



**Université Internationale  
de Casablanca**

LAUREATE INTERNATIONAL UNIVERSITIES

**ECOLE D'INGENIERIE**  
**2<sup>ème</sup> ANNEE GENIE CIVIL**

**Cours d'Hydrologie**  
**2<sup>ème</sup> Séance**

**INTRODUCTION À L'HYDROLOGIE DE  
SURFACE ET AUX BASSINS VERSANTS**

**Mohamed TAMMAL**

Octobre 2017

## **Objectifs du cours :**

Acquisition de la notion des bassins versants, leur caractérisation, le calcul du bilan hydrologique, la modélisation hydrologique et l'hydrologie appliquée.

## **Références bibliographiques**

Chow, V. T., Maidment, D. R., and Mays, L. W. (1988): Applied Hydrology, McGraw-Hill, New York, USA.  
McCuen, R. H. (1989): Hydrologic Analysis and Design, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA.  
Singh, V. P. (1992): Elementary Hydrology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ, USA.  
Viessman, W. Lewis, G. L., and Knapp, J. W. (1989): Introduction to hydrology, Harper Collins, Publishers, New York, USA.

## **Ressources internet: (Mots clés: hydrologie, applied hydrology, ...)**

[www: univ-lezanne.ch/musy](http://www.univ-lezanne.ch/musy)

[www.cig.ensmp.fr/~hhgg/docu.htm](http://www.cig.ensmp.fr/~hhgg/docu.htm)

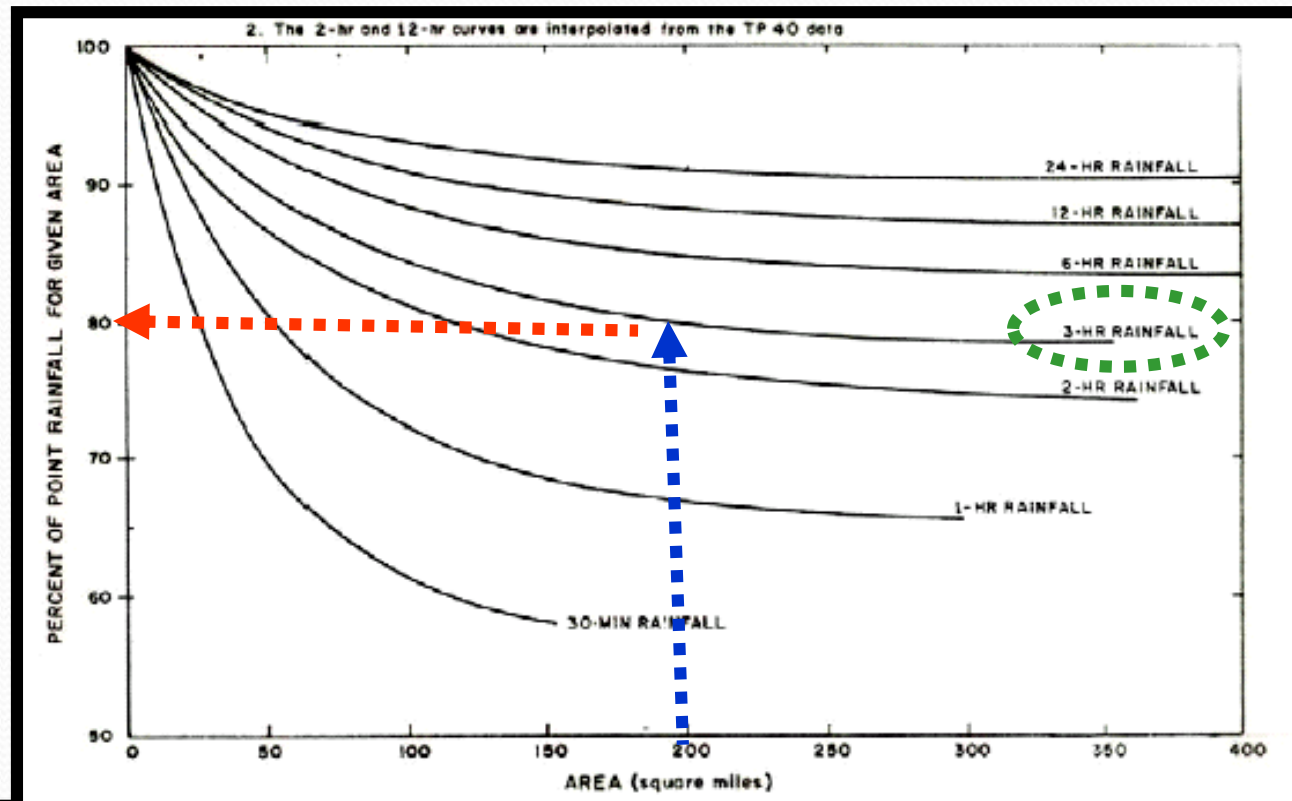
## **Organisation du cours:**

Cours + TP + TD

## Ajustement Hauteur de précipitation - superficie

Parfois, il devient nécessaire d'estimer la hauteur de précipitation moyenne sur un bassin où il n'y a qu'un seul pluviomètre. La figure suivante permet de transposer une valeur ponctuelle mesurée à un pluviomètre en une valeur moyenne sur un bassin. Le raisonnement de base est que la hauteur de précipitation diminue à mesure que l'aire couverte par la précipitation s'étend ; cette réduction s'effectue en utilisant un coefficient de réduction que l'on obtient de la figure, laquelle donne la valeur du coefficient en fonction de l'aire, en (m<sup>2</sup>, Km<sup>2</sup>) , et de la durée de la précipitation.

**80%** de la valeur mesurée sur le seul pluviomètre est attribué à l'ensemble du bassin de 200 Km<sup>2</sup>, pour une précipitation d'une durée de 3h





## Hyétogramme d'une averse

Les averses se distinguent les unes des autres par certaines caractéristiques importantes:

• La durée, qui est l'intervalle de temps entre le début et la fin de l'averse ;

• Le volume, qui est la hauteur totale tombée pendant l'averse ;

• La fréquence d'occurrence, qui est l'intervalle de temps moyen entre 2 averses de même ampleur,

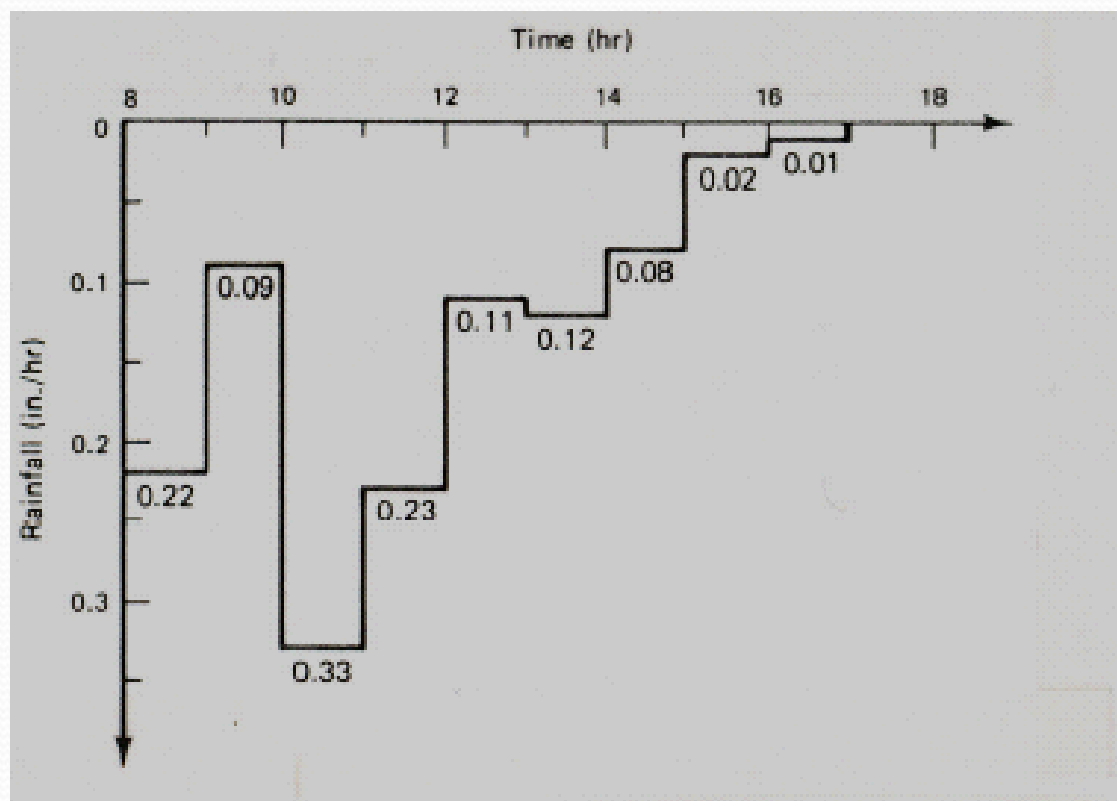
• L'intensité, qui est la hauteur de précipitation tombée pendant une intervalle de temps divisée par la durée de cet intervalle de temps. L'intensité s'exprime normalement en mm/h. Il faut bien retenir qu'un volume spécifique de précipitation peut provenir de différentes combinaisons de durée et d'intensité. Par exemple:

$$\text{Ex: } 300 * 0.25 = 75$$

Intensité mm/h	Durée h	Volume mm
300	0.25	75
150	0.50	75
75	1.00	75
37.5	2.00	75

La relation entre le volume, la durée et la fréquence relève de chaque endroit de mesure par pluviomètre. Une averse se présente normalement sous forme d'**histogramme**, que l'on appelle **hyétogramme**, avec un pas de temps fixe. L'hyétogramme se trace à partir de relevés pluviométriques obtenus suite à une averse.

L'hyétogramme peut aussi se présenter sous forme *d'intensité de la précipitation en fonction du pas de temps*.



## Probabilité de dépassement:

La **probabilité de dépassement** se définit comme la probabilité qu'un événement ayant un volume et une durée spécifiés sera dépassé une année quelconque. La **période de récurrence, T**, est l'intervalle de temps moyen entre 2 événements ayant les mêmes volumes et durées :

$$p=1/T$$

Où:

p = la probabilité de dépassement,

T = l'intervalle de récurrence moyen entre 2 événements identiques.

Des événements ayant la même intensité peuvent différer en volume et en durée pour des fréquences d'occurrence différentes. Par exemple:

Volume mm	Durée h	Récurrence T années	Intensité mm/h
160	8	100	20
80	4	10	20
40	2	2	20



## Courbes intensité-durée-fréquence (IDF)

L'intensité d'une averse et sa fréquence d'occurrence interviennent souvent comme donnée pour plusieurs méthodes hydrologiques. À partir des hyétogrammes, des précipitations mesurées pendant plusieurs années, on détermine la hauteur maximale tombée chaque année pour différentes durées. Puis à l'aide de l'analyse fréquentielle, on établit des **courbes Intensité-Durée-Fréquence (IDF)**. La procédure est fastidieuse et se prête bien au traitement informatique. Les modèles mathématiques utilisés les plus fréquemment sont les suivants:

$$i = \frac{a}{t + c} \quad (\text{durée} < 2\text{h} = 60\text{min})$$

$$i = \frac{a}{t^b} \quad (\text{durée} > 2\text{h} = 60\text{min})$$

*i: Intensité des précipitations,  
t: durée des précipitations,  
a,b,c: constantes obtenues par lissage de courbe  
et qui varient avec la fréquence.*

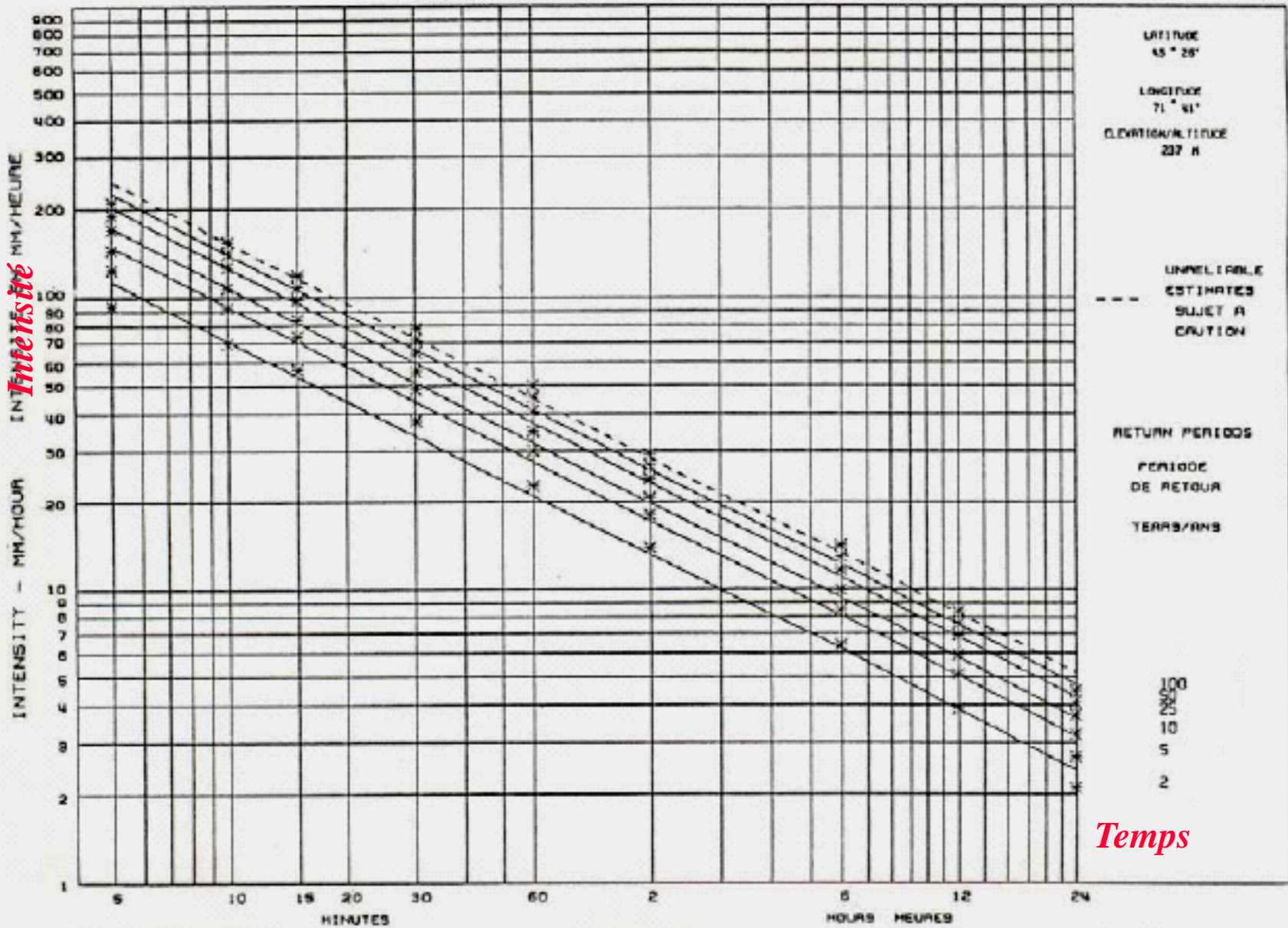
Le lissage de courbe s'effectue en transformant les équations ci-dessus sous forme linéaire de la façon suivante:

$$\frac{1}{i} = \frac{1}{a}t + \frac{c}{a} \quad Y = AX + B$$

$$\ln i = b \ln t + a \quad Y = AX + B$$

# Exemple de courbes IDF

SHORT DURATION RAINFALL INTENSITY-DURATION FREQUENCY DATA FOR SHERBROOKE AIRPORT QUE  
 DONNEES SUR L'INTENSITE, LA DUREE ET LA FREQUENCE DES CHUTES DE PLUIE DE COURTE DUREE A  
 BASED ON RECORDING RAIN GAUGE DATA FOR THE PERIOD 1962 - 1986 24 YEARS/AN  
 BASEES SUR LES DONNEES DU PLYUIGRAPHES POUR LA PERIODE



