l'air)	8 jours
Biosphère (cellules vivantes)	quelques heures

3. 1. L'évaporation

Les enveloppes terrestres contiennent de l'eau, en quantités variables : beaucoup au sein de l'hydrosphère, moins dans la lithosphère et en très faible quantité dans l'atmosphère. Elles se retrouvent en saison de forte chaleur et se dilate dans l'atmosphère terrestre.

L'eau de l'hydrosphère, chauffée par le rayonnement solaire, s'évapore. Cette eau rejoint alors l'atmosphère sous forme de vapeur d'eau. Cette évaporation dépend du vent, de l'ensoleillement, de la température...

Lorsque l'atmosphère n'est pas saturée en eau (d'avril à octobre), une partie de la lame d'eau qui tombe est immédiatement évaporée (et cette évaporation peut également continuer après l'épisode pluvieux, si l'atmosphère n'est toujours pas saturée). Cette évaporation est d'autant plus efficace qu'on est proche de la surface du sol. Puis s'il subsiste dans l'atmosphère une zone non saturée, apparaît alors la reprise évaporatoire. Celle-ci est favorisée par la remontée capillaire.

3. 2. Les évapotranspirations

Enfin, la transpiration des végétaux intervient, on parle d'évapotranspiration. Le cycle décrit ci-dessus est essentiellement géochimique. En réalité, les êtres vivants, et plus particulièrement les végétaux ont une influence sur le cycle. Les racines des végétaux pompent l'eau du sol, et en relâchent une partie dans l'atmosphère. De même, une partie de l'eau est retenue dans les plantes. Lors de déforestation, le cycle de l'eau est fortement modifié localement et il peut en résulter des inondations.

3. 3. Les précipitations

Les nuages sont formés de minuscules gouttes d'eau. Lors des pluies, la totalité de la lame d'eau tombe sur les océans (pour 7/9) et les continents (pour 2/9)



3. 4. Le ruissellement

Le ruissellement désigne en hydrologie le phénomène d'écoulement des eaux à la surface des sols.

3. 5. La recharge des nappes souterraines

L'infiltration, à travers les fissures naturelles des sols et des roches ;

La percolation, en migrant lentement à travers les sols.

Plus le processus est lent plus les eaux ont le temps d'interagir chimiquement avec le milieu qu'elles traversent. Plus le processus est rapide plus les phénomènes d'érosion seront marqués. Ceci est en fonction aussi de la qualité du support rocheux et des interactions souterraines (hydrogéologie)

À travers l'infiltration et la percolation dans le sol, l'eau alimente les nappes phréatiques (souterraines), captives ou libres.

On parle de zone vadose pour les eaux issues du cycle décrit ci-dessus.

Les débits des eaux peuvent s'exprimer en m³/s pour les fleuves, en m³/h pour les cours d'eau plus modestes. La vitesse d'écoulement des nappes phréatiques est en revanche de quelques dizaines de mètres cubes par an.

4. Perturbation du cycle de l'eau

4. 1. Augmentation du ruissellement ;

La déforestation, les pratiques agricoles dominantes, l'urbanisation ont pour effet d'augmenter le ruissellement car non seulement les racines ne retiennent plus les sols, qui n'absorbent donc pas les précipitations, mais les sols eux-mêmes sont déstructurés (humus), qui eux aussi absorbent les eaux de pluies).

Cela peut avoir pour conséquence de rendre les inondations plus fréquentes.

4. 2. Diminution de l'évapotranspiration ;

La déforestation a pour effet de diminuer l'évapotranspiration, comme l'urbanisation et toutes formes d'imperméabilisation des sols

4. 3. Épuisement des nappes ;

Le prélèvement de l'eau dans les nappes peut ne pas avoir de conséquence s'il respecte le quota d'eau apportée par les pluies qui atteindra la nappe. Il est à noter que les nappes profondes sont rechargées par la météo de plusieurs décennies voire de plusieurs siècles et que les nappes superficielles se rechargent généralement très rapidement en quelques jours, en quelques mois ou en quelques années.

4. 4. Détournement de l'eau des cours d'eau ;

L'irrigation par des canaux ou par recouvrement est une méthode qui utilise le détournement l'eau et l'apport d'eau en grande quantité sur une durée très courte. Cette méthode est extrêmement consommatrice d'eau, contrairement à des systèmes d'aspersion (pivots, enrouleurs, quadrillage...) ou de goutte à goutte, qui apportent l'eau sur une durée plus importante. Un exemple fort d'irrigation par canaux est celui qui a eu pour conséquence la baisse du débit des fleuves, et l'assèchement de la mer d'Aral. Toutefois, cette méthode d'irrigation a prouvé qu'elle peut apporter de l'eau dans des milieux en déficit naturel, voire de réalimenter grandement des nappes phréatique comme en Provence ou ce système ancestral réalimente en permanence les masses d'eau souterraines

Bien évidemment lorsqu'on détourne l'eau d'une mer intérieure par des canaux qui utilisent plus d'eau que celle de la croissance végétale, on risque de faire baisser la mer intérieure. Cet exemple ne doit pas servir de publicité pour pomper les nappes phréatiques en se justifiant de réduire le gaspillage par la technique de la goutte à goutte. L'eau des cours d'eau est le surplus des eaux d'un bassin versant dont le débit varie tout au long de l'année. Détourner l'eau des cours d'eau qui se jettent dans les grands océans est différent et n'est pas aussi grave que la même action sur une mer intérieure.

Ch. N°2 : L'Hydrologie de surface

L'hydrologie de surface est la science qui traite essentiellement des problèmes qualitatifs et quantitatifs des écoulements à la surface des continents. Ces problèmes se ramènent généralement à des prévisions (associer à une date une certaine grandeur) ou des prédéterminations (associer à une grandeur une certaine probabilité) de débits ou de volume en un point ou sur une surface.

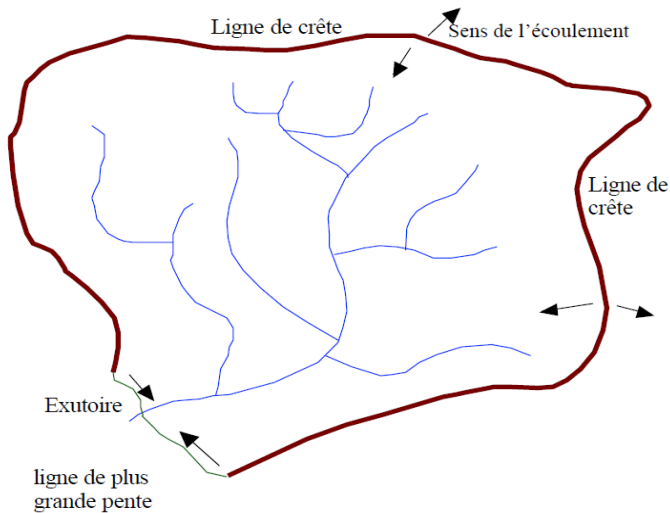
Les domaines d'application de l'hydrologie de surface sont également très variés. Parmi les plus importants et les plus classiques, on notera :

- l'agriculture : irrigation, drainage ;
- l'étude des ressources en eaux : eau potable, eau pour l'industrie ; la lutte contre la pollution ;
- la sécurité des biens et des personnes : protection contre les crues...

