

IV. Notions d'hydrologie, bilans et alimentation des nappes

>>> L'hydrologie peut être définie brièvement comme la science qui étudie le cycle de l'eau; c'est-à-dire aux échanges entre l'atmosphère, la surface terrestre et son sous-sol.

>>> L'hydrologie de subsurface ou de la zone insaturée est conçue essentiellement pour étudier les processus d'infiltration de l'eau et de transport de polluants au travers de la zone insaturée ; cette zone a une importance capitale, car elle constitue l'interface entre les eaux superficielles et profondes.

1. Notion de bassin versant :

1.1. Qu'est-ce qu'un bassin versant?

>>> Bassin versant ou bassin de drainage se définit comme une surface géographique en théorie hydrologiquement fermée (figure IV.01) ; c'est-à-dire que chaque goutte de pluie précipitée dans cette surface, soit s'évapore dans l'atmosphère, ou s'infiltré dans le sous-sol ou s'écoule gravitairement en surface et en souterrain vers l'exutoire (rivière, lac, barrage, mer, océan,...etc.).

>>> Son rôle est de collecter et drainer les eaux de pluie vers un point commun appelé exutoire ou embouchure.

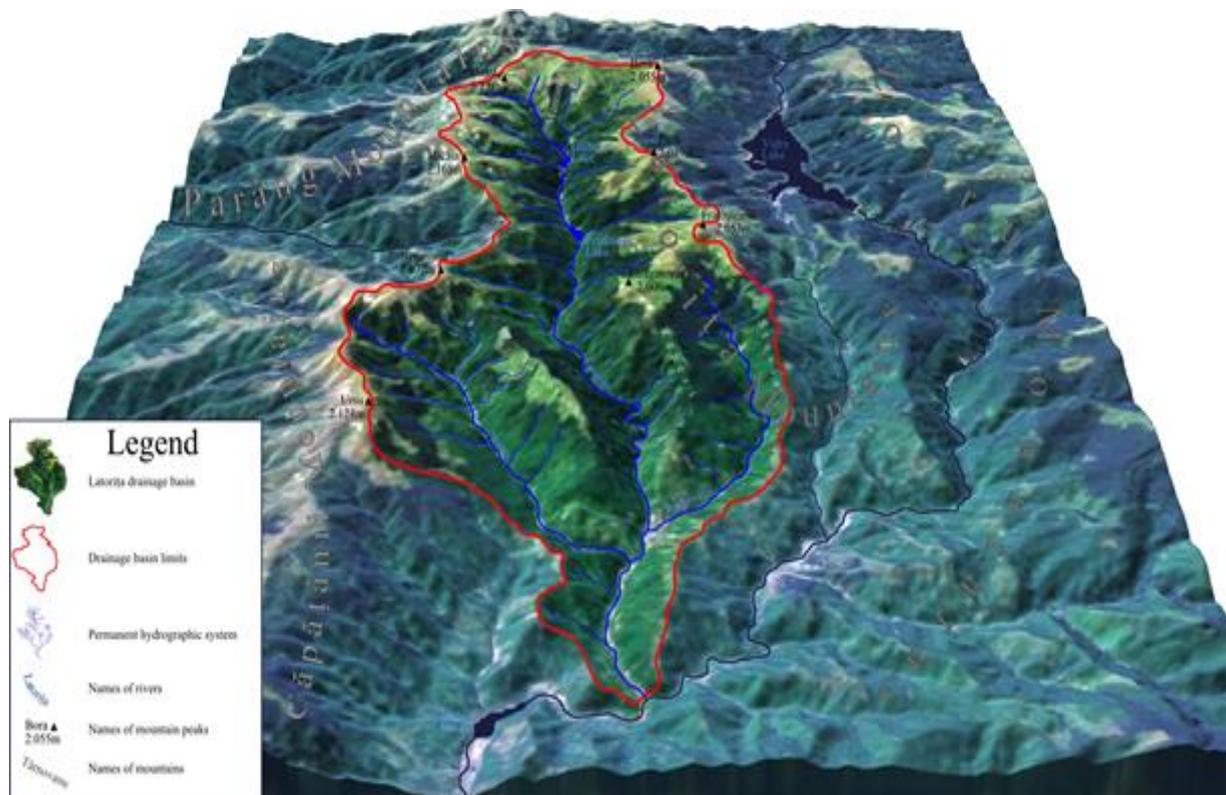


Fig. IV.01 – Vue en 3D d'un bassin versant. Source : Wikipédia (Bassin versant).

>>> Deux types de bassins versants sont mis en évidence :

❖ Bassin versant topographique :

Dans le cas d'une perméabilité nulle du sous-sol ; le cheminement de l'eau ne sera déterminé que par la topographie, et dans ce cas le bassin versant sera délimité par la ligne de partage des eaux qui correspond aux lignes de crêtes et de plus grande pente. Ils sont identifiées à partir des courbes de niveaux (figure IV.02).

