

République Algérienne Démocratique et Populaire  
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université de M'sila  
Faculté des Sciences et techniques, département de l'hydraulique

# Bassin Versant

Chapitre : 01

## I - LE BASSIN VERSANT

En tout point d'un cours d'eau, nous serons amenés à définir son bassin versant et à caractériser son comportement hydrologique.

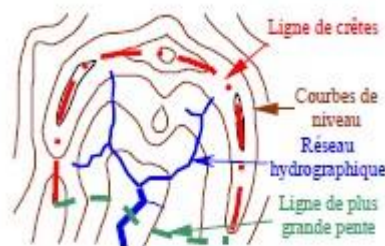
### I.1 - NOTION DE "BASSIN VERSANT"

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 donc traverser la section considérée, appelée exutoire, pour poursuivre son trajet vers l'aval.

Selon la nature des terrains, nous serons amenés à considérer deux définitions.

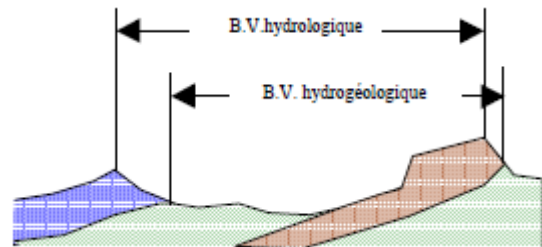
#### I.1.1 - Bassin versant topographique

Si le sous-sol est imperméable, le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie. Le bassin versant sera alors limité par des lignes de crêtes et des lignes de plus grande pente comme le montre la figure ci-jointe.



#### I.1.2 - Bassin versant hydrogéologique

Dans le cas d'une région au sous-sol perméable, il se peut qu'une partie des eaux tombées à l'intérieur du bassin topographique s'infiltre puis sorte souterrainement du bassin (ou qu'à l'inverse des eaux entrent souterrainement dans le bassin). Dans ce cas, nous serons amenés à ajouter aux considérations topographiques des considérations d'ordre géologique pour déterminer les limites du bassin versant.



Cette distinction entre bassin topographique et hydrogéologique se justifie surtout pour les petits bassins.

En effet, lorsque la taille du bassin augmente, les apports et les pertes souterraines ont plus de chance de se compenser.

De plus, on peut admettre que le débit des cours d'eau est proportionnel à la surface du bassin, les échanges souterrains se font, eux, aux frontières et varient donc sensiblement comme le périmètre. Lorsque la taille du bassin augmente, la surface croît plus vite que le périmètre et la valeur relative des échanges souterrains par rapport au débit de surface tend à devenir négligeable.

## I.2 - CARACTERISTIQUES MORPHOMETRIQUES

L'utilisation de caractéristiques morphométriques a pour but de condenser en un certain nombre de paramètres

chiffrés, la fonction  $h = f(x, y)$  à l'intérieur du bassin versant ( $h$  altitude,  $x$  et  $y$  coordonnées d'un point du bassin versant). Nous utiliserons trois types différents de paramètres morphométriques.



- **Le temps de concentration  $t_c$** : il est composé de trois termes différents :
  - $T_h$  : temps d'humectation = temps nécessaire l'imbibition du sol par l'eau qui tombe avant ruissellement
  - $T_r$  : temps de ruissellement ou d'écoulement = temps qui correspond à la durée d'écoulement de l'eau à la surface jusqu'à un système de collecte (cours d'eau naturel, collecteur)
  - $T_a$  ; temps d'acheminement = temps mis par l'eau pour se déplacer dans le système de collecte jusqu'à l'exutoire.

$$t_c = \max \left( \sum (t_h + t_r + t_a) \right)$$

En pratique, c'est une grandeur difficile à évaluer. Il existe plusieurs formules d'usages courant, certaines relativement vieille comme la formule de Kirpich qui date de 1940 et a été élaborée à la suite des crues qui ont frappé le nord-est des Etats-Unis en 1936 ; les données ayant servi à l'élaboration de ces formules sont souvent indisponibles et il convient d'être particulièrement prudent dans l'utilisation de ces formules.