1.1 Notion de bassin versant

Le bassin versant, en une section d'un cours d'eau, est défini comme la surface drainée par ce cours d'eau et ses affluents en amont de la section.

Tout écoulement prenant naissance à l'intérieur de cette surface doit traverser la section considérée, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval.



*Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie ; le bassin versant sera limité par les lignes de crêtes et les lignes de plus grande pente.
Le bassin versant est l'unité spatiale qui va être utilisée pour effectuer un bilan hydrologique.*

Figure 3 : bassin versant topographique

1.2 Caractéristiques morphométriques :

Il est difficile de décrire entièrement un bassin versant. Pour différencier deux bassins versants, il faudrait pouvoir comparer les cartes topographiques, géologiques et celles du réseau hydrographique.

Pour faciliter la description, on définit un certain nombre de paramètres qui permettent de caractériser la forme du bassin versant. Ces paramètres sont de 3 types qui caractérisent :

- la disposition en plan
- l'altitude
- l'indice de pente

1.3 Synthèse des mesures de précipitations

Sous le terme de précipitations, on regroupe toutes les eaux météoriques qui arrivent au sol sous quelque forme que ce soit ; de la pluie, de la neige, de la grêle, de la rosée. Les mesures de précipitations intéressent des secteurs d'activités assez divers mais principalement la météorologie, l'agriculture, l'hydrologie, etc.

De nos jours, il est encore fréquent d'avoir à installer de nouvelles stations pluvio-métriques pour les besoins d'une étude. L'idée est de mesurer la quantité d'eau tombée au sol durant un certain intervalle de temps ; or, ceci n'est pas aussi facile qu'il y paraît :

- la taille de l'échantillon est ridiculement faible puisqu'avec une surface réceptrice ne dépassant pas 2000 cm², on espère dans le meilleur des cas, représenter la pluie sur quelques kilomètres-carrés ; on échantillonne donc quelques dix millièmes de la surface ;
- les précipitations sont par ailleurs très sensibles au vent, ce qui explique que l'introduction de l'appareil occasionne une perturbation de la circulation et ainsi, une modification des précipitations ;
- enfin, signalons que pour la neige, on peut souvent se contenter de mesurer son équivalent en eau, mais dans ce cas, encore faut-il que les flocons aient bien voulu se poser dans la surface réceptrice.

1.3.1 La Pluie

Le principe de la mesure de la précipitation est de poser un récipient, d'aire horizontale A au sol et de mesurer le volume V de pluie tombée pendant un temps Δt . La hauteur de pluie $H_{\Delta t}$, tombée pendant l'intervalle de temps Δt

est :
$$H_{\Delta t} = \frac{V}{A}$$

Le récipient de mesure est, en fait, normalisé et s'appelle un pluviomètre s'il s'agit du récipient seul, un pluviographe, si l'appareil est relié à un système de mesure automatique. L'appareil doit être installé de telle manière que la surface réceptrice soit bien horizontale et à 1 m de la surface du sol. Il existe des pluviographes ayant une surface de 400 cm² et 1000 cm².

Suivant le système d'acquisition associé, le pas de temps minimum de cumul du volume de pluie est plus ou moins fin.



Les données sont enregistrées avec un pas de temps minimum Dt en un point. On peut faire des cumuls horaires, journaliers, mensuels... (Djelfa environ 250 mm/an).

Il faut les critiquer immédiatement :

- Corrélation des postes 2 à 2 ;
- Corrélation de la somme des précipitations (méthode de la double masse) pour se rendre compte des dérives systématiques ;
- Fréquence des chiffres utilisés ; - Probabilité d'une observation ;

Les relations entre les intensités, la durée et la fréquence d'apparition des pluies peuvent être représentées selon des courbes caractéristiques : on parle généralement de courbes Intensité- Durée-Fréquence (IDF). La notion de fréquence est en fait exprimée par la notion de temps de retour.

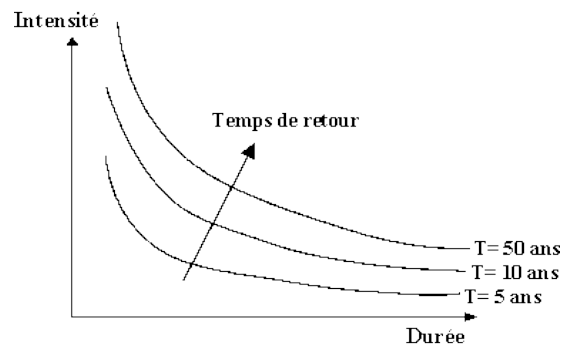


Figure 4: Représentation schématique des courbes IDF (d'après André Musy)

On définit alors le temps de retour T d'un événement comme étant l'inverse de la fréquence d'apparition de

l'événement. Soit :
$$T = \frac{1}{1 - F(x_i)}$$

Ainsi, l'intensité d'une pluie de temps de retour T est l'intensité qui sera dépassé en moyenne toutes les T années.

1.3.2 Précipitations solides Elles se produisent essentiellement sous deux formes :

1.3.2.1 La grêle :

Elle se forme dans les cumulo-nimbus vers 5 000 m d'altitude avec de fortes turbulences. Les quantités d'eau surfondues que peuvent contenir ces nuages se solidifient brusquement au contact de cristaux de glaces. Ce phénomène est relativement mal connu. Son extension géographique est généralement faible (par exemple : 1 à 2 km sur 10 à 15 km).

1.3.2.2 La neige :

C'est la principale forme de précipitations solides. Elle résulte d'une condensation lente et progressive de la vapeur d'eau à une température voisine de 0° C. Cette condensation se fait initialement en cristaux en forme d'étoile à six branches. Si les cristaux subissent une fusion partielle, ils s'agglomèrent au cours de leur chute pour former les flocons.

Relation température- précipitation (Diagramme ombro-thermique) :

Les températures sont reportées à l'échelle double des précipitations selon la définition de GAUSSEN 1958. Une période sèche est une période pendant laquelle les précipitations totales du mois sont inférieures ou égales au double de la température ($P \leq 2T$).

Cette relation permet d'établir un diagramme ombro-thermique représenté dans la figure ci-dessous.