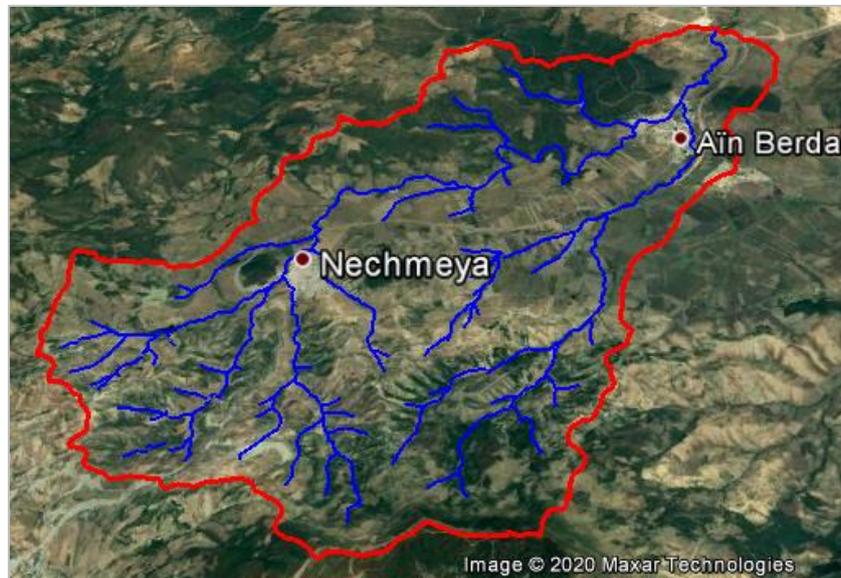


Fig. IV.02 – Bassin versant topographique, oued Ressoul - Annaba. Source : google earth.

❖ Bassin versant hydrogéologique :

Cette notion de bassin hydrogéologique est aussi très importante, dans le cas d'une région au sous-sol perméable il se peut qu'une partie des pluies tombées à l'intérieur du bassin topographique s'infilte puis, sorte souterrainement dans le bassin versant. Le bassin versant hydrogéologique correspond à la partie souterraine du bassin hydrologique (figures IV.03 et IV.04).

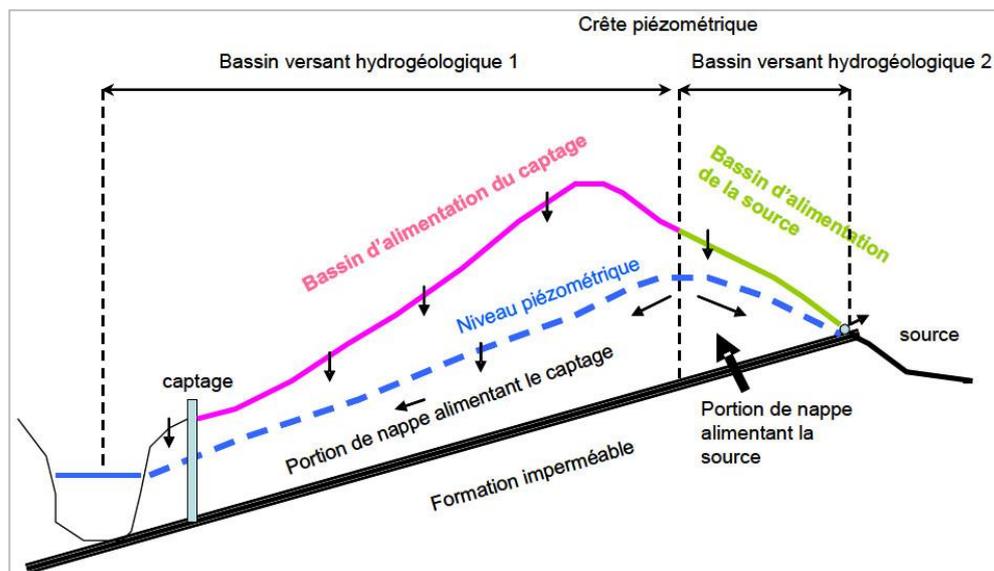


Fig. IV.03 – Bassin versant hydrogéologique, cas d'une nappe libre. Source : BRGM.