Intensité

Temps

PREPARED BY - FAÇONNE PAR LE  
 ATMOSPHERIC ENVIRONMENT SERVICE - ENVIRONNEMENT CANADA  
 SERVICE DE L'ENVIRONNEMENT ATMOSPHERIQUE - ENVIRONNEMENT CANADA



	Sherbrooke (Environnement Canada)			Montréal (Mitci)			Nouvelle-Angleterre (USA)			Ontario		
T années	b	a mm/h	a po/h	c	a mm/h	a po/h	c	a mm/h	a po/h	c	a mm/h	a po/h
0.25	-----	-----	-----	5	533	21	-----	-----	-----	-----	-----	-----
0.50	-----	-----	-----	7	864	34	-----	-----	-----	-----	-----	-----
1	-----	-----	-----	9	1245	49	-----	-----	-----	12.15	1589	62.57
2	0.679	339	13.35	12	1778	70	13	1778	70	11.75	1906	75.04
5	0.681	447	17.60	12	2184	86	16	2464	97	11.25	2213	87.13
10	0.682	519	20.43	14	2540	108	16	2819	111	9.14	2309	90.92
25	0.682	607	23.90	-----	-----	-----	24	4318	170	-----	-----	-----
50	0.683	675	26.57	-----	-----	-----	27	4750	187	8.09	2997	117.98
100	0.683	741	29.17	-----	-----	-----	28	5588	220	7.25	3170	124.80
	$i = \frac{a}{t^b}$			$i = \frac{a}{t + c}$			$i = \frac{a}{t + c}$			$i = \frac{a}{t + c}$		

**Formules IDF pour quelques régions.**

## Hyétogrammes pour une averse Projet.

Pour plusieurs problèmes rencontrés dans la conception hydrologique, il devient nécessaire de montrer la variation du volume de précipitation en fonction du temps. De plus, certains modèles de simulation exigent l'hyétogramme de la précipitation plutôt qu'uniquement la hauteur totale tombée. Les caractéristiques de l'hyétogramme qui sont importantes sont les suivantes :

- le débit de pointe ;
- le temps de pointe ;
- la répartition dans le temps ;
- la durée ;
- le volume ou hauteur totale ;
- la fréquence d'occurrence.

Le concept d'averse modèle est un sujet fort discuté, car rien ne remplace une averse réelle ou historique. Pour ce faire, il faut étudier les averses mesurées de la région concernée afin de déterminer la forme de l'hyétogramme la plus adéquate.



## Le temps de concentration

L'analyse hydrologique implique le calcul du débit de pointe d'un hydrogramme de ruissellement. Or ce dernier dépend de plusieurs paramètres reliés à la géomorphométrie du bassin de drainage et à l'occupation du sol. Le volume de ruissellement peut poser ou non des problèmes; c'est la **répartition de ce volume dans le temps** qui crée les problèmes de crue et d'inondation. En effet, une pluie uniforme de 50 mm de pluie en 24 h sur un bassin de drainage ne cause pas de problème, car il s'agit d'une averse de 2.08 mm/h ; cependant, la même hauteur de pluie tombant en 1 h a un impact certain, puisqu'il s'agit alors d'une précipitation ayant une fréquence d'occurrence de 120 ans. De plus, plus un bassin répond vite à une averse, plus il accumule rapidement le ruissellement à l'exutoire.

Les caractéristiques du bassin reflétant le plus l'effet temporel du ruissellement sont :

- le temps de concentration ;
- le temps de délai ;
- le temps de parcours ;
- le temps de pointe de l'hydrogramme ;
- la courbe aire temps.

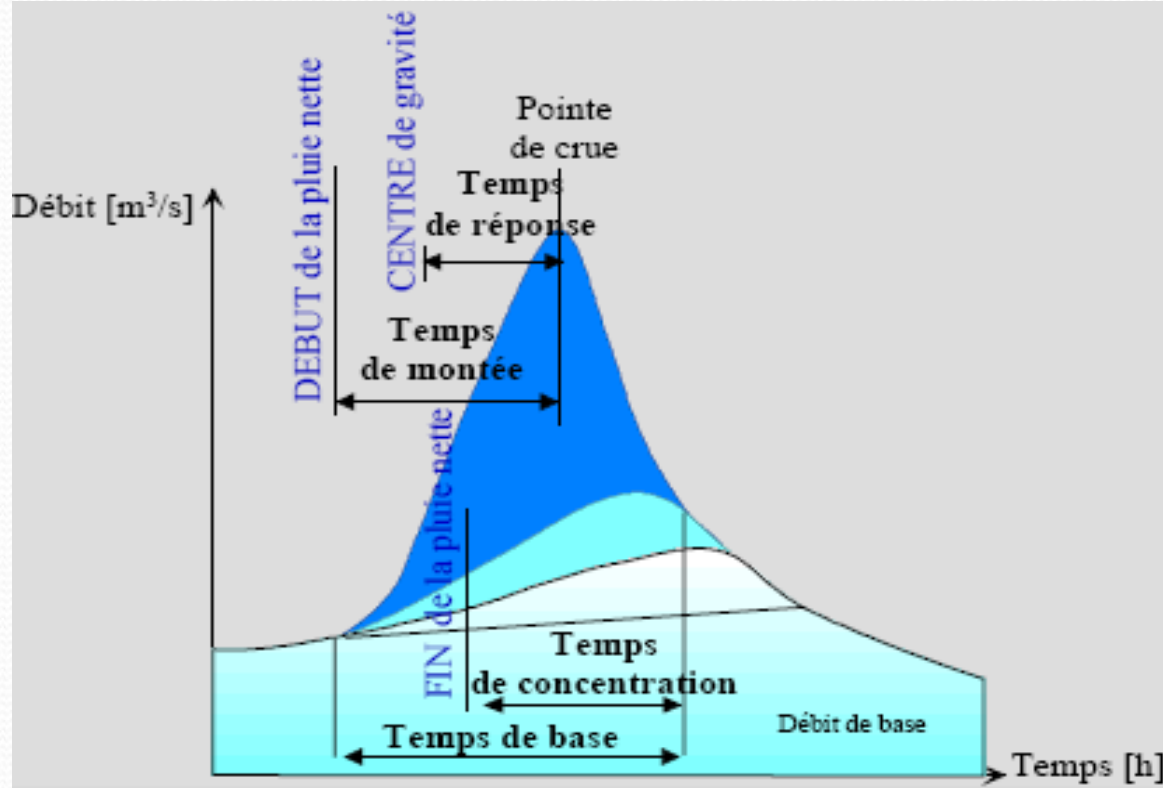
La contribution maximale d'un bassin de drainage au débit à l'exutoire suite à une *averse uniforme* se produit lorsque cette averse dure aussi longtemps que le temps pris par la goutte d'eau hydraulique la plus éloignée pour parvenir à cet exutoire. Il y a donc possibilité de définir un temps représentatif de la réponse d'un bassin de drainage. **Le temps de concentration,  $t_c$** , se définit comme le temps requis pour une particule d'eau pour parcourir la distance hydrauliquement la plus longue entre un point sur le bassin de drainage et l'exutoire. Ce temps ne peut se mesurer physiquement sur un bassin de drainage; il faut *l'estimer* à partir des caractéristiques du bassin de drainage. Les différentes formules de calcul que nous allons présenter ci-dessous se basent sur une ou plusieurs caractéristiques d'un bassin de drainage, *et doivent être utilisées en tenant compte des hypothèses qui ont servi à les établir*. Comme nous l'avons mentionné ci-dessus, il existe d'autres temps et d'autres facteurs qui peuvent servir à décrire la réponse d'un bassin de drainage.