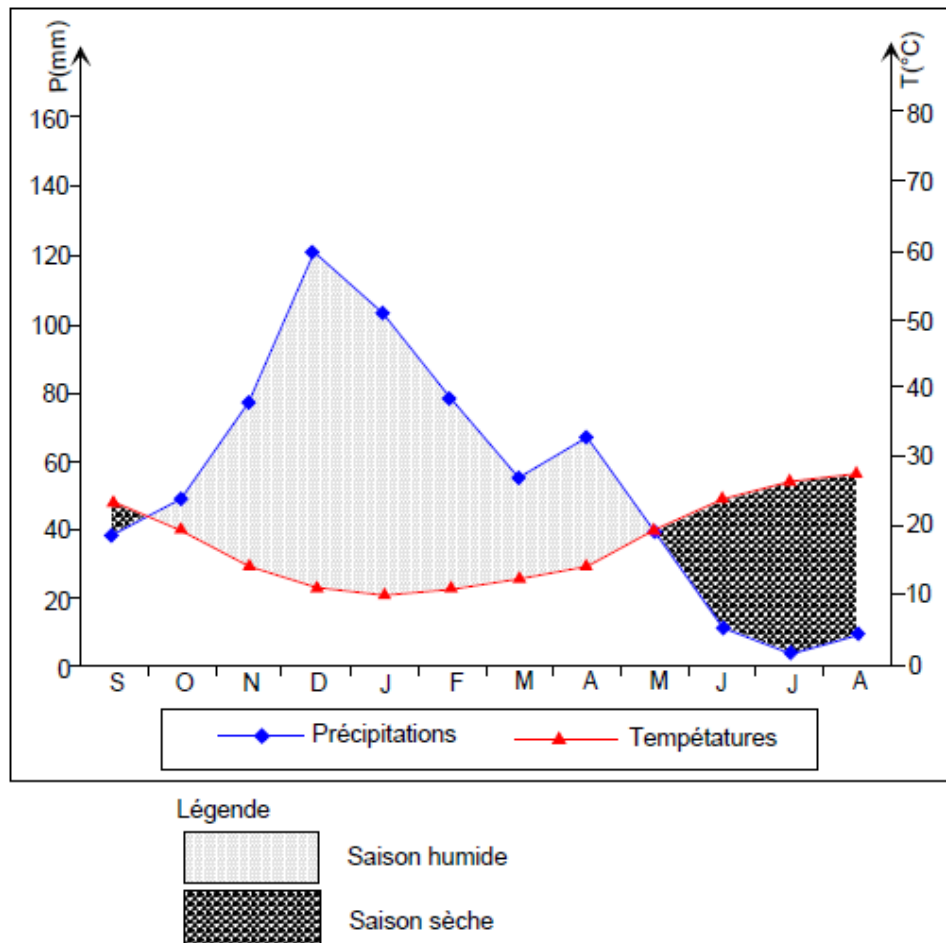


Fig.05. Diagramme Ombro-thermique de la station de Guenitra (89/90-03/04)

La saison sèche est d'une grande importance pour mieux connaître la période déficitaire en eau, afin de pouvoir répondre aux besoins d'irrigation et d'alimentation en eau potable.

Alors la période sèche s'étale sur une période de trois mois (début du mois de Juin jusqu'à la fin d'Août) (Fig. 05), la période sèche s'étale sur une saison qui débute la mi-Mai jusqu'à la fin du mois de Septembre.

Ch. N° 3 : L'INFILTRATION

1. Définitions et facteurs :

L'infiltration, élément très important du bilan hydrologique, est définie comme étant le mouvement de l'eau dans un sol en passant par la surface.

Sous la majorité des conditions naturelles, une proportion importante des pluies tombant sur le globe terrestre s'écoule dans le sol. Le problème qui s'impose est de déterminer l'intensité du mouvement de l'eau dans le sol et de prévoir la quantité de pluie qui s'y infiltre lors d'une averse de caractéristiques données. L'infiltration dépend de plusieurs facteurs, les plus significatifs sont:

- la nature du sol (texture et composition granulométrique),
- la perméabilité et la porosité du sol,
- la couverture végétale,
- l'état hygroscopique initial du sol.

Quel que soit l'état initial du sol, l'infiltration décroît avec le temps d'une valeur initiale (f_0) dite "capacité d'infiltration initiale" vers une valeur finale plus ou moins constante (f_c) appelée "capacité d'infiltration ultime ou finale" (voir figure ci-jointe).

2. Détermination pratique des capacités d'infiltration d'un sol

L'infiltration peut être estimée par diverses méthodes parmi lesquelles on cite :

- l'étude du bilan hydrologique en utilisant les simulateurs de pluie au laboratoire ou sur terrains expérimentaux,
- l'étude du bilan hydrologique à l'échelle de l'averse,
- l'utilisation d'infiltromètres.

3. Détermination des capacités d'infiltration par un infiltromètre

Cette méthode, étant la plus simple, consiste à bien enfoncer, à l'aide d'une masse, deux tubes cylindriques, plus ou moins normalisés selon les spécifications données sur la figure 1, dans le sol jusqu'à une profondeur suffisante. Si le sol est perturbé on le dame avec une masse. Une fois les tubes en place, on trace un repère à l'intérieur du tube interne à l'aide d'un marqueur indélébile; cette marque correspond au niveau initial H_0 de l'eau versée dans ce tube au début de l'expérience (à l'instant $t = 0$). Après un temps t , de préférence assez court au début de la mesure, plus ou moins régulier, verser attentivement de l'eau dans le tube à l'aide d'un cylindre gradué jusqu'au niveau du repère. Le volume d'eau versé correspondra au volume infiltré pendant l'intervalle de temps indiqué (voir fiche technique des essais). On répète enfin cette dernière étape jusqu'à ce que le volume d'eau ajouté devienne plus ou moins constant (le plus souvent après 4 à 6 heures, selon le type de sol).

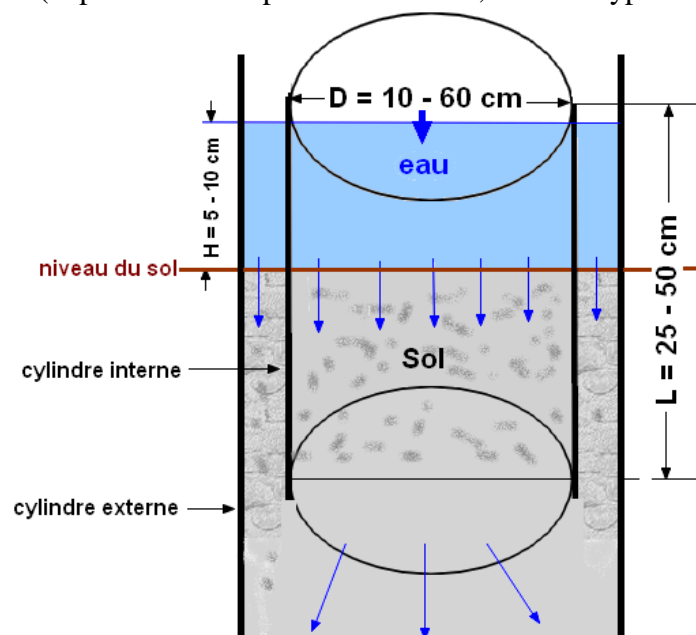


Fig. 1- Schéma d'un dispositif de mesure de l'infiltration

Remarque: Les infiltromètres professionnels sont équipés d'un dispositif de mesure doté d'un flotteur, placé au centre du tube (cas de l'infiltromètre du Département de géologie, UBMA). Au fur et à mesure que l'eau

s'infiltrer, on lit directement sur une échelle (règle graduée) la hauteur de l'eau infiltrée depuis le début de l'expérience (Fig. 2).



