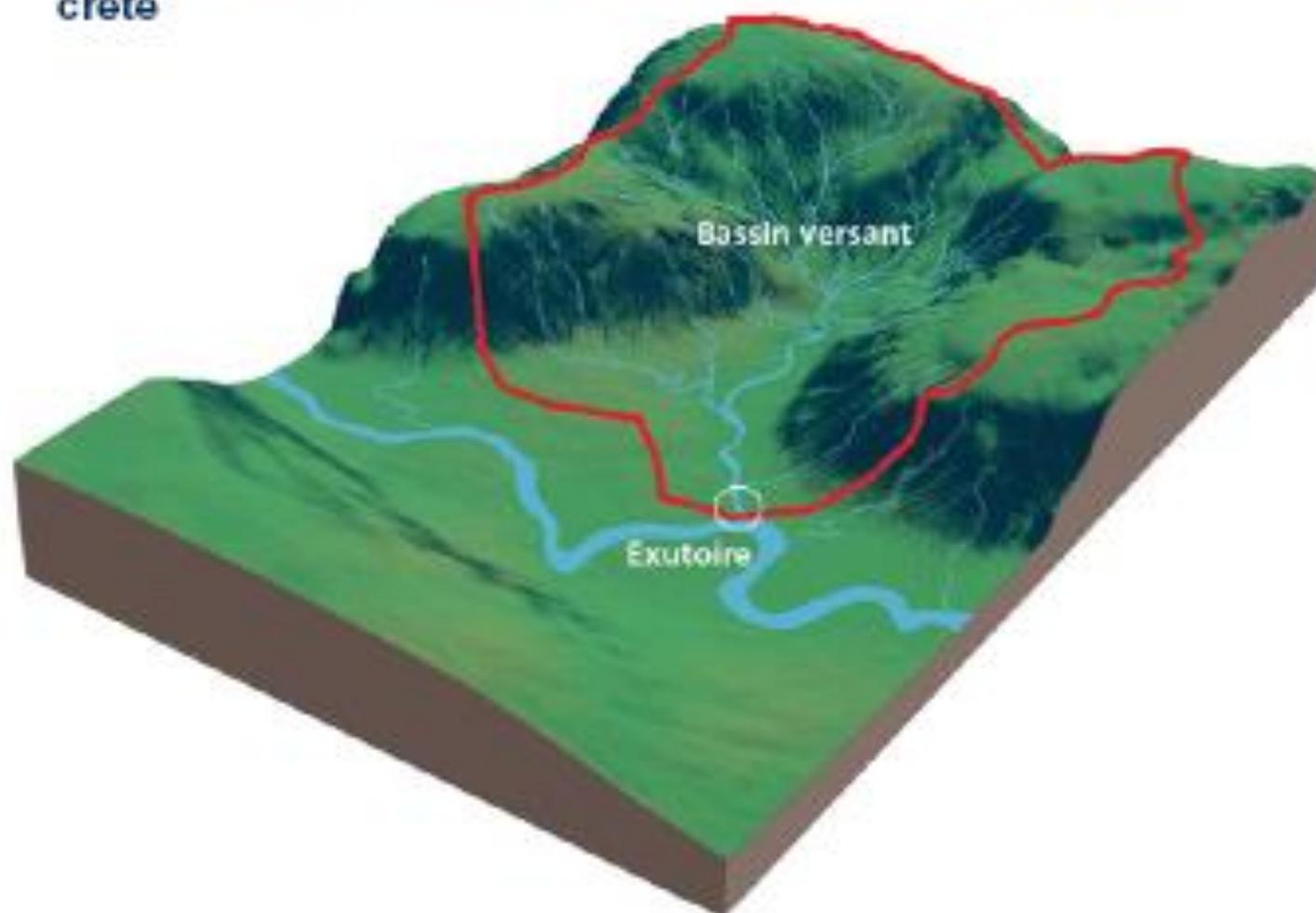


**MORPHOMETRIE
DES BASSINS VERSANTS**

le bassin versant est défini comme la totalité de la surface topographique drainée par un cours d'eau et ses affluents à l'amont, jusqu'à la ligne de partage des eaux ou ligne de crête



2.1 Définition du bassin versant

Le bassin versant représente, en principe, l'unité géographique sur laquelle se base l'analyse du cycle hydrologique et de ses effets.

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

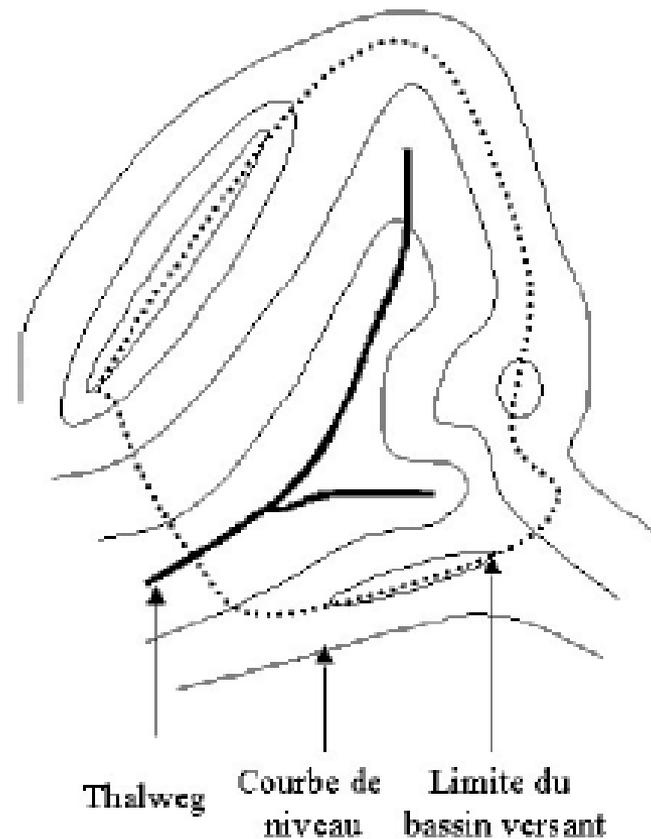


Fig. 2.1 _ Exemple de délimitation d'un bassin versant à partir des courbes de niveau

Généralement, la ligne de partage des eaux correspond à la ligne de crête. On parle alors de *bassin versant topographique*.