### Formule de Kirpich

$$t_c = 19.47 \times \frac{L^{0.77}}{i^{0.385}} 10^{-3}$$

$T_c$  : temps de concentration en mn ;  
 $L$  : longueur du chemin hydraulique en m ;  
 $i$  : pente moyenne du cours d'eau en%

### Formule de Turraza

$$t_c = 0.108 \frac{\sqrt[3]{SL}}{\sqrt{im}}$$

$T_c$  : temps de concentration en h ;  
 $S$  : surface du bassin versant en  $\text{km}^2$  ;  
 $L$  : longueur du chemin hydraulique le plus long en km ;  
 $im$  ; pente moyenne pondérée le long du thalwegs en %

### Formule de Venturi-Passini

$$t_c = \alpha \frac{\sqrt[3]{SL}}{\sqrt{im}}$$

$t_c$  : temps de concentration en h ;  
 $\alpha$  : Coefficient de Venturi-Passini  $(0 < \alpha < 2)$  ;  
 $S$  : surface du bassin versant en  $\text{km}^2$  ;  
 $L$  : longueur du thalweg le plus long en m ;  
 $im$  ; pente moyenne pondérée le long du thalwegs en %

Relation anonyme :

$$tc = 4 \left( \frac{\sqrt[3]{SL}}{\sqrt{P}} \right)^{0.75}$$

S : surface du bassin ;

L : longueur thalweg principal

P : rapport de la différence des altitudes extrêmes et de la longueur du thalweg principal

**Formule synthétique :**

$$tc = 0.6615 \times I^{-0.305} \times (L)^{0.77}$$

I : indice de pente globale (I<sub>g</sub>)

L : longueur du rectangle équivalent (voir dans les pages suivantes)

**I.2.1 - Caractéristiques de la disposition dans le plan (paramètres géométriques)**

**I.2.1.1 – Surface du B.V "A"**

La surface du bassin versant est la première et la plus importante des caractéristiques

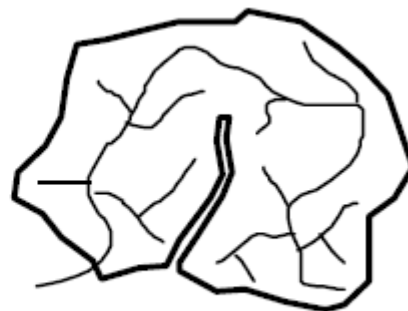
. Elle s'obtient par planimétrage sur une carte topographique après que l'on y ait tracé les limites topographiques et éventuellement hydrogéologiques. La surface A d'un bassin s'exprime généralement en **km<sup>2</sup>**

**I.2.1.2 – Longueur**

- a. **Le périmètre du B.V (P)** : On utilise différentes caractéristiques de longueur ; la première et une des plus utilisées est le "périmètre **P** du bassin versant"



Schématisation du périmètre d'un bassin



Ajout d'un périmètre fictif pour un bassin versant replié

Le périmètre est curvimétré sur carte cartographique mais, selon l'échelle de la carte, les détails sont plus ou moins nombreux et il en résulte des différences de mesures.

On définit par la suite, le **rectangle équivalent** comme le rectangle de longueur L et de largeur l qui a même surface et même périmètre que le bassin versant, soit à l'aide de :

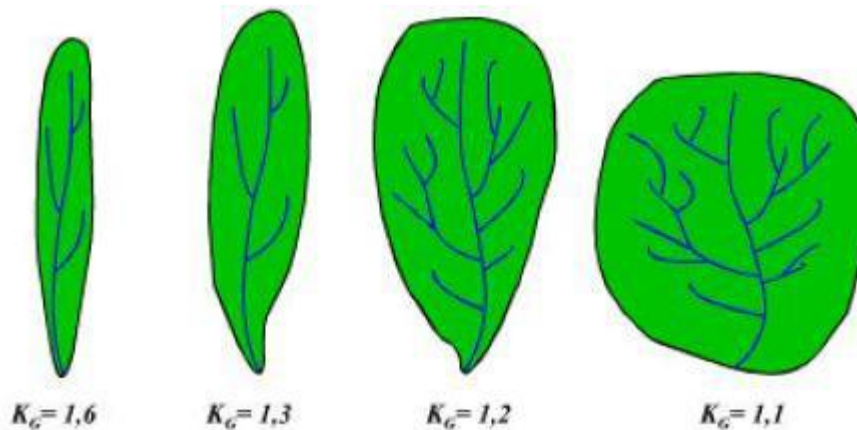
$$P = 2 \cdot (L + l) \text{ et } A = L \cdot l$$