Fig. 2 – Mesure de l'infiltration d'un sol (Plaine de Asfour (Mai 2004))

4. Interprétation des résultats (cf feuille de calcul)

Les expériences ont montré que la capacité d'infiltration d'un sol suit un modèle exponentiel décroissant. Ainsi, plusieurs modèles ont été proposés notamment:

- le modèle de Horton (1930): $f(t) = f_c + (f_0 - f_c) \cdot e^{-kt}$
- le modèle de Kostiaikov (1932): $f(t) = a/t^b$
- le modèle de Philip (1957): $f(t) = A + \frac{1}{2} S \cdot t^{-0.5}$

dans lesquels f_0 , f_c , k , A , S , a et b sont des constantes qui dépendent de la nature du sol.

Ces constantes sont déterminées expérimentalement par les techniques graphiques ou par la méthode de la régression linéaire après un changement approprié des variables. La constante k de Horton peut alternativement être estimée par la relation: $k \approx (f_0 - f_c)/F_c$

où F_c représente l'aire comprise entre la courbe représentative de f en fonction de t , soit $f(t)$, et la valeur de f correspondant à f_c (Fig. 3).

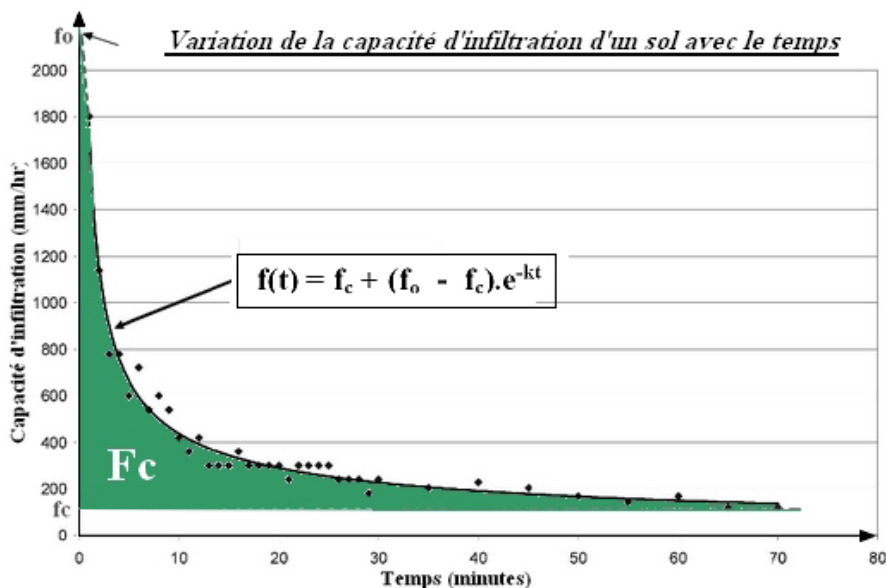


Fig. 3. Définition schématique de F_c dans le modèle de Horton



Chapitre IV : Le retour de l'eau à l'atmosphère : évaporation et évapotranspiration

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.

1.1 Les formes du retour de l'eau à l'atmosphère

Il y a deux aspects dans le retour de l'eau à l'atmosphère :

- Evaporation-sublimation

C'est l'ensemble des processus physiques de transformation de l'eau liquide en vapeur. C'est l'évaporation directe à partir d'une surface d'eau libre (mer, lac). Dans ce cas, la quantité d'eau qui repart à l'atmosphère est liée à des paramètres physiques tels que température de l'air, de l'eau, vitesse du vent, degré de saturation (degré hygrométrique), ensoleillement...

- Transpiration (phénomène biologique)

Elle dépend du couvert végétal, de son stade de développement...

Elle est très difficile à mesurer.

1.3.2 Mesures des paramètres physiques conditionnant l'évaporation :

Ces mesures sont généralement faites par les services météorologiques. Cependant, dans certains cas particuliers, les données ne sont pas disponibles à proximité du site envisagé ; dans ce cas, l'hydrologue peut être amené à installer des stations climatologiques plus ou moins complètes.

Il faut noter qu'il existe de grandes différences dans les appareils de mesures. Lorsqu'ils sont destinés à équiper des stations du type synoptique, on rencontre des appareils très précis mais nécessitant entre autres un important investissement, des sources d'énergie électrique et un personnel compétent. Au contraire, pour les stations tertiaires que l'hydrologue peut être amené à installer, il convient de mettre l'accent sur la robustesse et l'autonomie d'appareils destinés bien souvent à être "abandonnés" durant des semaines.

1.2.1 Températures

- thermomètre
- thermomètre à minima et maxima

1.2.2 Humidité de l'air

Psychromètre

Hygromètres

1.2.3 Pression

Il existe plusieurs types de baromètres :

- à mercure,
- à ressort.

1.2.4 Rayonnement solaire

- pyréliomètre (mesure du rayonnement solaire direct)
- pyranomètre (mesure du rayonnement solaire global ou du rayonnement solaire diffus)

1.2.5 Vent

- anémomètres : permettent de mesurer la vitesse du vent et la quantité de "vent passé" en hectomètres.
- girouettes. Elles permettent de mesurer la direction du vent.

1.3 Mesure de l'évaporation

Les mesures de l'évaporation peuvent se faire de différentes manières selon les buts poursuivis

1.3.1 Mesures de l'évaporation à partir d'une surface libre : les bacs

Il paraît évident qu'une des façons la plus simple de mesurer l'évaporation est de mettre une cuvette d'eau et de mesurer au bout d'un certain temps la quantité d'eau évaporée.

Le problème vient de la normalisation de cette mesure ; il faut être capable de répéter la même mesure dans les mêmes conditions, en différents sites.



Différents types d'appareils ont été conçus pour ce genre de mesure. Ils sont installés dans la nature et en général regroupés avec d'autres instruments : pluviomètre, thermomètre flottant et anémomètre.

L'évaporation dans ces différents appareils dépend des conditions d'installation.

1.3.3 Formules empiriques d'estimation du pouvoir évaporant

En l'absence de mesures directes, il existe un certain nombre de formules empiriques, basées sur des mesures climatologiques qui tentent d'estimer l'évapotranspiration. Elles sont basées sur la loi de Dalton.