2.3 Caractéristiques physiques et leurs influences sur l'écoulement des eaux.

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement

- sa réponse hydrologique,*
- le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage.*
- Le temps de concentration **tc**, caractérise en partie la vitesse et*

l'intensité de la réaction du bassin versant à une sollicitation des précipitations.

Cette réaction est influencé par diverses caractéristiques morphologiques :

- la taille du bassin (sa surface),*
- sa forme, son élévation, sa pente et son orientation.*

A ces facteurs s'ajoutent encore

- le type de sol,*
- le couvert végétal et*
- les caractéristiques du réseau hydrographique.*

Ces facteurs, d'ordre purement géométrique ou physique, s'estiment aisément à partir de cartes adéquates ou en recourant à des techniques digitales et à des modèles numériques.

2.3.1 Les caractéristiques géométriques

2.3.1.1 La surface et le périmètre

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être partie reliés à sa surface.

La surface du bassin versant peut être mesurée :

- par superposition d'une grille dessinée sur papier transparent,**
- par l'utilisation d'un planimètre ou, mieux,**
- par des techniques de digitalisation.**

Le périmètre peut être mesuré :

- par l'utilisation d'un cordon,**
- par l'utilisation d'un curvimètre ou, mieux**
- par des techniques de digitalisation.**

2.3.1.2 La forme

a- Coefficient de compacité K_c

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux. Citons à titre d'exemple l'indice de compacité de Gravelius (1914) K_G , définit comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

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

Avec :

K_G est l'indice de compacité de Gravelius,

A : surface du bassin versant [km^2],

P : périmètre du bassin [km].

Cet indice se détermine à partir d'une carte topographique en mesurant le périmètre du bassin versant et sa surface.

- Il est proche de 1 pour un bassin versant de forme quasiment **circulaire** et
- supérieur à 1 lorsque le bassin est de forme **allongée**, tel qu'illustré par la figure 2.7.