La plupart des formules se basent sur l'un ou plusieurs des éléments suivants :

- la pente;
- l'aire du bassin de drainage;
- la résistance à l'écoulement;
- l'apport de la précipitation



Nom de la formule	Formule ( $t_c$ , en min)	Remarques
Kirpich (1940) (zone agricole) <b>(2.31)</b>	$t_c = \frac{k_1 \cdot L_c^{0.77}}{S_B^{0.385}}$	L = longueur de la canalisation, m (pi) S <sub>B</sub> = pente représentative du bassin, en % k <sub>1</sub> = 0.1147 en SI et 0.0459 en SA
Onde cinématique (1965)  <b>(2.32)</b>	$t_c = \frac{k_2 \cdot (n \cdot L)^{0.6}}{i^{0.4} \cdot S^{0.3}}$	L = longueur de l'écoul. superf., m (pi) n = n de Manning i = intensité de l'averse, mm/h (po/h) S = pente représ. bassin, en % k <sub>2</sub> = 27.84 en SI et 0.93 en SA
FAA (1970)  <b>(2.33)</b>	$t_c = \frac{k_3 \cdot (1.1 - C) \cdot \sqrt{L}}{S^{1/3}}$	C = coefficient de ruissellement (méth. rat.) L = longueur de l'écoulement superficiel, m (pi) S = pente représentative de la surface, en % k <sub>3</sub> = 3.26 en SI et 1.8 en SA
SCS (1973)  <b>(2.34)</b>	$t_c = \frac{k_4 \cdot L^{0.8} \cdot \left[ \frac{1000}{CN} - 9 \right]^{0.7}}{\sqrt{S_B}}$	L = longueur hydr. du bassin, m (pi) CN = paramètre SCS du ruissellement S <sub>B</sub> = pente représ. du bassin, en % k <sub>4</sub> = 0.1362 en SI et 0.0526 en SA
McCuen I (1984)  <b>(2.35)</b>	$t_c = \frac{k_5 \cdot L^{0.5552}}{i_2^{0.7164} \cdot S_c^{0.2070}}$	L = longueur totale du parcours hydr., m (pi) i <sub>2</sub> = intensité de l'averse (T= 2 ans et durée = t <sub>c</sub> ), mm/h (po/h) S <sub>c</sub> = pente de la canalisation, en % k <sub>5</sub> = 7.5754 en SI et 0.3859 en SA
McCuen II (1984)  <b>(2.36)</b>	$t_c = \frac{k_6 \cdot L^{0.4450} \cdot F^{0.5517}}{i_2^{0.7231} \cdot S_c^{0.2260}}$	L = longueur totale du parcours hydr., m (pi) i <sub>2</sub> = intensité de l'averse (T= 2 ans et durée = t <sub>c</sub> ), mm/h (po/h) S <sub>c</sub> = pente de la canalisation, en % F = coefficient de résistance à l'écoulement 0.6 si présence extensive d'égout pluvial 0.8 si présence de cours d'eau + quelques égouts 1.0 si conditions naturelles k <sub>6</sub> = 20.205 en SI et 1.1482 en SA



Les temps caractéristiques de l'hydrogramme de crue sont :

- le temps de réponse du bassin,
- le temps de concentration,
- le temps de montée,
- et le temps de base.



## VII - Les pertes de l'averse

L'interception par la végétation, l'infiltration de l'eau dans le sol, l'accumulation dans les dépressions et l'évapotranspiration constituent ce que l'on appelle **les pertes de l'averse**, i.e. ce que l'on enlève de la hauteur de précipitation et qui n'intervient pas dans la partie de l'averse qui produit **le ruissellement superficiel**. Il est important d'évaluer ces quantités, car elles affectent les débits et les volumes d'eau générés par les averses. En effet, si l'on emmagasine l'eau dans des réservoirs à grande surface, l'évaporation est une perte qui peut devenir très importante surtout dans les zones où les précipitations sont clairsemées. La déforestation diminue l'interception par les arbres et augmentent ainsi la quantité d'eau qui atteint le sol. L'urbanisation réduit les surfaces d'infiltration dans le sol, ce qui augmente le volume de ruissellement et sa vitesse de déplacement à la surface du sol. Toute modification de l'une ou l'autre de ces quantités affecte le comportement du ruissellement superficiel.

# Interception

L'**interception** se définit comme la partie de la précipitation interceptée par la végétation et qui retourne à l'atmosphère par évaporation.

L'interception dépend :

- ✓ du type de végétation et de sa maturité de croissance,
- ✓ de la durée, de l'intensité, de la fréquence et de la forme de précipitation,

L'eau interceptée qui est évaporée constitue une partie appréciable de l'évapotranspiration dans la plupart des régions.

L'interception peut se déterminer par un modèle mathématique :

$$Y = M \cdot R + B$$

R = la hauteur de pluie brute, en cm,

Y = la hauteur d'une des composantes de l'interception, en cm,

M, B = des constantes empiriques obtenues par régression.

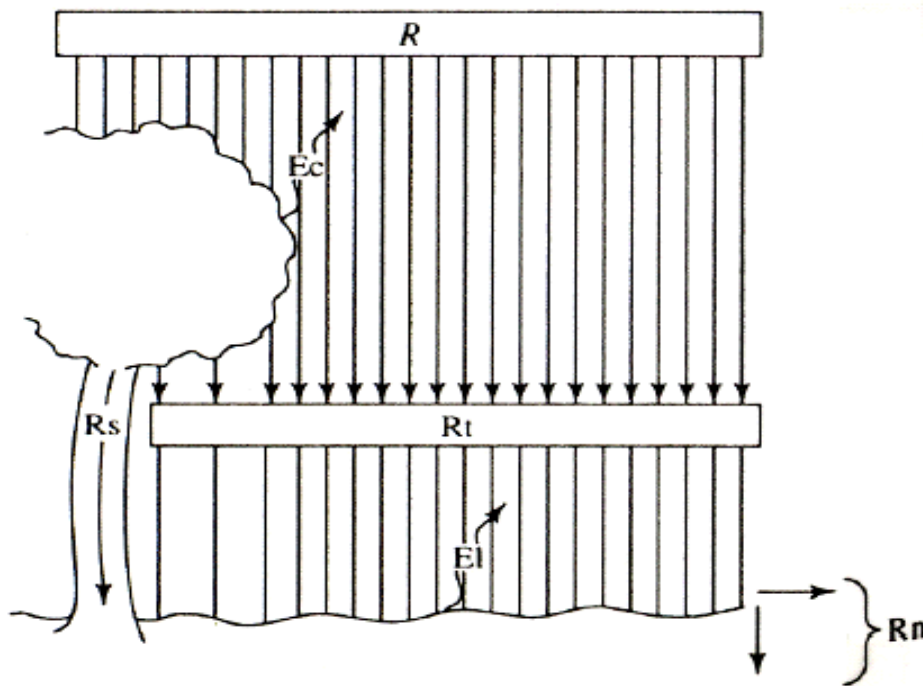
Type de végétation	Signification de Y cm	M	B
Bois durs avec leur feuillage mature	$R_t$	0.901	- 0.079
	$R_s$	0.041	- 0.013
	$R_t + R_s$	0.941	- 0.092
Bois durs sans leur feuillage	$R_t$	0.914	- 0.038
	$R_s$	0.062	- 0.013
	$R_t + R_s$	0.978	- 0.051
Pin rouge	$R_t + R_s$	0.890	- 0.100
Pin à aiguilles courtes	$R_t + R_s$	0.910	- 0.100
Pin blanc	$R_t + R_s$	0.910	- 0.130
Sapin	$R_t + R_s$	0.790	- 0.130
Pois, patates et autres légumes	$R_t + R_s$	$0.492h^{(1)}$	$0.167h^{(1)}$
Fourrage	$R_t + R_s$	$0.328h$	$0.083h$
Blé, barley, seigle	$R_t + R_s$	$0.164h$	$0.042h$
Maïs	$R_t + R_s$	$0.016h$	$0.042h$

(1) h = la hauteur des plantes, en m.

$R_t$ : la partie de la précipitation qui atteint directement le sol en passant à travers la voûte végétale.

$R_s$ : l'eau qui atteint le sol après avoir coulé le long du tronc d'un arbre ou la tige d'une plante.





$$R_n = R - E_i$$

$$E_i = E_c + E_l$$

$$R = R_t + R_s + E_c$$

$$R_n = R_t + R_s - E_l$$

- *Précipitation brute*,  $R$  : la hauteur de précipitation mesurée au-dessus de la voûte végétale.
- *Précipitation directe*,  $R_t$  : la partie de la précipitation qui atteint directement le sol en passant à travers la voûte végétale.
- *Écoulement sur le tronc ou la tige*,  $R_s$  : l'eau qui atteint le sol après avoir coulé le long du tronc d'un arbre ou la tige d'une plante.
- *Perte due à l'interception par la voûte végétale*,  $E_c$  : l'eau qui s'est évaporée de la voûte végétale.
- *Perte due à l'interception par la litière*,  $E_l$  : l'eau qui s'évapore de la surface du sol.
- *Perte totale due à l'interception*,  $E_i$  : la somme des pertes dues à l'interception par la litière et par la voûte végétale.
- *Pluie nette*,  $R_n$  : la hauteur de précipitation après le retrait de la perte totale due à l'interception.