Dalton (1802) avait mis en évidence que; tous les autres facteurs restant constants, le taux d'évaporation (E) d'une surface d'eau libre est proportionnel au déficit hygrométrique ($F_{te} - f_a$) telle

que: $E = \varphi (F_{te} - f_a)$

où F_{te} est la tension de vapeur saturante correspondant à la température de l'eau en surface (t_e), f_a est la tension de vapeur réelle dans l'air ambiant et φ étant une fonction. Au lieu et place du déficit hygrométrique,

1.3.3.1 Formule de Lugeon

Cette formule donne l'évapotranspiration potentielle au cours d'un mois de n jours

$$E = 0,398 \cdot n \cdot (e_{sm} - e_m) \frac{(273 + t_m) \times 760}{273 \times (P - e_{sm})}$$

e_{sm} : tension de vapeur saturante pour la température maximale mensuelle moyenne

e_m : tension réelle moyenne mensuelle

P : pression en mm de mercure.

1.3.3.2 Formule de Meyer

$$E = C \cdot (e_{sm} - e_m) \cdot \left(1 + \frac{V}{10}\right)$$

V : vitesse moyenne mensuelle du vent en milles/heure

E_m : évaporation moyenne mensuelle

C : coefficient empirique : C = 15 pour les bacs Colorado et C = 11 pour les réservoirs, les lacs profonds.

- en URSS il existe une formule équivalente à la formule de Meyer

- Formule de Coutagne Cette formule est basée sur l'écart psychrométrique

Coutagne propose de calculer l'évaporation Piche journalière (E_j); exprimée en mm; par la formule:

$$E_j = \theta(1 + \alpha V)$$

dans laquelle θ est l'écart psychrométrique moyen journalier en °C, V étant la vitesse moyenne journalière du vent (en m/s) et α un coefficient de l'ordre de 0.10 à 0.15.

Remarque : ces formules correspondent à des réservoirs de grandes dimensions et donc à une évaporation potentielle.

1.3.4 Ordre de grandeur du pouvoir évaporant

En région parisienne : 1mm/j en hiver

3 mm/j en été

Dans les Bouches du Rhône : 3 mm/j en hiver

9 mm/j en été

mer Morte 2400 mm/an

lac Tchad 2260 mm/an

Sud de la France 1000 à 1500 mm/an

l'évaporation moyenne en France est de 600 mm/an

1.4 Mesures et estimation de l'évapotranspiration réelle et potentielle

1.4.1 Notion d'évapotranspiration réelle et potentielle

On appelle évapotranspiration réelle notée ETR la quantité d'eau (en général exprimée en mm) évaporée ou transpirée par le sol, les végétaux et les surfaces d'eau libre d'un bassin versant.

On appelle évapotranspiration potentielle (ETP), la quantité d'eau susceptible d'être évaporée, si la quantité d'eau disponible était illimitée.

1.4.2 Mesures directes



1.3.4.2.1 Les cases lysimétriques (mesure de ETR)

Cet appareil est une cuve étanche enterrée et remplie d'un bloc de sol de quelques mètres carrés et d'environ 2 mètres d'épaisseur. Le sol est drainé par un lit de cailloux à la base de la case. L'eau d'infiltration (I) est recueillie. Un collecteur qui fait le tour de la cuve permet d'évaluer le ruissellement.

Les informations suivantes peuvent être mesurées :

- P : pluie (grâce à un pluviomètre)
- Q : ruissellement
- I : infiltration (vers la nappe)
- DR : variation des réserves

(ces variations sont mesurées soit par pesée soit au moyen de sondes)

Il est donc possible d'écrire le bilan suivant :

$P = E + Q + I + DR$ dans lequel seule E est inconnue.

1.4.3 Estimation de l'évapotranspiration

Il existe différentes formules permettant d'estimer l'ETP et l'ETR.

1.4.3.1 Evapotranspiration potentielle

Formules utilisées pour le calcul de l'ETP :

Depuis 1950, plusieurs formules ont été développées pour estimer l'évapotranspiration: Thornthwaite (1944), Turc (1962), Blaney-Criddle (1950) et Penman-Monteith-FAO (1998). L'utilisation de ces modèles nécessite la connaissance de certaines données climatiques telles que, les températures maximales et minimales de l'air, les humidités relatives maximale et minimale, la radiation solaire globale et la vitesse du vent.

1.1. Méthode de Thornthwaite (1944) :

La formule de Thornthwaite est utilisée lorsqu'on ne dispose que de la température comme seule donnée climatique. Elle exprime l'évapotranspiration potentielle (ETP) par la formule suivante : t : Température moyenne de l'air sous abri pour la période considérée ;

I : indice thermique annuel, est la somme de douze indices mensuels ;

$$ETP = 16 \cdot \left(\frac{10 \cdot t}{I} \right)^a \cdot f(\varphi)$$

$f(\varphi)$: Terme correctif fonction de la durée théorique de l'insolation, la latitude et du mois.

a : Fonction complexe de l'indice I.

1.2. Formule de Turc (1962)

Cette méthode fait intervenir la température moyenne mensuelle, la radiation globale du mois considéré et l'insolation relative. Dans ce cas, l'ETP est exprimée en mm/mois selon les formules suivantes :

Si $Hr > 50$ %, on a :

$$ETP = 0.40 \cdot \frac{T}{T+15} \cdot (I_g + 50)$$

Si $Hr < 50$ %, on a :

$$ETP = 0.40 \cdot \frac{T}{T+15} \cdot (I_g + 50) \cdot \left(1 + \frac{50 - Hr}{70} \right) \quad I_g = I_{g_A} \left(0.18 + 0.62 \cdot \frac{h}{H} \right) \text{ (cal/cm}^2\text{/jour)}$$

1.3. Formule de Blaney-Criddle (1950) :

Cette méthode de Blaney -Criddle, fait intervenir la température moyenne mensuelle et le pourcentage d'éclairement du mois considéré. L'ETP exprimée en mm/mois est la suivante :

$$ETP = K \cdot P (0.46 T + 8.13)$$

T: Température moyenne mensuelle en °C

P: Pourcentage d'éclairement mensuel, fonction de la latitude de la zone d'étude ;

K : Coefficient fonction de la culture et de la zone climatique.