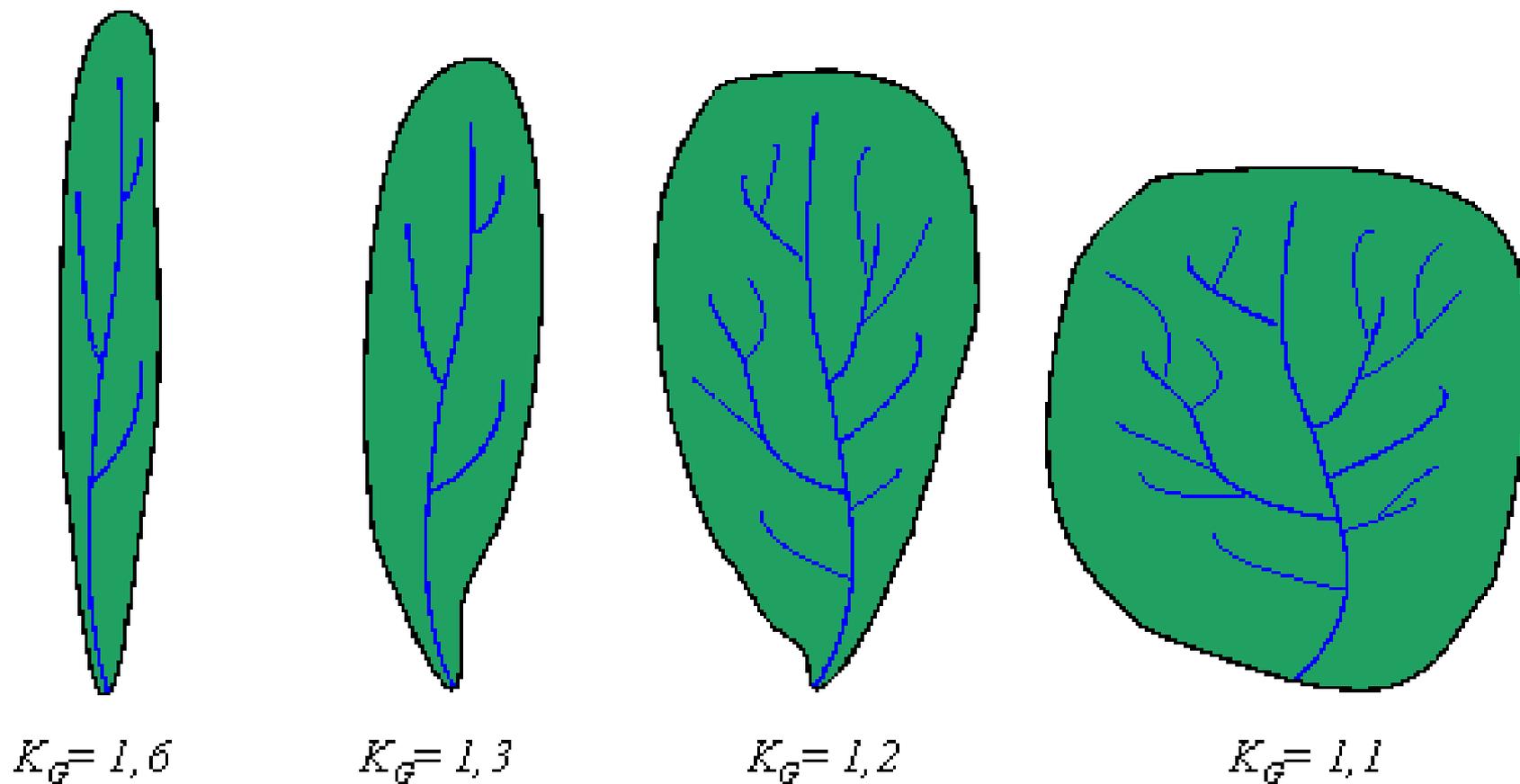


Fig. 2.7 - Exemples d'indices de compacité

La forme d'un bassin versant influence **l'allure de l'hydrogramme** à l'exutoire du bassin versant. Par exemple, une forme **allongée** favorise, pour une même pluie, **les faibles débits de pointe** de crue, ceci en raison des temps d'acheminement de l'eau à l'exutoire plus importants.

En revanche, les bassins en forme **d'éventail** (bv_1), présentant un temps de concentration plus court (t_{c1}), auront les **plus forts débits de pointe**, comme le montre la figure suivante :