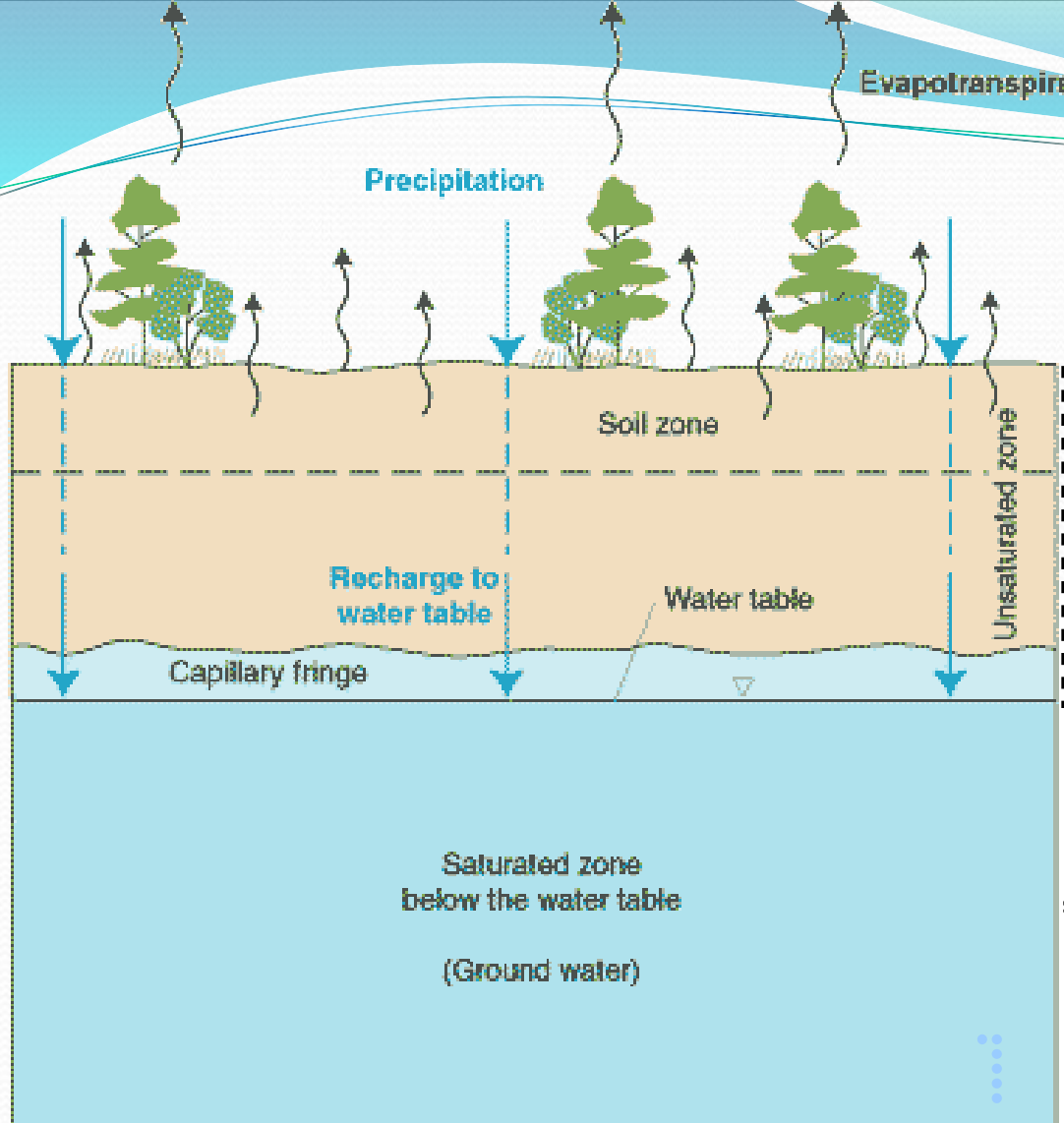
# L'infiltration

Elle se définit comme le procédé par lequel l'eau passe de la surface du sol vers l'intérieur de ce dernier. Il s'agit d'un processus naturel vital.

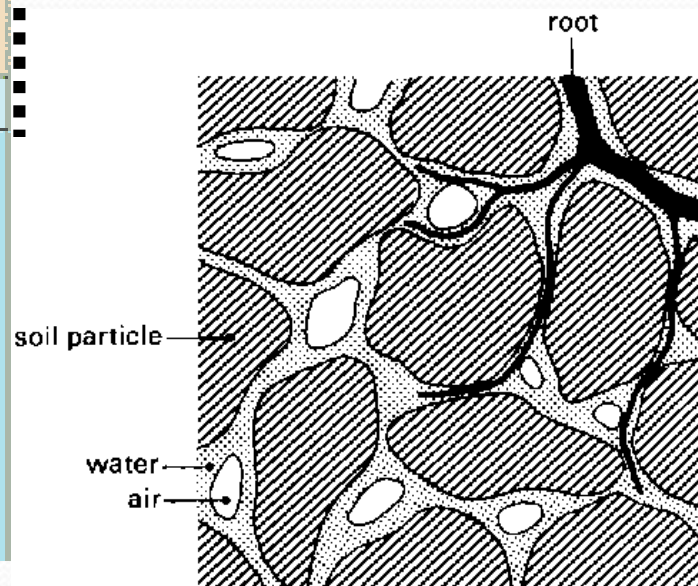
Sans l'infiltration, les cours d'eau cesseraient de couler une fois le ruissellement superficiel terminé, les puits et les sources s'assécheraient, la végétation cesserait sa croissance, ... etc.

Une partie importante des pertes initiales affectant le ruissellement provient de l'infiltration, ce que démontre clairement le phénomène de l'urbanisation en imperméabilisant une partie de l'occupation du sol.





### Milieu sous saturé



**Horizon du phénomène des infiltrations**

**Systeme à Trois phases :  
air, Eau, roche**

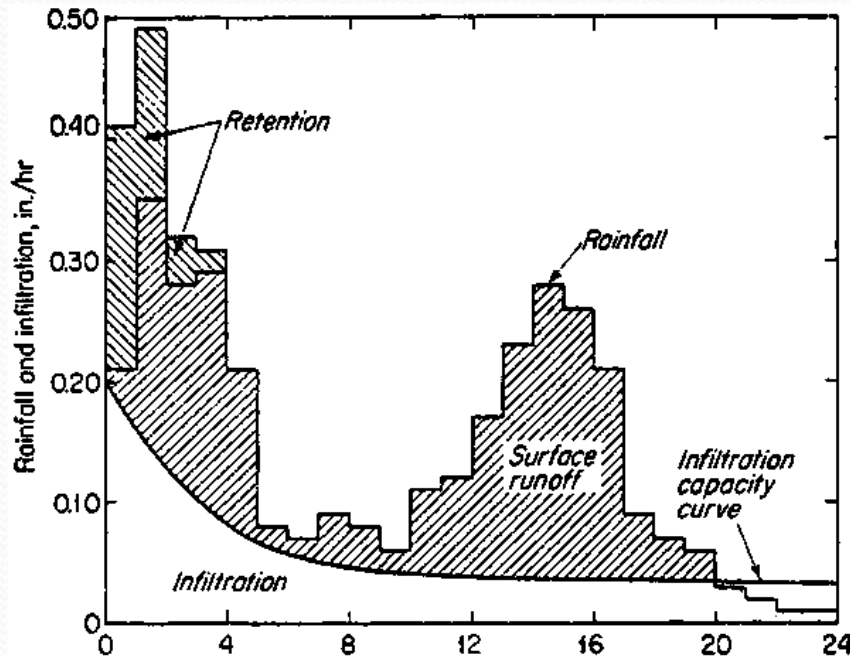
## Capacité au champ et point de flétrissement:

L'infiltration dans le sol fournit la zone non saturée. La quantité maximale d'eau que le sol peut contenir en stockage permanent dans cette zone s'appelle la **capacité du sol**; il s'agit de l'eau capillaire retenue par la tension superficielle après le drainage par gravité vers le bas et elle peut aussi se définir comme le volume capillaire par unité de volume du sol. La quantité d'eau emmagasinée dans la zone non saturée diminue par l'action des racines des plantes. Lorsque la force capillaire dépasse la force d'aspiration des racines des plantes, l'eau résiduelle s'appelle alors le **seuil permanent de flétrissure**.