- b. **L'indice de forme ou coefficient de compacité de Gravelius "Kc "** : la forme d'un bassin versant influence l'allure de l'hydrogramme à l'exutoire du bassin. L'indice admis par les hydrologues pour caractériser la forme du bassin versant est celui de compacité de Gravelius, qui est le rapport du périmètre du bassin versant au périmètre du cercle ayant même surface (appelée aussi coefficient de capacité) :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi A}} = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$$

A : surface et P : périmètre du bassin versant

Si le  $K_G$  est proche de 1, on dit que le bassin est de forme circulaire et si  $K_G$  supérieur à 1, le bassin a une forme allongée.



- c. **Le rectangle équivalent** : On utilise également pour caractériser la forme d'un bassin, son "rectangle équivalent" (défini plus haut) et le rapport de la plus grande longueur à la plus grande largeur perpendiculaire. On calcule sa longueur et sa largeur en appliquant :

$$L = K_c \frac{\sqrt{A}}{1,12} \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c}\right)^2}\right) \quad l = K_c \frac{\sqrt{A}}{1,12} \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_c}\right)^2}\right)$$

L : longueur du rectangle équivalent, l : largeur du rectangle équivalent

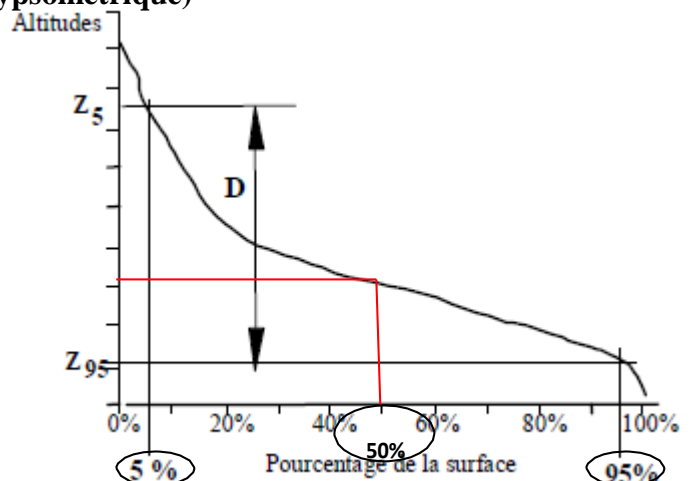
### I.2.2 – Paramètres de relief

Le relief se détermine lui aussi au moyen d'indice ou de caractéristiques suivantes :

#### a. Caractéristiques des altitudes (courbe hypsométrique)

En général, on ne s'intéresse pas à l'altitude moyenne mais plutôt à la dispersion des altitudes.

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



**b. Les altitudes caractéristiques :**

- **Les altitudes minimales et maximales**
- **L'altitude moyenne** : définit comme :

$$\text{Avec : } H_{\text{moy}} = \sum \frac{A_i \times h_i}{A}$$

$H_{\text{moy}}$  : altitude moyenne du bassin (m) ;  $A_i$  : aire comprise entre deux courbe de niveau ( $\text{km}^2$ ) ;  $h_i$  : altitude moyenne entre deux courbe de niveau (m) ;  $A$  : surface total du bassin versant ( $\text{km}^2$ ).

- Altitude médiane : 50% de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique.

**c. Les pentes :**

- La pente moyenne du bassin versant : plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne du bassin. La méthode proposée par Carlier et Leclerc (1964) consiste à calculer la moyenne pondérée des pentes de toutes les surfaces élémentaires comprises entre deux altitudes données. Une valeur approchée de la pente moyenne est donnée par la relation suivante :

$$P = D.L/A$$

Avec  $p$  ou  $i_m$  : pente moyenne ( $^{\circ}/_{00}$ ),  $L$  : longueur totale de courbe de niveau (km),  $D$  : équidistance entre deux courbes de niveau (m),  $A$  : surface du bassin versant ( $\text{km}^2$ ).

Cette méthode calcul donne de bons résultats dans le cas d'un relief modéré et pour des courbes de niveau simples et uniformément espacées. Dans les autres cas, il convient de styliser les courbes de niveau pour que leur longueur totale ait un sens réel vis-à-vis de la pente.