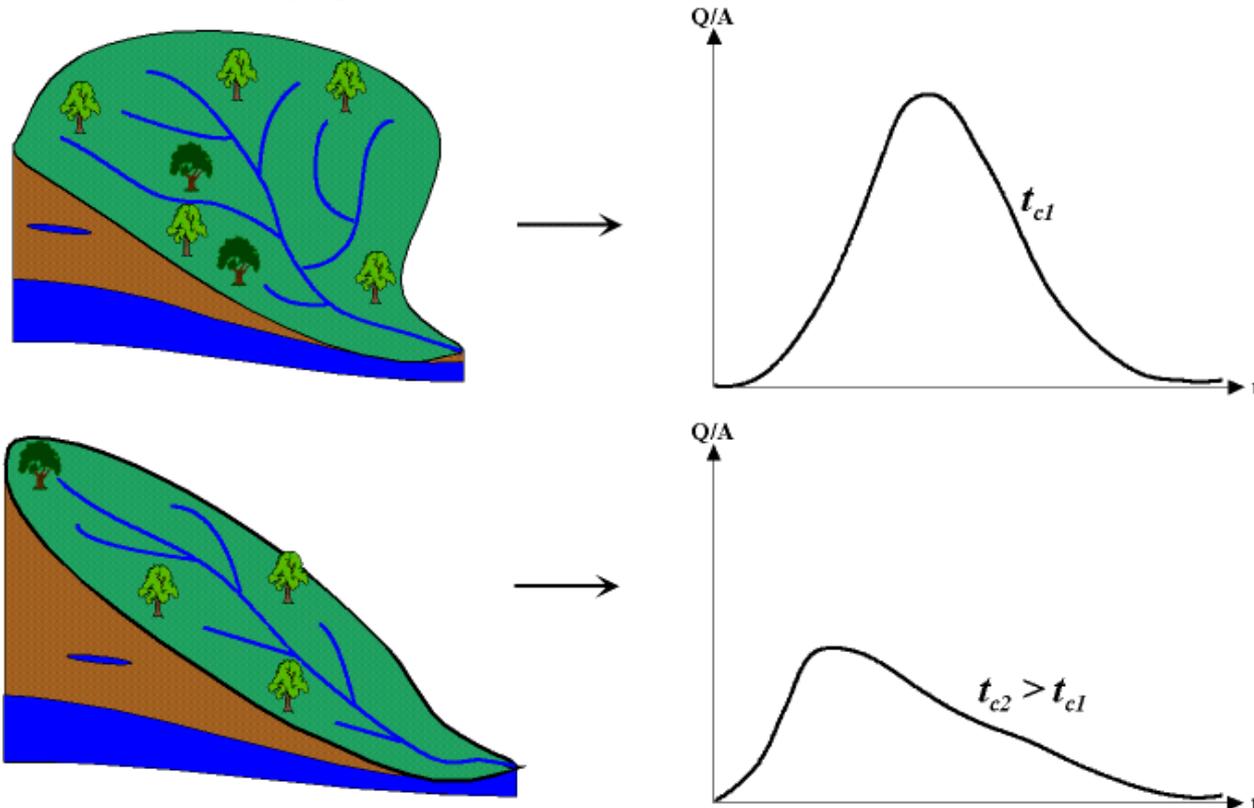


Fig. 2.8 - Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue

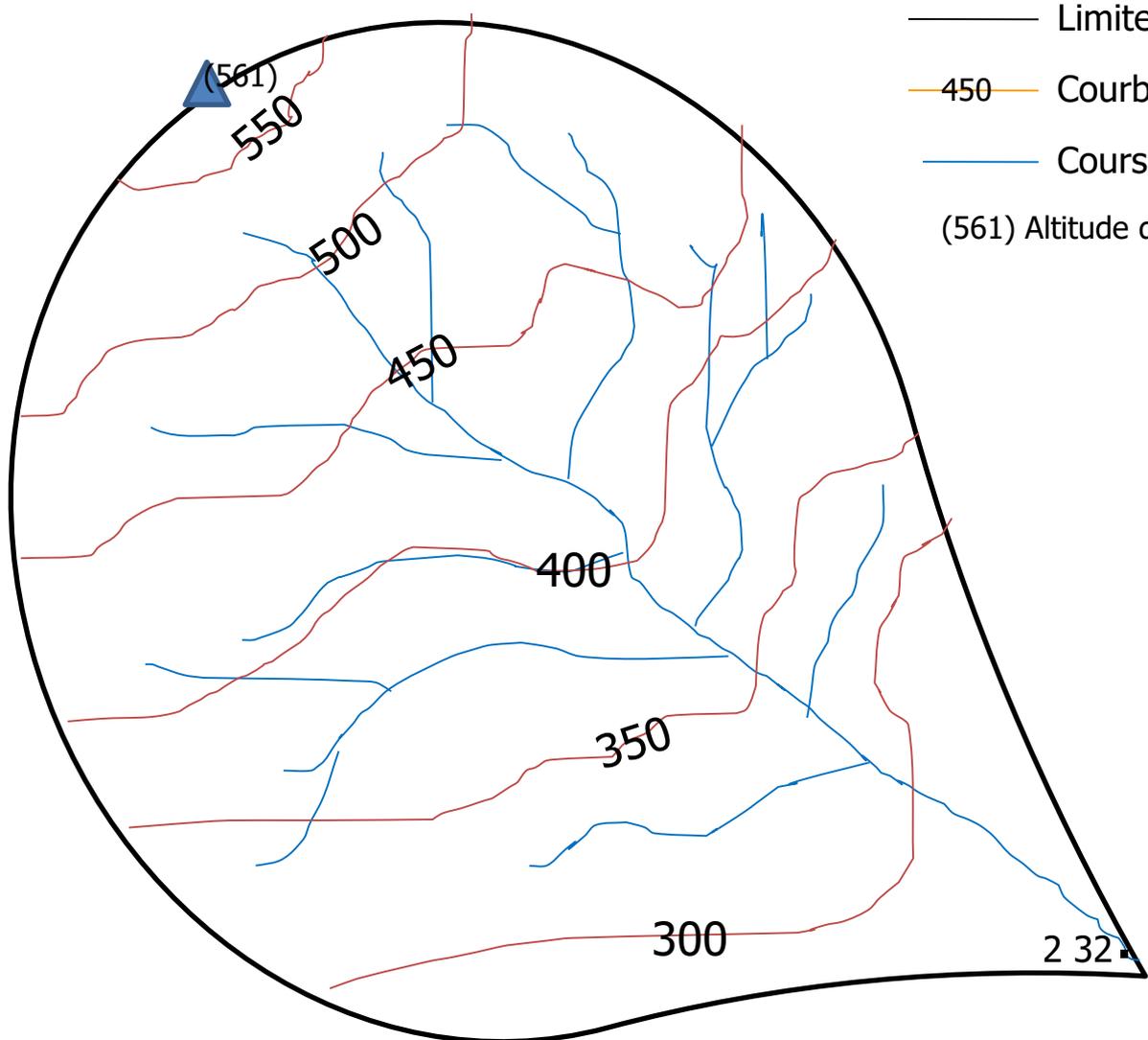
2.3.1.3 Le relief

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

La courbe hypsométrique

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

Elle porte en abscisse la surface (ou le pourcentage de surface) du bassin qui se trouve au-dessus (ou au-dessous) de l'altitude représentée en ordonnée (Fig. 2.9). Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude.



- Limite du bassin
- 450 — Courbe de niveau
- Cours d'eau
- (561) Altitude du point côté

Tableau 2.1: Répartition hypsométrique du bassin versant d'Oued Sikkak (Moyenne Tafna)

Tranches d'altitudes	Ai (km²)	Ai cumulées (km²)	Ai %	% Ai cumulés	% altitudes cumulés
1500-1400	7.675	7.675	1.66	1.66	100
1400-1300	11.750	19.425	2.54	4.2	92.62
1300-1200	20.95	40.375	4.52	8.72	85.24
1200-1100	63.25	103.625	13.66	22.38	77.86
1100-1000	10.75	114.375	2.32	24.7	70.48
1000-900	12.65	127.025	2.73	27.43	63.10
900-800	20.975	148	4.53	31.96	55.72
800-700	28	176	6.15	38.01	48.34
700-600	45.150	221.15	9.75	47.76	40.96
600-500	58.975	280.125	12.74	60.5	33.58
500-400	67.025	347.15	14.48	74.98	26.20
400-300	72.075	419.225	15.57	90.55	18.82
300-200	38.075	457.3	8.22	98.77	11.44
200-145	5.7	463	1.23	100	4.06