La différence entre ces deux termes définit ce qu'on appelle: la **Réserve Facilement Utilisable (RFU)**.



Quand la pluie frappe un sol sec, les effets extérieurs entre le sol et l'eau exercent une tension qui dessine l'humidité dans le sol



- Pendant que les forces capillaires diminuent avec le contenu accru du sol-humidité, la capacité d'infiltration diminue

- La quantité de l'eau qui peut être infiltrée pendant les dernières étapes d'un événement de précipitation est moins qu'au début.

# Variabilité Spatiale de l'Infiltration

Influencée par:

propriétés des sols  
Aménagement des sols  
Température

végétation  
Pente

## 1. Propriétés des sols

type du Soil



Structure du soil

Massive  
Blocs  
Granulaire  
...





## 2. Végétation

Rôle des macropores

Matrice d'écoulement vs Macropore d'écoulement



## 3. Aménagement des sols





## 4. Pente et Topographie

## 5. Temperature





## **Potentiels du sol:**

Dans sol, l'eau est contrôlée par 2 types de potentiels:

**Le potentiel capillaire** : résulte des forces moléculaires de cohésion et d'adhésion agissant l'intérieur d'une masse d'eau. Les **forces de cohésion** causent la tension superficielle, laquelle agit à l'interface **entre 2 liquides ou entre un liquide et un gaz**. L'eau manifeste une plus grande tension que les autres liquides sauf le mercure, car les forces de cohésion attirent les molécules d'eau plus fortement entre elles lorsque l'eau se trouve en contact avec l'air ou d'autres gaz. Les **forces d'adhésion** résultent de l'attraction qui existe entre les **molécules d'eau** et **une surface solide**. La capillarité dépend des forces moléculaires d'adhésion avec une surface solide et des forces de tension superficielles à l'intérieur du liquide. C'est la capillarité qui cause la montée d'une colonne d'eau dans un tube capillaire. Dans le sol, le potentiel capillaire dépend des forces moléculaires dans le liquide et du diamètre des pores. En général, le gradient du potentiel capillaire pointe des plus grandes pores vers les plus petites, et sa direction s'ajuste avec le déplacement d'un sol plus humide vers un sol plus sec.

**Le potentiel gravitationnel:** dépend de l'accélération due à la gravité et de sa position par rapport au centre de la terre..

## ***Facteurs affectant l'infiltration***

La description des facteurs énumérés ci-dessous se trouve dans Singh (1992).

- ✓ La gravité qui cause la pénétration de l'eau dans le sol.
- ✓ L'effet de l'humidité actuelle du sol sur l'infiltration.
- ✓ La réduction du taux d'infiltration causée par le compactage du sol dû à l'impact de la pluie.
- ✓ L'entraînement des matériaux fins à l'intérieur du sol suite à l'impact de la pluie sur le sol.
- ✓ Le sol est soumis au compactage par les humains et les animaux.
- ✓ Les animaux et les insectes fouisseurs causent des ouvertures additionnelles dans le sol.
- ✓ La végétation assure une protection du sol contre l'impact de la pluie.
- ✓ La température affecte la viscosité de l'eau.



## **Mesures de l'infiltration:**

Il y a 3 méthodes pour déterminer l'infiltration :

❖ **les infiltromètres par immersion:** Ces appareils consistent en un anneau de métal qui pénètre à l'intérieur du sol et dont l'intérieur est rempli d'eau. Le taux auquel cette eau s'infiltré dans le sol peut se mesurer.

### **❖ les simulateurs de pluie**

Les simulateurs de pluie sont apparus pour pallier à l'objection que la mesure par immersion ne tient pas compte de l'impact de la pluie sur le sol. On arrose une surface de sol avec un gicleur à un taux suffisant pour dépasser la capacité d'infiltration du sol.

### **❖ l'analyse des hydrogrammes**

Il est possible d'obtenir une estimation de l'infiltration dans les BV par l'analyse des hydrogrammes de ruissellement et des précipitations qui les ont générés. Le bilan hydrologique exige alors que l'on puisse tenir compte de l'évapotranspiration, du stockage dans les dépressions et de l'interception. La somme de ces 3 derniers éléments constituent ce que l'on appelle les **pertes initiales**.

# Mesure de la capacité d'infiltration

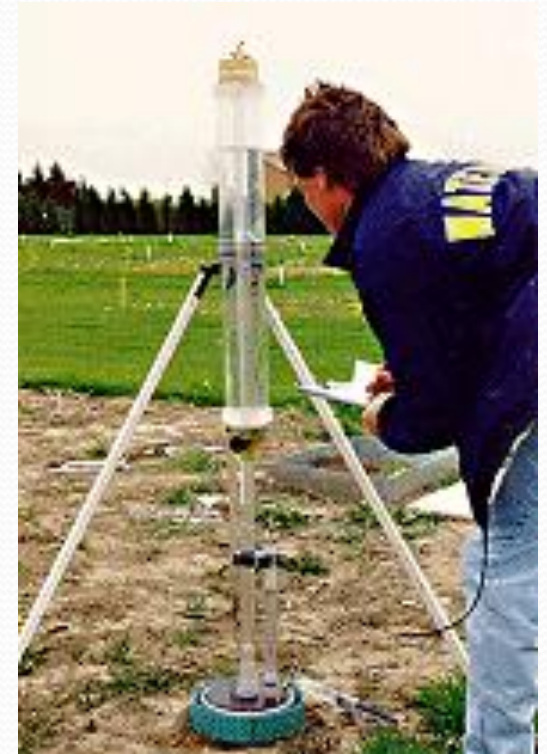
## Perméamètre de Guelph

### perméamètre à charge Constante

L'eau du perméamétrie coule dans le trou de foreuse et pénètre dans le sol

Un bulbe saturé est formé

La sortie de l'eau du cylindre atteint une valeur constante





## La méthode de l'indice $\Phi$ :

L'indice  $\Phi$  se définit comme le taux moyen d'infiltration se produisant pendant la durée de l'averse. Malheureusement l'interception et le stockage dans les dépressions se trouvent exclus de cet indice. L'application de cette méthode présuppose que l'on connaisse *a priori* l'Hyétogramme de l'averse ainsi que le volume de ruissellement.

$$\left( \frac{P_{\text{TOT}} - R}{t_D} \right) \leq \Phi \leq i_{\text{max}}$$

$P_{\text{TOT}}$  = la hauteur totale de précipitation, en cm,

$R$  = la hauteur de ruissellement, en cm,

$t_D$  = la durée de l'averse, en h,

$i_{\text{max}}$  = l'intensité max de la précipitation, en cm/h,

$\Phi$  = la valeur de l'indice, en cm/h.

## Méthode de Horton

Horton a reconnu que le taux d'infiltration diminue avec le temps lors d'une averse et qu'il tend vers une constante. Il a proposé le modèle mathématique suivant :

$$f = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt}$$

**f** = le taux instantané d'infiltration, en mm/h; **f<sub>c</sub>** = le taux constant d'infiltration i.e. l'asymptote, en mm/h; **f<sub>o</sub>** = le taux initial d'infiltration à t = 0 (sol sec), en mm/h,  
**t** = le temps écoulé, en h; **k** = le taux de décroissance, en h<sup>-1</sup>.