Si on connaît les dimensions du rectangle équivalent :

$$P = L.Dt/A$$

$l$  : largeur du rectangle équivalent ;  $Dt$  est la dénivelée totale,  $A$  : surface du B.V

Si  $L$  est la longueur du rectangle équivalent

$$P = Dt/L$$

- **Les indices de pente**

**a. Indice de pente de Roche  $I_p$**

M. ROCHE a proposé un indice de pente plus facile à calculer que le précédent :  $I_p$  est la moyenne de la racine carrée des pentes mesurées sur le rectangle équivalent, et pondérée par les surfaces.

$$ip = \frac{1}{I} \sum_{i=1}^n (x_i \times$$

$i=1$

$d/xi)$

$\sqrt{\quad}$

$I_p$  : indice de pente (%) ;  $L$  : longueur de rectangle (m) ;  $x_i$  : distance qui sépare deux courbes sur le rectangle (m) (la largeur du rectangle étant constante, cette distance est égale au facteur de pondération) ;  $d$  : distance entre deux courbes de niveau successives ( peut être variable) (m),  $d/x_i$  : pente moyenne d'un éléments (%).

**Formule de Roche simplifiée :**

$$I_p = 0.0035 (I_g)^{1/2}$$

**Avec :**

$I_p$  : indice de pente (%)

$I_g$  : indice de pente globale (m/km)

**b. indice de pente globale  $I_g$**

L'indice de Roche étant cependant trop long à évaluer pour des études rapides, on a proposé un indice encore plus simple : la pente globale.

$$I_g = D/L$$

$D$  étant la dénivelée ;  $D = h5\% - h95\%$ , définie sur la courbe hypsométrique ou même directement à l'œil sur la carte topographique ;  $L$  étant la longueur du rectangle équivalent. Cet indice, très facile à calculer, est des plus utilisés. Il sert de base à une des classifications O.R.S.T.O.M. pour des bassins versants dont la surface est de l'ordre de **25 km<sup>2</sup>** :

$R_1$	Relief très faible	$I_g < 0,002$
$R_2$	Relief faible	$0,002 < I_g < 0,005$
$R_3$	Relief assez faible	$0,005 < I_g < 0,01$
$R_4$	Relief modéré	$0,01 < I_g < 0,02$
$R_5$	Relief assez fort	$0,02 < I_g < 0,05$
$R_6$	Relief fort	$0,05 < I_g < 0,1$
$R_7$	Relief très fort	$I_g > 0,1$

L'indice  $I_g$  décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes.

• **Dénivelée spécifiques :**

L'indice  $I_g$  décroît pour un même bassin lorsque la surface augmente, il était donc difficile de comparer des bassins de tailles différentes. La dénivelée spécifique  $D_s$  ne présente pas cet inconvénient : elle dérive de la pente globale  $I_g$  en la corrigeant de l'effet de surface admis étant

$$\sqrt{A} : D_s = I_g \sqrt{A} = \frac{D}{L} \sqrt{LI} = D \sqrt{\frac{I}{L}}$$

inversement

proportionnel à :

La dénivelée spécifique ne dépend donc que de l'hypsométrie ( $D = H5\% - H95\%$ ) et de la forme du bassin ( $I/L$ ).



Elle donne lieu à une deuxième classification de l'O.R.S.T.O.M., indépendante des surfaces des bassins :

R <sub>1</sub>	Relief très faible	D <sub>s</sub> <	10 m
R <sub>2</sub>	Relief faible	10 m < D <sub>s</sub> <	25 m
R <sub>3</sub>	Relief assez faible	25 m < D <sub>s</sub> <	50 m
R <sub>4</sub>	Relief modéré	50 m < D <sub>s</sub> <	100 m
R <sub>5</sub>	Relief assez fort	100 m < D <sub>s</sub> <	250 m
R <sub>6</sub>	Relief fort	250 m < D <sub>s</sub> <	500 m
R <sub>7</sub>	Relief très fort	500 m < D <sub>s</sub>	

### I.2.3- CARACTERISTIQUES DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE

Le réseau hydrographique est constitué de l'ensemble des chenaux qui drainent les eaux de surface vers l'exutoire du bassin versant. La définition d'un cours d'eau est difficile à donner avec précision, en particulier pour les cours d'eau temporaires. Selon le support cartographique utilisé, on étudiera le réseau avec plus ou moins de détails : en photographie aérienne, on pourra déceler des thalwegs de très faibles extensions, tandis qu'on ne verra que les cours d'eau pérennes et importants sur une carte au 1/100 000 ème.