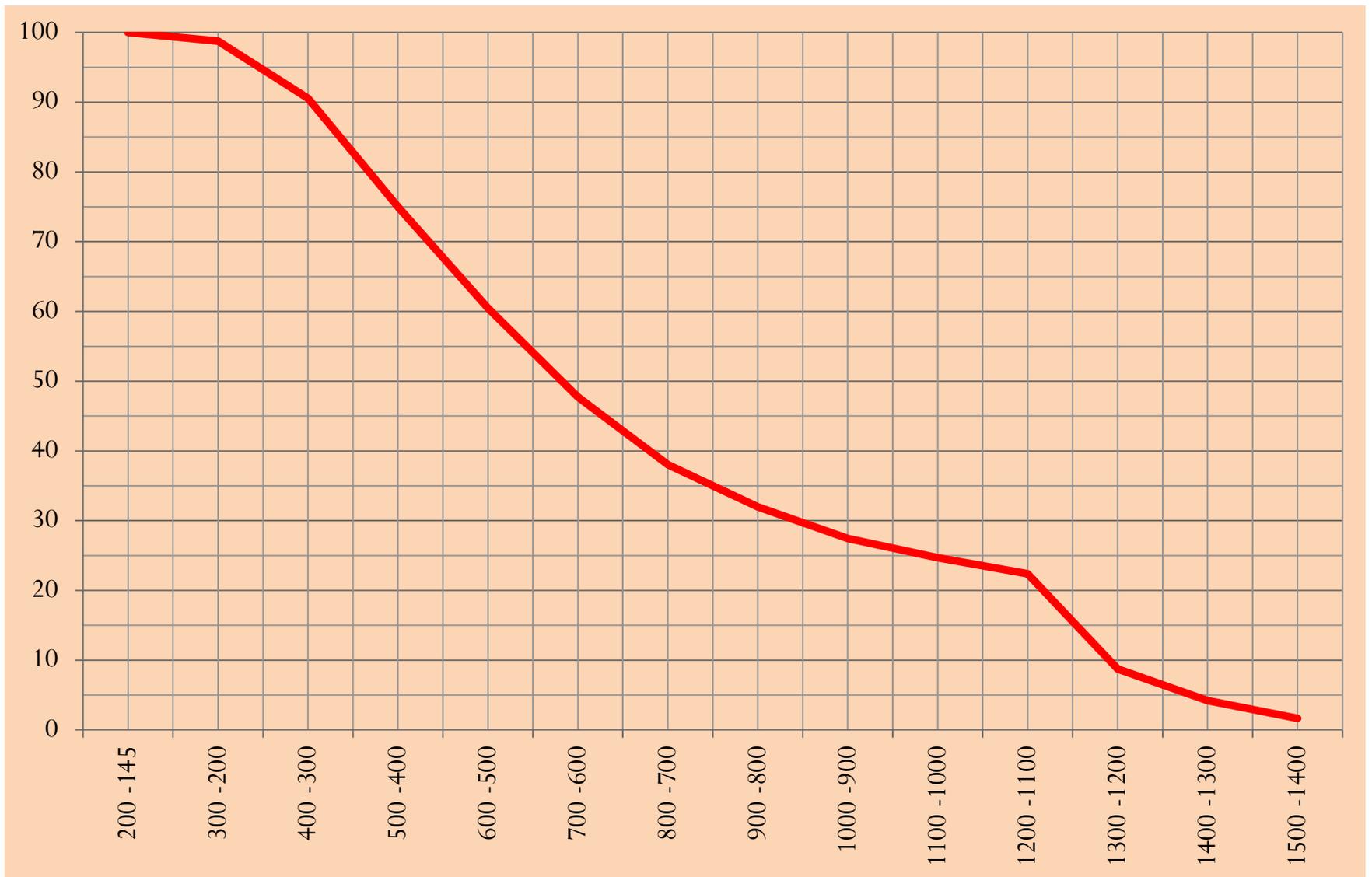
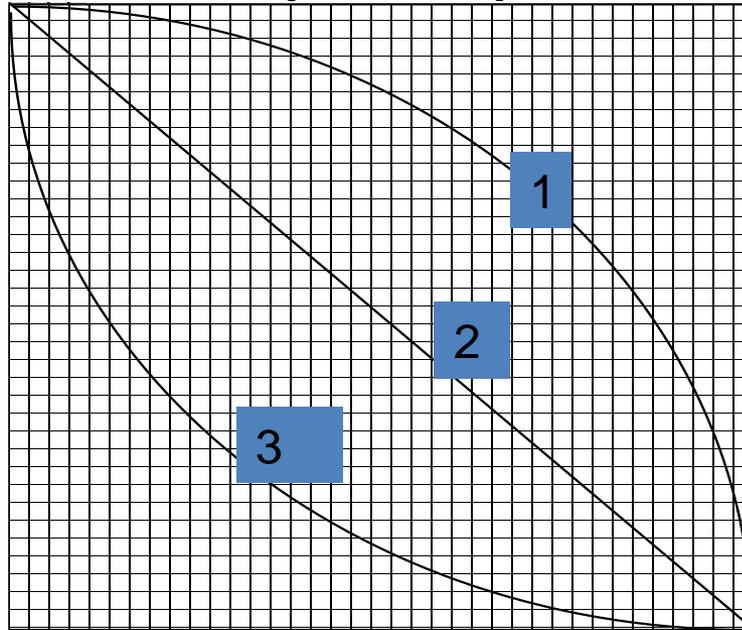


fig. 2.9 - Courbe hypsométrique du bassin versant d'oued Sikkak (Tafna-Algérie)

Les courbes hypsométriques demeurent un outil pratique pour comparer plusieurs bassins entre eux ou les diverses sections d'un seul bassin.

D'après Strahler, la courbe hypsométrique est le reflet de l'état d'équilibre dynamique potentiel du bassin. La figure 2.10 montre trois courbes correspondant à trois bassins ayant des potentiels évolutifs différents.



La première courbe indique un bassin avec un grand potentiel érosif ; la courbe intermédiaire est caractéristique d'un bassin en équilibre ; la courbe inférieure est typique d'un bassin sédimentaire.