1.4. Formule de Penman-Monteith-FAO (1998)

$$ET = \frac{0.408 \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{t+273} \cdot u_2 \cdot (e_a - e_d)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)}$$

R_n : Radiation nette ($MJm^{-2}j^{-1}$) ;

G : Flux de chaleur du sol ($MJm^{-2}j^{-1}$) ;



T : Température moyenne journalière (°C) ;
 e_a : Pression saturante de vapeur d'eau (KPa) ;
 e_d : Pression actuelle de vapeur d'eau (KPa) ;
 Δ : pente de la courbe de la pression de vapeur
 γ : Constante psychométrique (KPa^0C^{-1})

1.5. BOUCHET (R.J.). (1963)

Cette formule permet d'évaluer l'évapotranspiration à partir d'une mesure de l'évaporation (évaporomètre Piche), pour la période considérée (jour, décade, mois) :

$$ETP = \alpha \cdot \lambda (\theta) \cdot E_p$$

$\alpha = 0.37$; λ : Coefficient fonction de la température θ
 θ : Température moyenne entre la température de l'air et la température du point de rosée θ_r (°C)
 E_p : Evaporation piche (mm/(jour,décade,mois))

1.4.3.2 Evapotranspiration réelle

Equations et méthodes donnant l'ETR

Outre l'étude du bilan hydrologique, il existe plusieurs méthodes empiriques pour estimer l'évapotranspiration réelle.

2.1. Formule de Coutagne

Le déficit d'écoulement (D) ou simplement l'ETR (en mètres) se déduit de la hauteur moyenne annuelle des pluies P (en mètres) et la température moyenne annuelle t (en °C) par la formule :

$$ETR = D = P(1 - \lambda P)$$

Où λ est un paramètre, inversement proportionnel à la température, qu'on peut estimer par la relation :

$$\lambda = 1/(0.8 + 0.14t)$$

La formule de Coutagne n'est valable que si les valeurs de P sont comprises entre $1/8\lambda$ et $1/2\lambda$. Si les précipitations sont inférieures à $1/8\lambda$, le déficit d'écoulement sera égal à P ; dans ce cas il n'y aura pas d'écoulement. Au cas où elles sont supérieures à $1/2\lambda$, le déficit d'écoulement est pratiquement indépendant de P. Dans ce cas, ce dernier sera donné par :

$$D = ETR = 1/4\lambda$$

La hauteur de la lame d'eau écoulée annuellement Q se déduit de la formule précédente par l'expression suivante :

$$Q = P - D = P - ETR = \lambda P^2$$

2. 2. Formule de Turc

Turc adapte à la famille de courbes $ETR = f(P,T)$ établies à partir des observations effectuées sur 254 bassins versants situés sous tous les climats du globe, l'expression:

$$ETR = P [(0.9 + P^2/L^2)]^{-0.5}$$

Où P est la pluviométrie moyenne annuelle (en mm) et ETR représente l'évapotranspiration réelle (en mm/an). Le paramètre L, fonction de la température moyenne annuelle t (en °C) ; a pour expression :

$$L = 300 + 25 t + 0.05 t^3$$

Bien que cette formule est d'un emploi aisé, elle ne donne fort malheureusement que des ordres de grandeur de l'ETR. L'auteur indique que l'écart absolu (Ea), défini par la différence entre les valeurs mesurées et calculées, est compris dans les intervalles suivants :

- $0 < Ea < 222$ mm; pour l'ensemble des bassins étudiés,
- $0 < Ea < 40$ mm; pour 55% des cas.

L'écart relatif ou rapport de l'écart absolu à la valeur mesurée de l'ETR est inférieur à :

- 10 % dans 43 %
- 20 % dans 65,5 % des cas.

2. 3. Méthode du bilan de Thorwaithe (voire chap. Bilan hydrologique).

Chapitre V : Les écoulements

V. 1. Généralités

On distingue dans un premier temps deux grands types d'écoulements, à savoir : les **écoulements « rapides »** et par opposition, les **écoulements souterrains** qualifiés de « *lents* » qui représentent la part infiltrée de l'eau de pluie transitant lentement dans les nappes vers les exutoires. Les écoulements qui gagnent rapidement les exutoires pour constituer les crues se subdivisent en écoulement de surface et écoulement de subsurface :

- **L'écoulement de surface** ou ruissellement est constitué par la frange d'eau qui, après une averse, s'écoule plus ou moins librement à la surface des sols. L'importance de l'écoulement superficiel dépend de l'intensité des précipitations et de leur capacité à saturer rapidement les premiers centimètres du sol, avant que l'infiltration et la percolation, phénomènes plus lents, soient prépondérants.
- **L'écoulement de subsurface** ou écoulement hypodermique comprend la contribution des horizons de surface partiellement ou totalement saturés en eau ou celle des nappes perchées temporairement au-dessus des horizons argileux. Ces éléments de subsurface ont une capacité de vidange plus lente que l'écoulement superficiel, mais plus rapide que l'écoulement différé des nappes profondes.

La figure V.1 illustre ces différents types d'écoulements :

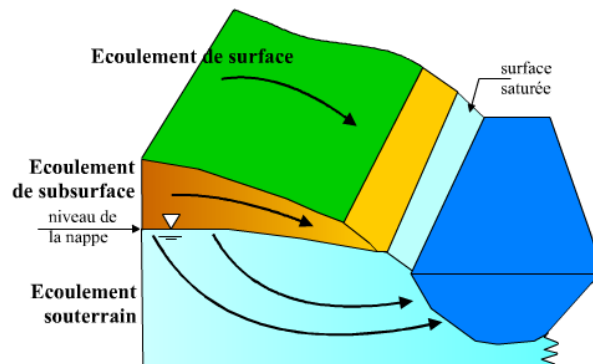


Fig. V.1 – Les différents types d'écoulements.

A cet ensemble de processus peut encore s'ajouter l'écoulement dû à la fonte des neiges.

Ces processus qui se produisent à des vitesses très différentes, mobilisent des eaux d'âge, d'origine et de cheminement très distincts, et permettent d'expliquer la plupart des comportements hydrologiques rencontrés sur les bassins versants, depuis les crues de « ruissellement pur » jusqu'aux crues où la contribution à l'écoulement final est essentiellement hypodermique ou phréatique.

Les éléments les plus importants dans la génération des crues sont finalement les écoulements de surface et de subsurface et les précipitations directes à la surface du cours d'eau, l'écoulement souterrain n'entrant que pour une faible part dans la composition du débit de crue (Fig. V. 2).

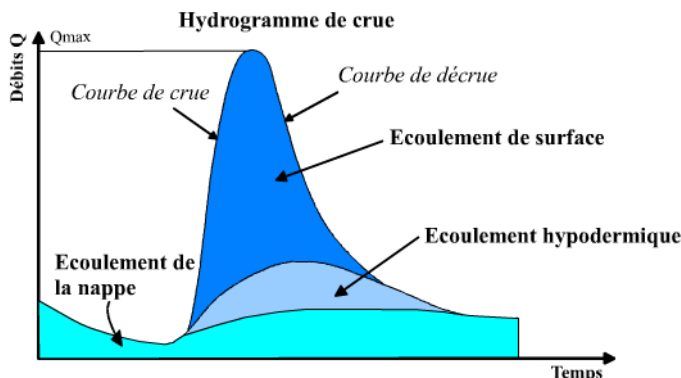


Fig. V.2 - Découpage de différentes phase d'un hydrogramme de crue.