L'étude du chevelu hydrographique servant surtout à comparer des bassins entre eux, il suffit, dans la plupart des cas, de se fixer une définition du thalweg élémentaire et de l'appliquer pour l'étude de tous les bassins (par exemple : thalwegs = traits bleus temporaires ou pérennes sur carte I.G.N. au 1/50 000 ème).

Le réseau hydrographique peut se caractériser par trois éléments : sa hiérarchisation, son développement (nombres et longueurs des cours d'eau) et son profil en long.

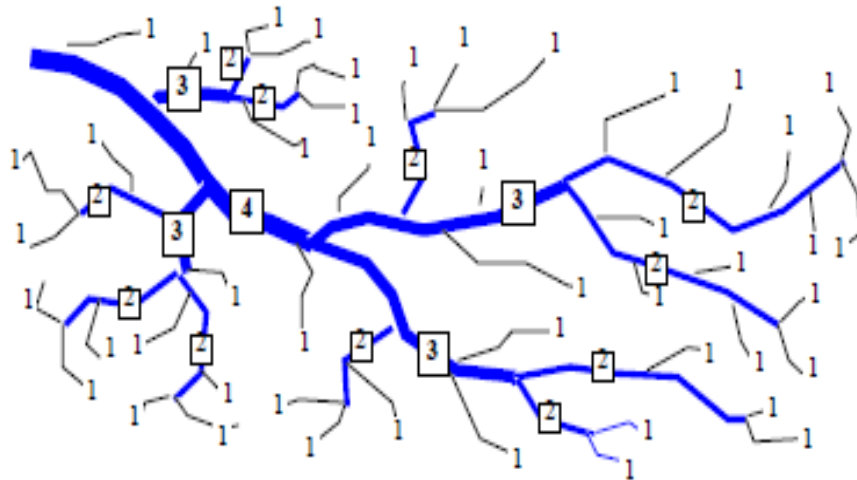
#### I.2.3-1 / Hiérarchisation du réseau

Pour chiffrer la ramification du réseau, chaque cours d'eau reçoit un numéro fonction de son importance. Cette numérotation, appelée ordre du cours d'eau, diffère selon les auteurs. Parmi toutes ces classifications, nous adopterons celle de Strahler :

- tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1,
- au confluent de deux cours d'eau de même ordre n, le cours d'eau résultant est d'ordre n + 1,
- un cours d'eau recevant un affluent d'ordre inférieur garde son ordre, ce qui se résume par :

$n+n=n+1$	et	$n+m=\text{Max}(n,m)$
-----------	----	-----------------------

$$n + n = n + 1 \quad \text{et} \quad n + m = \max(n, m)$$



Comme on le signale plus haut, la définition d'un thalweg peut changer selon le support utilisé. Des études effectuées sur des bassins versants en France permettent de définir la correspondance moyenne entre l'ordre lu sur la carte et l'ordre réel que révèle la photographie aérienne (selon F. HIRSCH) :

Ordre réel	Ordre lu sur la carte	Echelle de la carte
2	1	1/20 000
3	1	1/50 000
4	1	1/100 000
5	1	1/200 000

- **Longueur caractéristiques**

- **Longueur du plus long thalweg (L)**
- **Le profil en long :**

Ces profils sont établis en portant en abscisses les longueurs développées à partir d'un point de référence et en ordonnées les cotes de l'eau dans le cours d'eau principal et dans ces affluents (parfois on donne la cote du fond). Ces profils sont parfois disponibles lorsque la navigation, où les besoins en hydroélectricité ont nécessité des études. Mais dans la plupart des cas, on devra faire ce relevé, soit par nivellement sur le terrain, soit plus sommairement à partir des cartes topographiques.