Le rapport $R_h = S_0 / S_i$ s'appelle rapport hypsométrique. S_0 et S_i sont respectivement les superficies sur et sous la courbe hypsométrique. $R_h = 1$ dans un bassin en équilibre morphologique.

courbe hypsométrique
Hypsometric curve

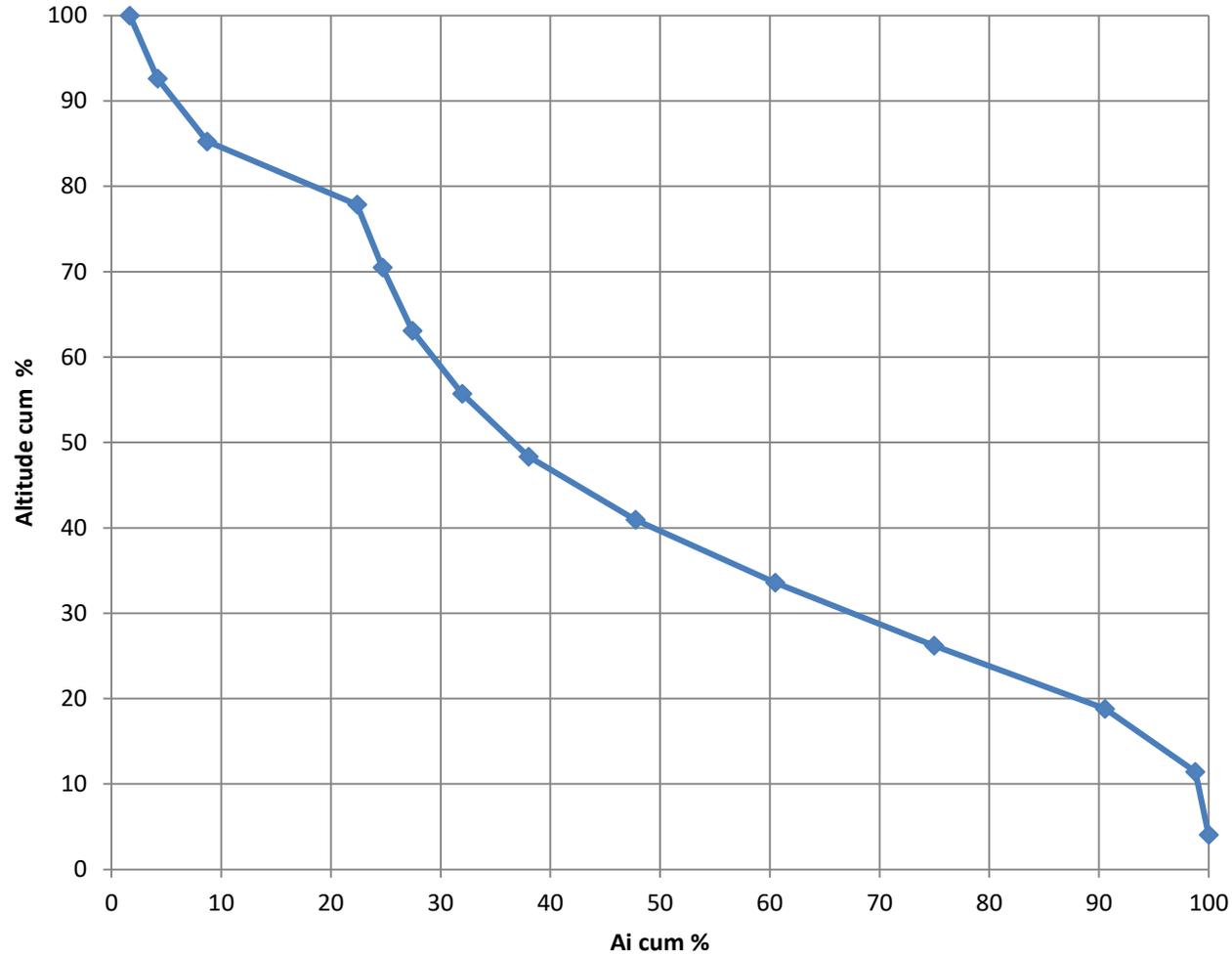


fig. 2.9 - Courbe hypsométrique du bassin versant d'oued Sikkak (Tafna-Algérie

Les altitudes caractéristiques

a. Les altitudes maximale et minimale

Elles sont obtenues directement à partir de cartes topographiques.

- L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin
- l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire.

b. L'altitude moyenne

L'altitude moyenne se déduit directement de la courbe hypsométrique ou de la lecture d'une carte topographique. On peut la définir comme suit :

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

Avec :

H_{moy} : altitude moyenne du bassin [m] ;

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau [km²]

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau [m] ;

A : superficie totale du bassin versant [km²].

L'altitude médiane

*L'altitude médiane correspond à l'altitude lue au point d'abscisse **50%** de la surface totale du bassin, sur la courbe hypsométrique.*

Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin concerné présente une pente régulière.

3- La pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin.

- Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct - donc sur le temps de concentration t_c*
- Elle influence directement le débit de pointe lors d'une averse.*

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un 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 alors donnée par la relation suivante :

$$i_m = \frac{D \cdot L}{A}$$

i_m : pente moyenne [m/km ou 0/00],

L : longueur totale de toutes les courbes de niveau [km],

D : équidistance entre deux courbes de niveau [m],

A : surface du bassin versant [km²].

4- Le rectangle équivalent

La notion de rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius, introduite par Roche (1963), permet de comparer facilement des bassins versants entre eux, en ce qui concerne l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement.

Le bassin versant rectangulaire résulte d'une transformation géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve la même superficie, le même périmètre (ou le même coefficient de compacité) et donc par conséquent la même répartition hypsométrique.

Les courbes de niveau deviennent des droites parallèles aux petits côtés du rectangle.