Rappelons que l'écoulement de surface ne peut pas être mesuré directement sur un versant, sauf dans le cas de très petites parcelles expérimentales équipées à cet effet. Généralement, on mesure indirectement cette composante des écoulements par l'évaluation des débits dans le réseau hydrographique.

V. 2. L'écoulement de surface

Après interception éventuelle par la végétation, il y a partage de la pluie disponible au niveau de la surface du sol :

- en eau qui s'infiltré et qui contribue, par un écoulement plus lent à travers les couches de sol, à la recharge de la nappe et au débit de base,
- et en ruissellement de surface dès que l'intensité des pluies dépasse la capacité d'infiltration du sol (elle-même variable, entre autre selon l'humidité du sol). Cet écoulement de surface, où l'excès d'eau s'écoule par gravité le long des pentes, forme l'essentiel de l'écoulement rapide de crue.

L'**écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration du sol** (écoulement Hortonien) est considéré comme pertinent pour expliquer la réponse hydrologique des bassins en climats semi-arides ainsi que lors de conditions de fortes intensités pluviométriques. Il est généralement admis que même des sols naturels présentant une conductivité hydraulique élevée en climats tempérés et humides peuvent avoir une capacité d'infiltration inférieure aux intensités maximales des précipitations enregistrées.

Cependant des crues sont fréquemment observées pour des pluies d'intensité inférieure à la capacité d'infiltration des sols. Dans ce cas, d'autres processus tel que l'**écoulement sur des surfaces saturées** en eau, permettent d'expliquer la formation des écoulements. Des zones de sol peuvent être saturées soit par contribution de l'eau de subsurface restituée par **exfiltration** (d'une nappe perchée par exemple), soit par contribution directe des précipitations tombant sur ces surfaces saturées.

Il existe ainsi deux modes principaux d'écoulement de surface qui peuvent se combiner :

- l'écoulement par dépassement de la capacité d'infiltration (écoulement hortonien),
- l'écoulement sur surfaces saturées.

V. 3. L'écoulement de subsurface

Une partie des précipitations infiltrée chemine quasi horizontalement dans les couches supérieures du sol pour réapparaître à l'air libre, à la rencontre d'un chenal d'écoulement. Cette eau qui peut contribuer rapidement au gonflement de la crue est désignée sous le terme d'**écoulement de subsurface** (aussi appelé, dans le passé, écoulement hypodermique ou retardé). L'importance de la fraction du débit total qui emprunte la voie subsuperficielle dépend essentiellement de la structure du sol. La présence d'une couche relativement imperméable à faible profondeur favorise ce genre d'écoulement. Les caractéristiques du sol déterminent l'importance de l'écoulement hypodermique qui peut être important. Cet écoulement tend à ralentir le cheminement de l'eau et à allonger la durée de l'hydrogramme.

V. 4. L'écoulement souterrain

Lorsque la zone d'aération du sol contient une humidité suffisante pour permettre la percolation profonde de l'eau, une fraction des précipitations atteint la *nappe phréatique*. L'importance de cet apport dépend de la structure et de la géologie du sous-sol ainsi que du volume d'eau précipité. L'eau va transiter à travers l'**aquifère** à une vitesse de quelques mètres par jour à quelques millimètres par an avant de rejoindre le cours d'eau. Cet écoulement, en provenance de la nappe phréatique, est appelé **écoulement de base** ou **écoulement souterrain**. A cause des faibles vitesses de l'eau dans le sous-sol, l'écoulement de base n'intervient que pour une faible part dans l'écoulement de crue. De plus, il ne peut pas être toujours relié au même événement pluvieux que l'écoulement de surface et provient généralement des pluies antécédentes. L'écoulement de base assure en générale le débit des rivières en l'absence de précipitations et soutient les débits d'étiage (l'écoulement souterrain des régions karstiques fait exception à cette règle).



V. 5. Ecoulement dû à la fonte des neiges

L'écoulement par fonte de neige ou de glace domine en règle générale l'hydrologie des régions de montagne ainsi que celles des glaciers ou celles des climats tempérés froids. Le processus de fonte des neiges provoque la remontée des nappes ainsi que la saturation du sol. Selon les cas, il peut contribuer de manière significative à l'écoulement des eaux de surface. Une crue provoquée par la fonte des neiges dépendra : de l'équivalent en eau de la couverture neigeuse ; du taux et du régime de fonte et finalement des caractéristiques de la neige.

V. 6. Bilan annuel des écoulements

L'écoulement total E_t représente la quantité d'eau qui s'écoule chaque année à l'exutoire d'un bassin versant considéré. L'écoulement est la somme des différents termes : écoulement superficiel E_s , écoulement hypodermique E_h et écoulement de base (ou écoulement souterrain) E_b qui résulte de la vidange des nappes. L'écoulement total s'exprime ainsi :

$$E_t = E_s + E_h + E_b \quad (V.1)$$

Le bilan hydrologique d'un bassin versant est également caractérisé par trois coefficients essentiels :

- le **coefficient d'écoulement total** C_{et} , défini par le rapport entre les quantités d'eau écoulées et les quantités d'eau précipitées P :

$$C_{et} = \frac{E_t}{P} \quad (V.2)$$

- le **coefficient d'écoulement de surface** C_{es} , obtenu en calculant le rapport entre les quantités d'eau écoulées rapidement et les quantités d'eau précipitées :

$$C_{es} = \frac{E_s + E_h}{P} \quad (V.3)$$

- le **coefficient de ruissellement** C_r est défini par le rapport entre la quantité d'eau ruisselée (i.e. écoulée) à la surface du sol et celles des précipitations :

$$C_r = \frac{E_s}{P} \quad (V.4)$$

Pour de fortes précipitations, $E_s \gg E_h$. Par ailleurs, il n'est pas toujours évident de distinguer quantitativement sur le terrain E_s et E_h . Par conséquent on adopte souvent $C_r \gg C_{es}$. C_r varie en général entre 0 et 1 mais peut être supérieur à 1 dans le cas où des échanges entre bassins, via le système géologique, sont supposés exister (exemple des milieux karstiques).



Ch. VI : Etablissement du Bilan Hydrique (Méthode de Thornthwaite)

Le bilan hydrique permet d'évaluer la répartition des précipitations entre leurs différents composants (pluie, température, évapotranspiration potentielle et réelle...). La formule du bilan est la suivante :

$$P = ETR + R + I$$

P : désigne la précipitation moyenne annuelle en mm.

ETR : désigne l'évapotranspiration réelle en mm.

R : désigne le ruissellement en mm ; et I : Infiltration.

Le bilan hydrique (BH) est, selon Thornthwaite, l'expression de la différence entre les précipitations et l'évapotranspiration potentielle (BH = P - ETP) d'un bassin ou d'un sol donné pendant une période déterminée, généralement un mois.