Si l'on considère la hauteur d'eau infiltrée depuis le début de l'averse, alors:

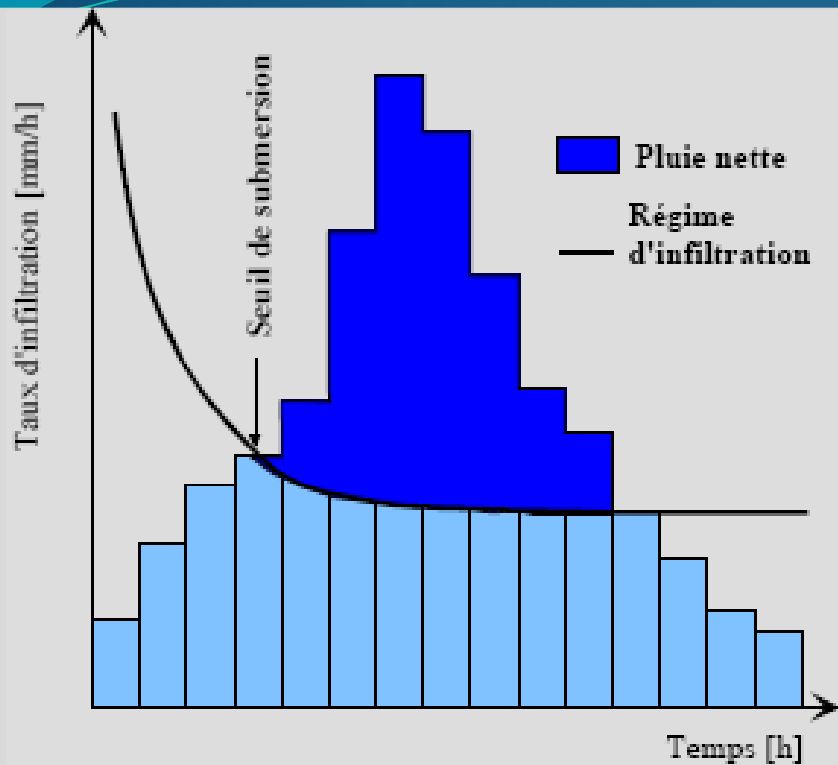
$$\frac{dF}{dt} = f_c + (f_o - f_c)e^{-kt}$$

où dF / dt = le taux d'accumulation de l'eau infiltrée dans le sol, en mm/h.

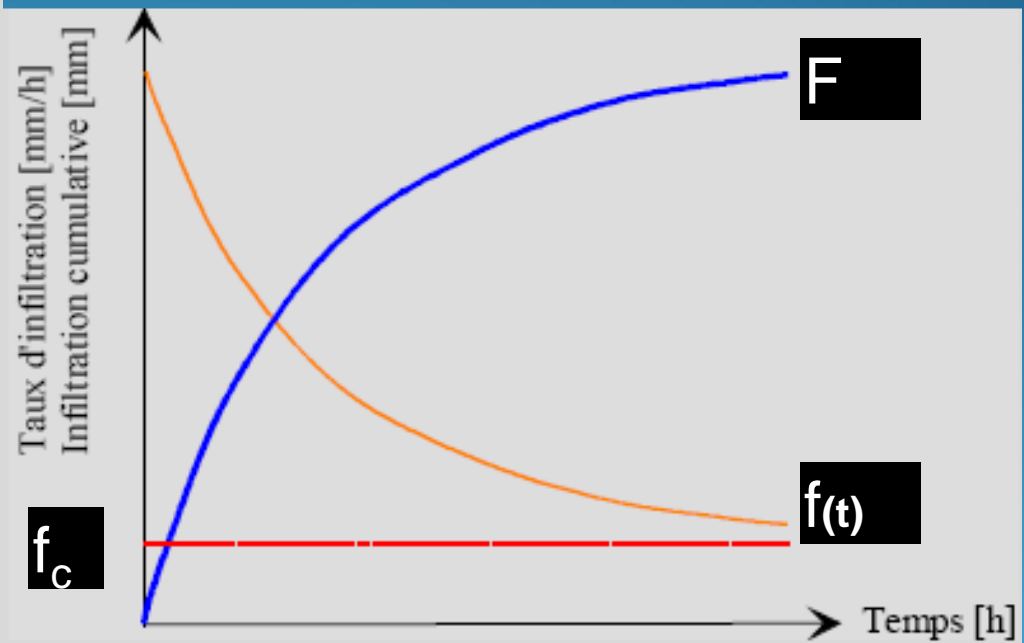
En intégrant de 0 à t, on obtient la hauteur d'eau **F** accumulée dans le sol depuis le début de l'averse:

$$F = {}^t f_c + \frac{1}{k} (f_o - F_c)(1 - e^{-kt})$$





## Relation Intensité des Précipitation-Infiltration



## Relation Infiltration- Infiltration cumulée

## Stockage dans les dépressions

**Le stockage dans les dépressions** se définit comme l'eau qui s'accumule dans les dépressions fermées et qui n'atteint jamais l'exutoire du BV. Il s'agit donc d'une perte pour le ruissellement. L'eau qui est emprisonnée dans les dépressions s'évaporent ou s'infiltré dans le sol. Il faut un examen attentif d'un BV pour déterminer la présence des dépressions à la surface du sol et leur importance. Le stockage dans les dépressions prend une assez grande importance dans le domaine de l'agriculture. Pour conserver l'humidité et réduire l'érosion sur les terrains arables en pente, plusieurs fermiers les arrangent en terrassement. Pour ce faire, les terrasses sont construites légèrement en pentes pour permettre la rétention de l'eau suffisamment longtemps afin d'augmenter l'infiltration, diminuer l'érosion par la réduction de la vitesse de l'écoulement, tout en drainant le terrain lentement vers l'exutoire du bassin.



L'expérience montre que l'effet combiné de l'interception et du stockage dans les dépressions se situe dans plusieurs cas entre 1.25 cm et 5 cm pour les bassins naturels, tandis qu'il se situe entre 2.54 mm (aires imperméables) et 5.08 mm (aires perméables) pour les bassins urbains. Le stockage dans les dépressions peut se modéliser à l'aide de

$$V_d = S_d \left[ 1 - e^{-kP_e} \right]$$

Où:

$V_d$  = le stockage dans les dépressions à l'instant t après le début de l'averse,

$S_d$  = le volume maximum de stockage dans les dépressions,

$P_e$  = la pluie brute moins l'évaporation, l'interception et l'infiltration,

$k$  = une constante.

La valeur de  $S_d$  s'obtient de l'examen des cartes topographiques ou de mesures effectuées sur le terrain. La constante  $k$  a comme valeur  $1/S_d$  (Singh, 1992). Dans les modèles de simulation du ruissellement, le stockage dans les dépressions et l'interception font partie des pertes initiales ; l'averse commence par combler les pertes initiales avant le début des calculs de l'infiltration.

# Évaporation et évapotranspiration

L'évaporation et l'évapotranspiration constituent des pertes dans le bilan hydrologique. Leur importance dépend de l'échelle temporelle avec laquelle nous travaillons. La majeure partie de ces 2 quantités se produit pendant l'intervalle de temps séparant 2 événements de ruissellement, période qui peut se révéler assez longue. Dès lors, ces 2 quantités présentent peu d'importance pendant une précipitation.

**L'évaporation** se définit comme le procédé du passage de l'eau de sa phase liquide à sa phase vapeur par un transfert de ses molécules; ce transfert s'accompagne d'un transfert d'énergie. La chaleur latente de vaporisation de l'eau est de 539 cal/g à la pression de 1 atm à 100°C, et se définit comme la chaleur requise pour transformer un g d'eau à 1 atm en vapeur.

Les facteurs affectant l'évaporation sont :

- la tension de vapeur et l'humidité de l'air ;
- la température ;
- la pression atmosphérique ;
- le vent ;
- la qualité de l'eau ;
- la profondeur de la nappe d'eau et le type de sol.



**La transpiration** se définit comme le procédé par lequel les plantes utilisent l'eau pour leur métabolisme et leur croissance. Les plantes se servent de leurs racines pour absorber de l'eau et la transpire par les stomates de leurs feuilles avec évaporation vers l'atmosphère par la suite. Les stomates des plantes réagissent aux conditions environnantes comme la lumière, la noirceur, la chaleur et le froid. Sur le plan pratique, le gradient de tension de vapeur, la température, la radiation solaire, le vent et l'humidité du sol constituent les facteurs qui affectent la transpiration.