Si L et l représentent respectivement la longueur et la largeur du rectangle équivalent, alors :

Le périmètre du rectangle équivalent vaut : $P = 2 (L + l)$;

La surface : $L \cdot l$

Le coefficient de compacité :
$$K_G = 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}}$$

En combinant ces trois relations, on obtient :

$$L = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1,12} \cdot \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right) \text{ si } K_G \geq 1,12$$

5- L'indice de pente i_p

Cet indice se calcule à partir du rectangle équivalent. Il est égal à la somme des racines carrées des pentes moyennes de chacun des éléments pondérés par la surface intéressée, soit :

où

i_p : indice de pente [%],

L : longueur du rectangle [m],

$$i_p = \frac{1}{L} \cdot \sum_{i=1}^n \left(x_i \cdot \sqrt{\frac{d}{x_i}} \right)$$

x_i : distance qui sépare deux courbes sur la longueur du rectangle [m] (la largeur du rectangle étant constante, cette distance est égale au facteur de pondération),

d : Différence d'altitude entre 2 courbes de niveau successives (peut être variable) [m],

d/x_i : pente moyenne d'un élément [%].

6- L'indice de pente global I_g

Le relief joue un rôle important, car il commande en grande partie l'aptitude au ruissellement des terrains. Son appréhension peut être faite à l'aide de l'indice de pente global I_g donné par la relation :

$$I_g = D / L$$

Où, I_g : indice globale de Roche
L: longueur du rectangle [m],
D: dénivelée (m).

Sur la courbe hypsométrique déjà tracée, on prend les points tels que la surface supérieure ou inférieure soit égale à 5% de la surface totale. H_5 et H_{95} sont les altitudes entre lesquelles s'inscrivent 90% de la surface du bassin. La dénivelée D est donc égale à $H_5 - H_{95}$.

Tableau 2. 2 : Classification du relief selon I_g par l'ORSTOM

Relief très faible	$I_g < 0.002$ m/km
Relief faible	$0.002 < I_g < 0.005$
Relief assez faible	$0.005 < I_g < 0.01$
Relief modéré	$0.01 < I_g < 0.02$
Relief assez fort	$.02 < I_g < 0.05$
Relief fort	$0.05 < I_g < 0.5$
Relief très fort	$0.5 < I_g$

2.3.2 Le réseau hydrographique

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

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

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

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

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

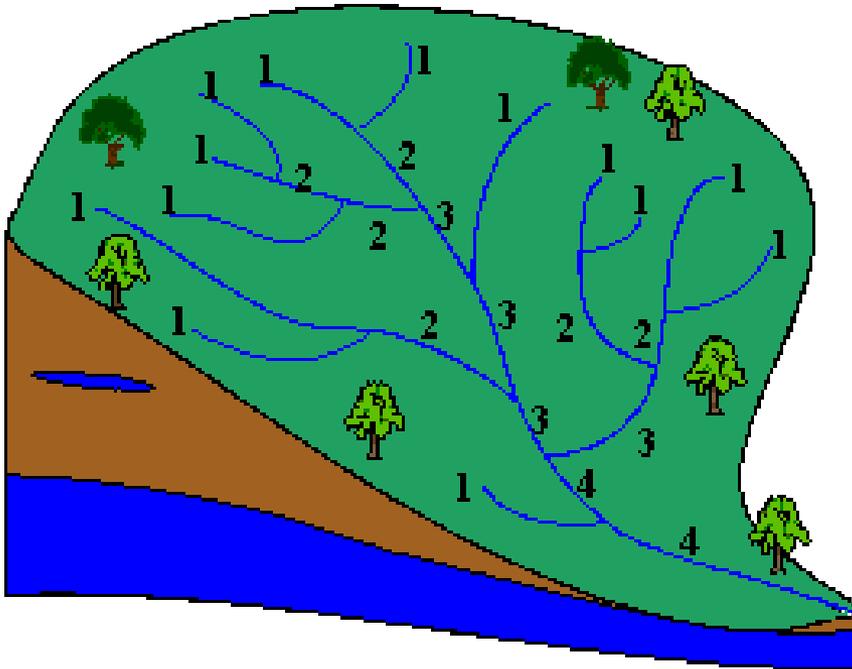
La présence humaine : le drainage des terres agricoles, la construction de barrages, l'endiguement, la protection des berges et la correction des cours d'eau modifient continuellement le tracé originel du réseau hydrographique

Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique :

2.3.2.1 Structure du réseau et ordre des cours d'eau

L'ordre des cours d'eau est une classification qui reflète la ramification du cours d'eau. Il existe plusieurs types de classifications des tronçons des cours d'eau, dont la classification de Strahler (1957) qui est la plus utilisée.

Cette classification permet de décrire sans ambiguïté le développement du réseau de drainage d'un bassin de l'amont vers l'aval. Elle se base sur les règles suivantes :



Tout cours d'eau dépourvu de tributaires est d'ordre un.

Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau d'ordre différent prend l'ordre du plus élevé des deux.

Le cours d'eau formé par la confluence de deux cours d'eau du même ordre est augmenté de un.

Un bassin versant a l'ordre du plus élevé de ses cours d'eau, soit l'ordre du cours d'eau principal à l'exutoire.

Les lois de Horton

Ces "lois" empiriques relient le nombre, la longueur moyenne et l'ordre des cours d'eau. On constate que pour un bassin versant homogène, le "rapport de confluence" R_c , rapport du nombre N_i de cours d'eau d'ordre i au nombre N_{i+1} de cours d'eau d'ordre $i+1$, est sensiblement constant :

Le "rapport des longueurs moyennes" R_l est :

$$R_c = N_i / (N_{i+1}) \approx Cte$$

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

$$R_l = l_i / l_{(i-1)} \approx Cte$$

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 2.8. La pente de la droite moyenne permet de déterminer la raison de la progression géométrique.

Conseil:

R_c c'est un nombre sans dimension qui exprime le développement du réseau de drainage. C'est un élément important à considérer pour établir des corrélations d'une région à une autre. Sogreah (1967), révèle que les chevelus hydrographiques sont bien hiérarchisés si ($R_c = 2$).