Le déficit agricole (DA) représente sensiblement la quantité d'eau qu'il faudrait apporter aux cultures (par l'irrigation) pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse. Il est donné par l'expression :

$$DA = ETP - ETR$$

L'excédent (EXC) est la quantité d'eau pouvant s'écouler lorsque l'ETP (l'évapotranspiration potentielle) et la RFU (la réserve facilement utilisable) sont satisfaites. Il correspond au surplus d'eau destinée à l'alimentation de l'infiltration et du ruissellement de surface.

Le coefficient mensuel d'humidité du sol (CH) est le rapport du bilan hydrique à l'ETP. Il peut être positif si le bilan hydrique l'est ; il est négatif dans le cas contraire.

Pour déterminer l'ETR par la méthode du bilan évaporométrique de Thornthwaite, les données suivantes doivent impérativement être disponibles :

- la RFU max du sol ou du bassin étudié,
- les pluies et les ETP mensuelles,
- l'état (ou valeur) de la RFU à la fin du mois antérieur à celui où l'établissement du bilan commence.

L'un des deux raisonnements suivants peut être suivi :

a- Si la RFU doit être pleine (RFU max ou sol saturé d'eau), ce sera à la fin de la période correspondant à la reconstitution des réserves ; c'est à dire à la fin du dernier mois où la pluie (P) est supérieure à l'ETP.

b- Si la RFU doit être vide (RFU nulle ou sol à sec), 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 la pluie est inférieure à l'ETP.

L'établissement du bilan de Thornthwaite repose sur les hypothèses suivantes :

- la satisfaction de l'ETP a la priorité sur l'écoulement,
- le remplissage de la RFU a aussi la priorité sur l'écoulement.

Le calcul de l'ETR peut s'effectuer suivant les deux cas ci-dessous :

- cas où $P \geq ETP$

Dans ce cas, l'ETR est égale à l'ETP. La quantité d'eau qui reste serait affectée ; jusqu'à satisfaction ; en premier lieu, à la RFU puis à l'écoulement.

- cas où $P < ETP$

Lorsque P est inférieur à l'ETP, on évapore toute l'eau précipitée. On prend à la RFU, jusqu'à la vider, l'eau nécessaire pour satisfaire l'ETP. Si la RFU est nulle (RFU = 0), la quantité DA ; définie par la différence entre l'ETP et l'ETR ; représente le déficit agricole qu'il faudrait apporter aux plantes par l'irrigation.

Vérification des résultats : A l'échelle annuelle, *il faut que :*

$$ETP - ETR = DA$$

$$P - ETR = EXC.$$

Enfin, ayant établi ce bilan mois par mois, on évalue l'ETR annuelle par la somme des évapotranspirations mensuelles.

D'autres méthodes de calcul du bilan

- **Méthode du P/E index**
- **Equation de Christiansen (1968)**

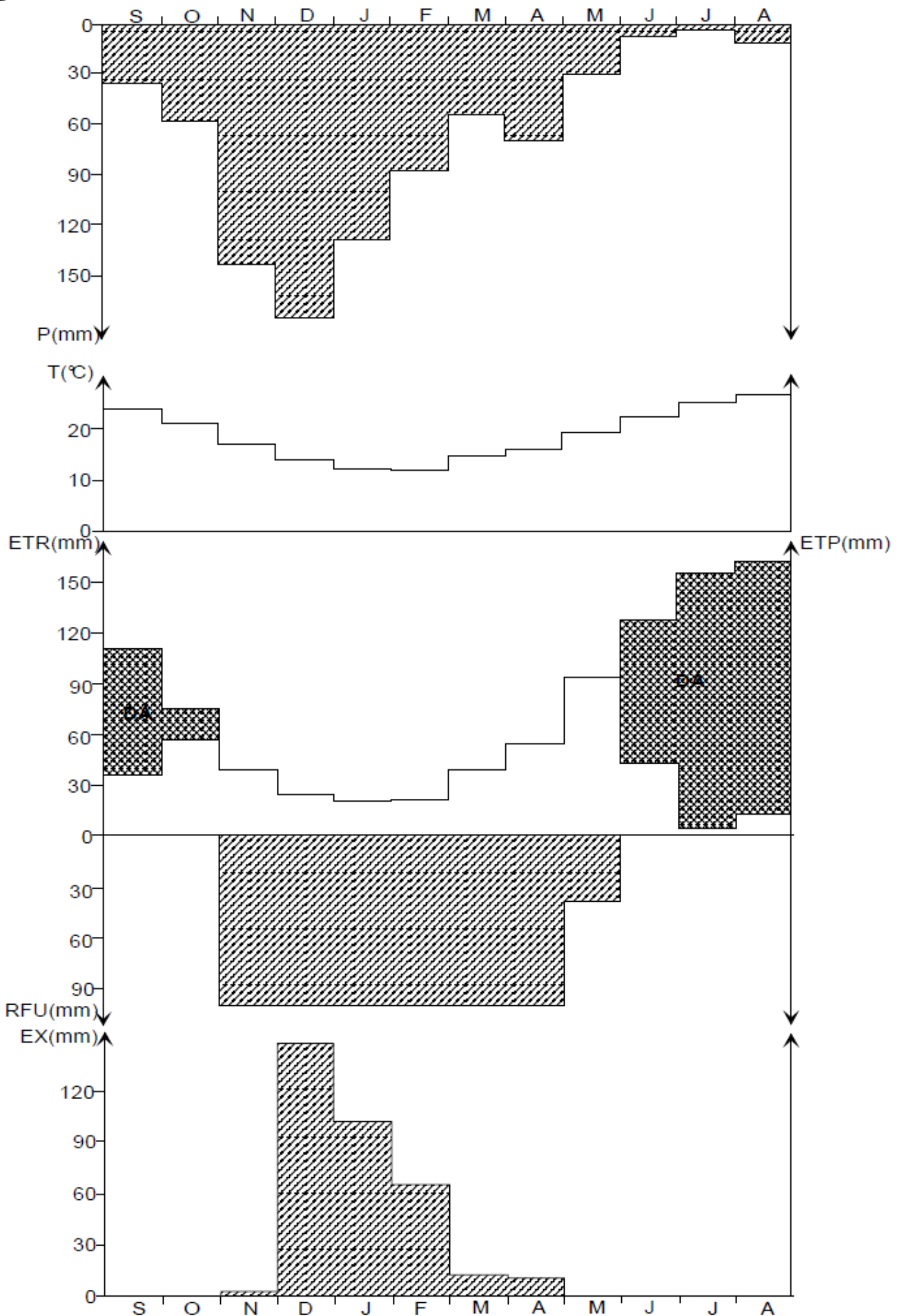


Fig. : Représentation graphique du bilan de THORNTWAITE de la station d'Aflassane (Collo).