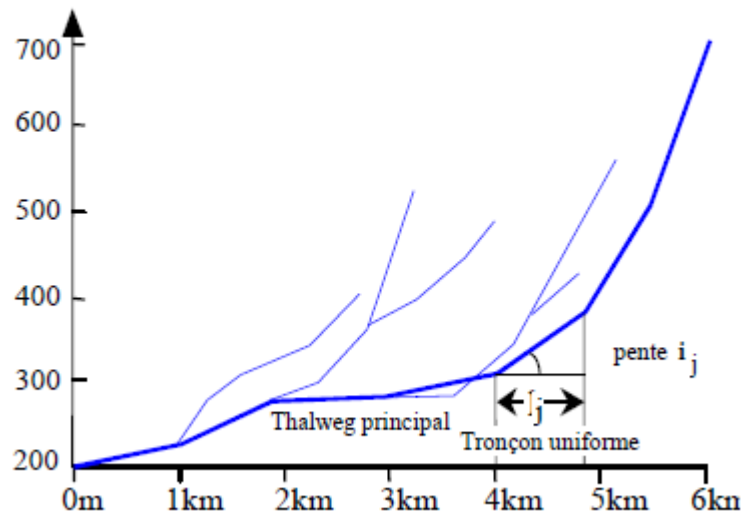
Les profils en long permettent d'estimer la pente moyenne du cours d'eau. Cette pente moyenne sert surtout dans l'évaluation des temps de concentration d'un bassin versant, ce temps de concentration étant lié à la vitesse de propagation des particules fines ; elle-même proportionnelle à :

$$\sqrt{i}$$

On calcule généralement la pente moyenne  $I$  d'un cours d'eau par la formule suivante :

$$\frac{1}{\sqrt{I}} = \frac{1}{L} \sum_{j=1}^n \frac{l_j}{\sqrt{i_j}}$$

Dans cette formule, le cours d'eau de longueur totale L est découpé en n tronçons j où la pente  $i_j$  est constante sur une longueur  $l_j$ .



**- Degré de développement du réseau :**

- **Densité de drainage** : elle est introduite par Hoston, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin

$$\sum Dd = \sum li / A$$

Avec Dd : densité de drainage ( $\text{km}/\text{km}^2$ ) ; Li : longueur de cours d'eau (km) ; A : surface du bassin versant ( $\text{km}^2$ ).

La densité de drainage englobe deux formes différentes de drainage.

- Densité de drainage permanente (Ddp) ; représente les thalwegs qui coulent en permanence.
- Densité de drainage temporaire (Ddt) ; représente les thalwegs qui coulent temporairement.

- **La fréquence des thalwegs** : c'est le rapport du nombre total de thalwegs d'ordre N à la surface du bassin :

$F1=N/A$  où F1 est la densité hydrographique ( $\text{km}^{-2}$ ) ; N : nombre de cours d'eau ; A : surface du bassin ( $\text{km}^2$ )

On constate que les fortes densités de drainage et de fréquence de thalwegs traduisent en général des régions à soubassement imperméable avec un couvert végétal restreint et un relief montagneux. A l'opposé (faible densité de drainage et faible fréquence des thalwegs) se rencontre en région à substratum très perméable, à couvert végétal important et à relief peu accentué.

- **Le rapport de confluence (loi de Hoston)** : c'est un nombre sans dimension exprimant le développement du réseau de drainage. il varie suivant l'ordre considéré. Il est défini comme étant le quotient du nombre de thalwegs d'ordre x par celui des thalwegs d'ordre x+1

$$R_c = \frac{N_i}{N_{i+1}} = \text{Cte}$$

Avec

$R_c$  : rapport de confluence,  $N_x$  : nombre de cours d'eau d'ordre (x).

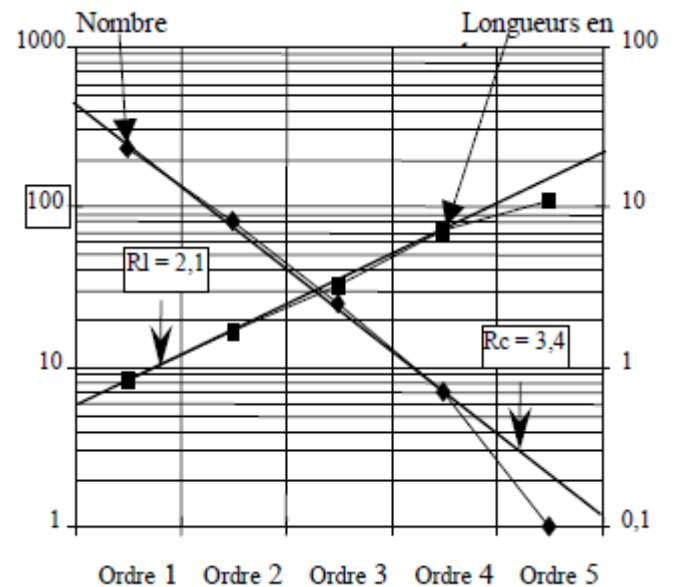
On observe que les rapports de confluence les plus élevés sont rencontrés sur les bassins de forme allongés et qui présentent des vallées étroites et pentues