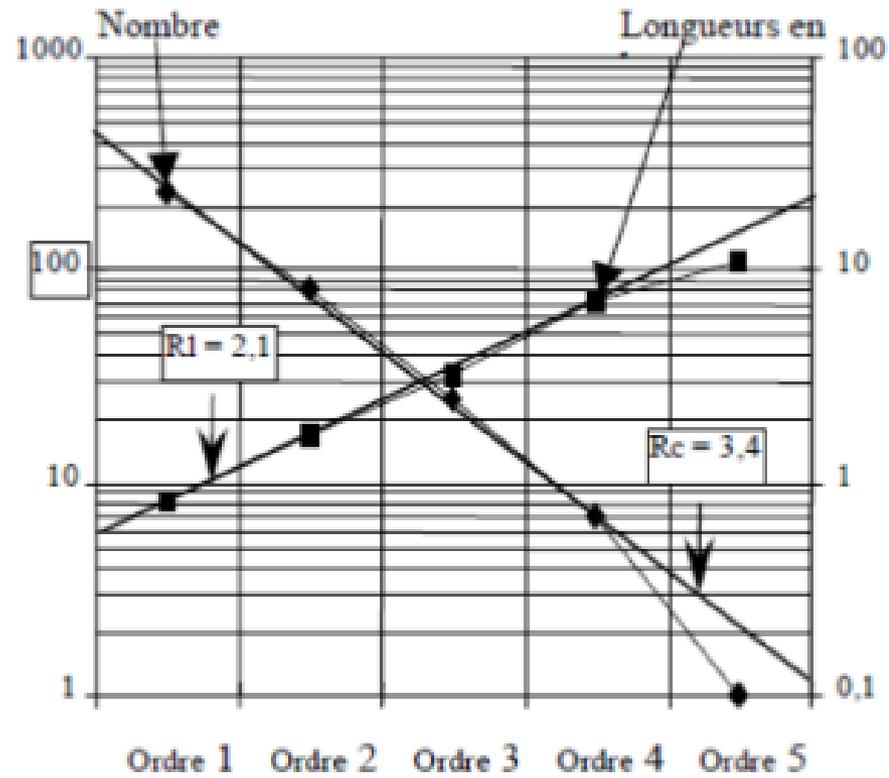


Figure 2.8. La détermination de Rc et Rl

2.3.2.2 Les longueurs et les pentes caractéristiques du réseau

La longueur du cours d'eau principal (L) est la distance curviligne depuis l'exutoire jusqu'à la ligne de partage des eaux, en suivant toujours le segment d'ordre le plus élevé lorsqu'il y a un embranchement et par extension du dernier jusqu'à la limite topographique du bassin versant. Si les deux segments à l'embranchement sont de même ordre, on suit celui qui draine la plus grande surface.

- **Le profil en long du cours d'eau**

On a l'habitude de représenter graphiquement la variation altimétrique du fond du cours d'eau en fonction de la distance à l'émissaire. Le profil en long d'un cours d'eau permet de définir sa pente moyenne.

- **La pente moyenne d'un cours d'eau**

La pente moyenne du cours d'eau détermine la vitesse avec laquelle l'eau se rend à l'exutoire du bassin donc le temps de concentration. Une pente abrupte favorise et accélère l'écoulement superficiel, tandis qu'une pente douce ou nulle donne à l'eau le temps de s'infiltrer, entièrement ou en partie, dans le sol.

$$P_{\text{moy}} = \frac{\Delta H_{\text{max}}}{L}$$

Où :

P_{moy} : pente moyenne du cours d'eau [m/km] ;

ΔH_{max} : dénivellation maximale de la rivière [m] (différence d'altitude entre le point le plus éloigné et l'émissaire) ;

L : longueur du cours d'eau principal [km].

2.3.2.3 Le Degré de développement du réseau

- La densité de drainage

La densité de drainage, introduite par Horton, est la longueur totale du réseau hydrographique par unité de surface du bassin versant :

$$D_d = \frac{\sum L_i}{A}$$

Avec :

D_d : densité de drainage [km/km²] ;

L_i : longueur de cours d'eau [km] ;

A : surface du bassin versant [km²].

❑ La densité de drainage dépend de la géologie (structure et lithologie) des caractéristiques topographiques du bassin versant et, dans une certaine mesure, des conditions climatiques et anthropiques.

❑ En pratique, les valeurs de densité de drainage varient de 3 à 4 pour des régions où l'écoulement n'a atteint qu'un développement très limité et se trouve centralisé ;

❑ Elles dépassent 1000 pour certaines zones où l'écoulement est très ramifié avec peu d'infiltration.

• *La fréquence des cours d'eau ou densité hydrographique*

La densité hydrographique représente le nombre de canaux d'écoulement par unité de surface.

Où :

F : densité hydrographique [km⁻²] ;

N_i : nombre de cours d'eau ;

A : superficie du bassin [km²].

$$F = \frac{\sum N_i}{A}$$

Il existe une relation assez stable entre la densité de drainage Dd et la densité hydrographique F , de la forme :

$$F = a \cdot Dd^2$$

Où a est un coefficient d'ajustement.

En somme, les régions à haute densité de drainage et à haute densité hydrographique (deux facteurs allant souvent de pair) présentent en général une roche mère imperméable, un couvert végétal restreint et un relief montagneux. L'opposé, c'est-à-dire faible densité de drainage et faible densité hydrographique, se rencontre en région à substratum très perméable, à couvert végétal important et à relief peu accentué.