La transpiration peut aussi être affectée par les produits chimiques avec lesquels on arrose les feuilles. Comme la mesure de la transpiration est difficile à évaluer, on préfère combiner la transpiration des plantes avec l'évaporation des surfaces d'eau sous une seule quantité que l'on appelle **évapotranspiration**.

## Evapotranspiration potentielle et Evapotranspiration réelle

L'évapotranspiration potentielle (ETP) est définie comme la quantité maximale de vapeur d'eau susceptible d'être reprise par l'atmosphère pour des conditions de climat et de morphologie donnée.

C'est la hauteur d'eau qui serait effectivement évaporée si les ressources en eau mobilisables du sol étaient à chaque instant au moins égales à celles qui peuvent être transformées en vapeur par le jeu des facteurs météorologiques et par la végétation.

L'évapotranspiration réelle (ETR) désigne la quantité d'eau réellement dégagée sous forme de vapeur vers l'atmosphère par les sols et les végétaux.

L'ETP est égale à l'ETR lorsque les réserves en eau du sol sont suffisantes pour permettre cette évapotranspiration maximale. En cas d'insuffisance, les pertes d'eau du sol sont limitées à la quantité réellement présente dans le sol. Il se produit alors un dessèchement du sol .



## Méthodes d'estimation de l'Evaporation et l'Evapotranspiration:

**Méthodes Expérimentales:** Bac d'évaporation

**Méthodes Empiriques:** Il s'agit de formules analytiques établies suite à des expériences.

Exemples de Formules:

➤ **Formule de Turc:**

$$ETP = 0,13 \frac{T}{T + 15} (R_g + 50) \quad \text{Pour } Hr > 50\%$$

$H_r$ : Humidité relative;

$T$ : Température de l'air durant la période considérée en °C mesurée sous abri;

$R_g$ : Rayonnement globale en cal/cm<sup>2</sup> j;

$$R_g = I_g a (0.18 + 0.62h/H);$$

$I_g$ : Radiation solaire directe à l'atmosphère;

$h$ : Insolation effective (heures/jours);

$H$ : Durée astronomique possible du jour;

$$ETP = 0,13 \frac{T}{T + 15} (R_g + 50) \left[ 1 + \frac{50 - H_r}{70} \right] \quad \text{Pour } Hr < 50\%$$

➤ **Formule de Blaney-Criddle:**

$$ETP = A + B.p(0.46T + 8)$$

$$A = 0.0043H_r \frac{h}{H} - 1.41$$

B: Facteur dépendant de Hr, h/H et U(vitesse du vent)

p: Coefficient fonction de la latitude

➤ **Formule Hargreaves & Samani**

$$ETP = (0.00023Ra)(T_{\text{moy}} + 17.8)TD^{0.5}$$

Ra: Radiation extra-terrestre (en équivalent de mm d'eau évaporé )

Tmoy: Température moyenne mensuelle (°C)

TD: Amplitude ou l'étendu de la température (différence entre max et min)



## ➤ Formule de Penman -Monteith

C'est l'équation qui aboutit à une valeur de l'évapotranspiration la plus proche de la réalité, elle est recommandée par la FAO . Elle a une signification physique bien précise puisqu'elle allie à la fois les termes du bilan énergétique et ceux liés au transfert aérodynamique (rôle des turbulences atmosphériques dans le processus d'évaporation). Son calcul pratique fait intervenir aussi bien des grandeurs considérées comme constantes que d'autres résultantes de calculs sur la base de données météorologiques disponibles : température, vitesse du vent, pression, rayonnement global, humidité et albédo.

$$\lambda ET = \frac{\Delta \cdot (R_n - G) + \rho_a c_p \frac{(e_w - e)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)}$$

$$r_a = \frac{208}{v}$$

v : la vitesse du vent mesurée à 2m ( $m.s^{-1}$ )

$r_s \approx 70 s.m^{-1}$  le jour et  $700 s.m^{-1}$  la nuit

Rn : rayonnement net

G : flux de chaleur du sol

$\rho_a$  : densité moyenne de l'air

$c_p$  : chaleur spécifique d'air

$\lambda$  : chaleur latente de changement d'état ( $2450 kJ.kg^{-1}$ )

e : tension de vapeur à la température t

$e_w$  : tension de vapeur saturante à la température t

$\Delta$  : la pente de la courbe de tension de vapeur saturante

$r_a$  : la résistance aérodynamique

$r_s$  : la résistance du couvert végétal

$\gamma$  : la constante psychrométrique

## ➤ Formule de Thornthwaite

Cette méthode ne s'applique qu'à un pas de temps mensuel. Elle ne fait intervenir que la température moyenne et la latitude du lieu. Elle fait par conséquent, abstraction de l'insolation et de la vitesse du vent réelle mesurée sur le poste.

$$ETP(m) = 16 * \left[ \frac{10 * \bar{T}(m)}{I} \right]^{\alpha} F(m, \varphi)$$

$$I = \sum_{m=1}^{12} i(m) \quad i(m) = \left[ \frac{\bar{T}(m)}{5} \right]^{1.514}$$

$$\alpha = 0.016 * I + 0.5$$

$T_{(m)}$  : est la moyenne quotidienne de température du mois calculé

$F = (L/12) * (N/30)$  : correction liée à la latitude avec N est le nombre calculé de jours dans le mois, et L est la longueur moyenne en heures de la journée.

I: indice de chaleur qui dépend des 12 températures moyennes mensuelles  $T(m)$ .



## Pluies efficaces

- La pluie efficace correspond à la fraction de la pluie qui n'est ni évaporée, ni transpirée ; Elle est équivalente à l'écoulement total, soit la somme du ruissellement superficiel et de l'écoulement souterrain (infiltration) qui permet d'évaluer la recharge naturelle des aquifères.
- Il existe plusieurs modèles de calcul de pluies efficaces ; L'algorithme de Thornthwaite fait intervenir la notion de « capacité de rétention » ou de « réserve disponible pour l'évapotranspiration », notée RFU, qui correspond à la quantité d'eau stockée dans le sol et reprise soit directement par évaporation, soit par les végétaux.
- Schématiquement, la réponse du sol peut être simulée par un réservoir à débordement caractérisé par son niveau critique de débordement ou par sa capacité maximum de rétention (RFUMAX).

## L'algorithme de Thornthwaite

- Le calcul de la pluie efficace est basé sur la comparaison de l'évapotranspiration potentielle (ETP) et de la pluie (P):
  - Si  $(P - ETP > 0)$ , alors :
    - l'évapotranspiration réelle (ETR) est égale à l'ETP
    - la quantité d'eau correspondant à  $(P - ETP)$  est stockée dans le réservoir simulant le sol (RFU) jusqu'à sa saturation donnée par la valeur de RFUMAX.
    - Lorsque la capacité de rétention a atteint son maximum, l'excédent des précipitations correspond alors à la pluie efficace et donne l'infiltration et/ou le ruissellement.
  - Si  $(P - ETP < 0)$ ,
    - l'ETR est égale à la pluie **plus** une quantité totale de la réserve en eau du sol (RFU) jusqu'à ce qu'elle soit nulle et/ou que l'ETP soit atteinte.
    - En d'autres termes, lorsque les précipitations ne suffisent pas à alimenter la totalité de l'ETP, l'ETR se limite à la quantité  $(P + RFU)$ .



## Calcul de des infiltrations vers la nappe: dites Pluies efficaces

	Janv	Fev	Mars	Avr	Mai	Juin	Juil	Aout	Sept	Oct	Nov	Dec
ETP	20	45	80	90	85	99	125	160	75	50	15	8
P	140	90	40	65	15	0	1	0	15	65	90	100
RFU	90	90	50	25	0	0	0	0	0	15	90	90
ETR	20	45	80	90	40	0	1	0	15	50	15	8
I <sub>eff</sub>	120	45	0	0	0	0	0	0	0	0	0	92

ETP: Evapotranspiration potentielle(mm);

ETR: Evapotranspiration Réelle(mm);

RFU: Réserve Facilement Utilisable par la végétation(mm)

P: Précipitation (mm)

I<sub>eff</sub>: Infiltrations efficaces(mm)

**Rq: RFU est toujours données à son maximum**