- Le rapport de longueurs : il est donné par le quotient de la longueur moyenne des thalwegs d'ordre x+1 par celle des thalwegs d'ordre x. il est exprimé par la relation :

$$R_l = \frac{l_i}{l_{i-1}} = \text{Cte}$$

( $l_i$  : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre i).

La détermination de  $R_c$  et  $R_l$  se fait par voie graphique en portant  $N_i$ ,  $l_i$  et  $i$  sur un graphique semi-logarithmique comme le montre la figure jointe. La pente de la droite moyenne permet de déterminer la raison de la progression géométrique.



- Rapport de torrentialité : on l'exprime par la relation :  $Ct = Dd \cdot F1$   
 $F1$  représente la fréquence des thalwegs d'ordre 1

### I.2.3-2 / conséquence hydrogéologiques (à titre indicatif) :

Pour certains auteurs, les données morphométriques des bassins versants peuvent trouver leur usage en hydrogéologie. C'est ainsi B.Rambert a montré que la densité de drainage (Dd) pouvait servir d'une part d'index pour évaluer les écoulements souterrains et d'autre part comme élément de cartographie hydrogéologique. C'est ainsi qu'il propose la relation :  $T = k.Dd^2$

Où T : transmissivité et K : perméabilité.

De même, à partir de bassin étudiés, Carlston a démontré que l'écoulement et la densité de drainage sont génétiquement liés à la transmissivité globale des terrains. Il devait exprimer cette liaison par :

$$Q_b = 0.66 \times Dd^2 \quad \text{où } Q_b \text{ représente le débit de base}$$

## I.3 Caractéristiques agro-pédo-géologiques

### I.3-1 La couverture du sol

- Eau d'interception est en partie soustraite à l'écoulement
- Evapotranspiration par les végétaux varie selon la nature des végétaux
- La végétation atténue les crues :

La caractérisation du couvert végétal passe par la détermination des pourcentages des surfaces occupées par chaque type de végétation. Etant donné l'importance du rôle joué par la forêt, on traduit parfois sa présence par un indice de couverture forestière K :

$$K = \frac{\text{surface des forêts}}{\text{surface total du bassin}} \times 100$$

On peut calculer ce type d'indice avec d'autres couvertures végétales telles que les cultures.

- Les surfaces urbanisées : en raison de leurs imperméabilités, les surfaces urbanisées augmentent l'écoulement de surface, réduisent les infiltrations et la recharge des nappes, et diminuent le temps de concentration  
On calcule souvent un taux d'imperméabilité qui est le rapport entre les surfaces imperméables totale.
- Le coefficient est fortement influencé par la couverture du sol et reflète la capacité des sols à ruisseler en fonction uniquement de la couverture du sol

**I.3-2 la nature du sol :** en hydrologie, il est bien connu que l'humidité de surface antérieure à une précipitation conditionne très fortement le ruissellement et l'infiltration efficace de la pluie dont tout ou partie peut recharger les aquifères

### I.3-3 caractéristiques géologiques

Il existe une relation directe entre la géologie d'un bassin versant et ses caractéristiques physiographiques. L'hydrologue se contente généralement de caractériser la géologie d'après le comportement hydrogéologique du bassin.

L'O.R.S.T.O.M a proposé une classification en cinq groupes :

<b>classe</b>	<b>intitulé</b>	<b>Exemple</b>
<b>P1</b>	Perméable à aquifère drainant ou non drainé	Formation gréseuse dont les exutoires sont à l'extérieur du bassin
<b>P2</b>	Perméable à aquifère drainé	Formation gréseuse dont les sources alimentent le réseau
<b>P3</b>	Perméabilité moyenne ou faible	Alternance de marnes et calcaires
<b>P4</b>	karstique	Formation calcaire, perméabilité de fissures et développement d'un réseau souterrain
<b>P5</b>	imperméable	Terrain marneux, cristallin, etc.