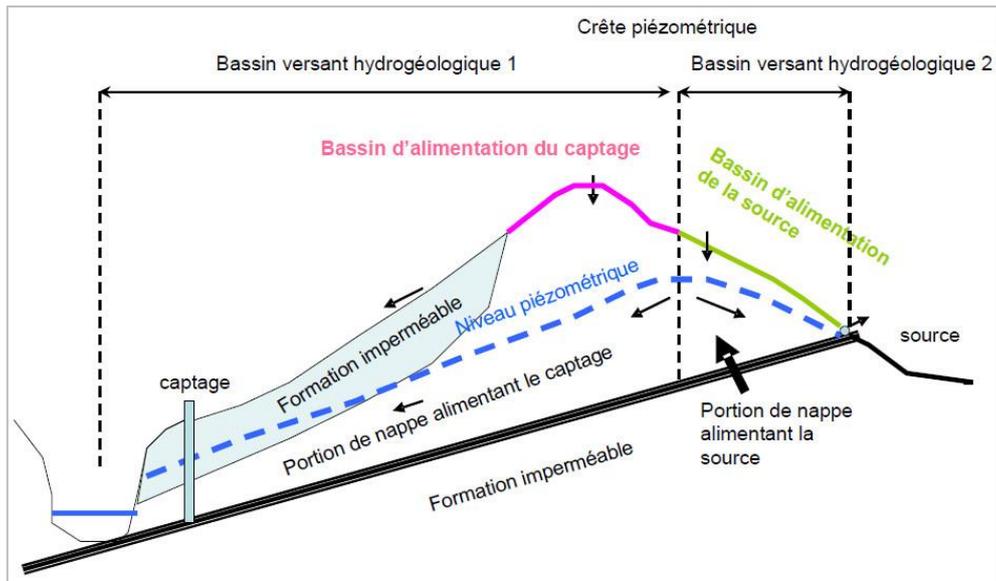


Fig. IV.04 – Bassin versant hydrogéologique, cas d'une nappe captive. Source : BRGM.

>>> Donc un bassin versant hydrologique (figure IV.05) est délimité de la zone d'alimentation du cours d'eau à partir de la connaissance topographique (crêtes topographique) et aussi de la connaissance des formations géologiques de sous-sol du site (crêtes piézométrique), notamment dans les bassins karstiques où les écoulements souterrains peuvent être non négligeables voire devenir dominants par rapport aux écoulements de surface.

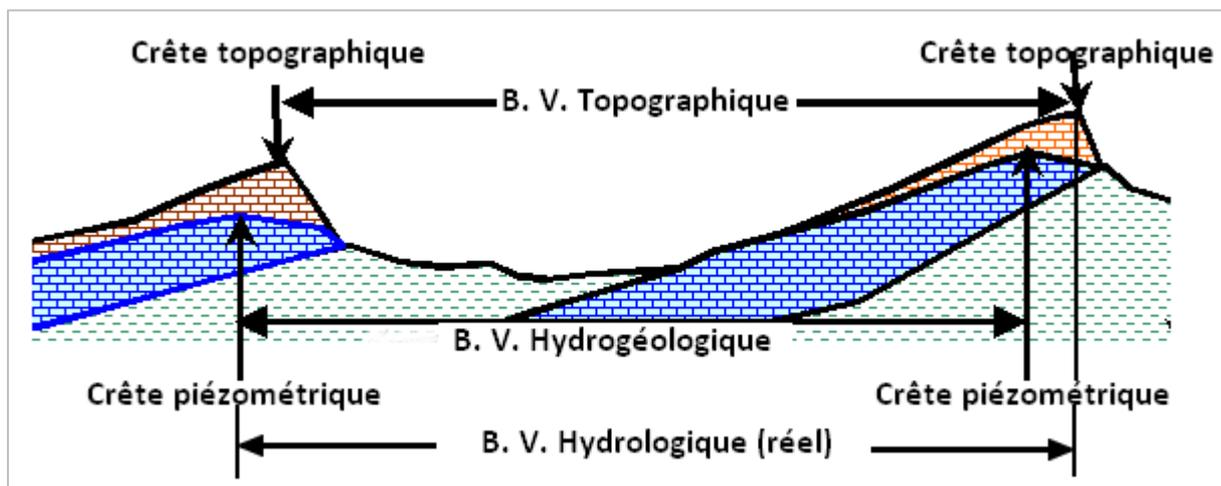


Fig. IV.05 – Bassin versant réel (Topographique + Hydrogéologique). Source : Labord 2013.

1.2. Principaux caractéristiques d'un bassin versant :

✚ Surface :

>>> La surface en plan du bassin versant est la première et la plus importante des caractéristiques, elle est mesurée directement sur la carte topographique après délimitation du bassin versant à l'aide d'un planimètre, ou par superposition d'une grille dessinée sur un papier transparent ensuite multiplier le résultat par l'échelle de la carte (1/5000, 1/10000, 1/25000, 1/50000, 1/75000,...).

>>> Actuellement les cartes topographiques sont scannées et la délimitation se fait sur ordinateur par des techniques de digitalisation grâce à des logiciels du système d'information géographique (SIG) à savoir : ArcGIS, Global Mapper, QGIS, Mapinfo,... ces logiciels permettent également de calculer automatiquement les surfaces et périmètres de bassins versants.

✚ Périmètre :

>>> Le périmètre du bassin versant est la longueur de la ligne de partage des eaux. Il est généralement calculer soit à l'aide d'outils informatiques (logiciels SIG), soit par l'utilisation de la méthode classique ; en premier lieu, on passe un fil sur la limite du bassin versant, puis on mesure la longueur du fil et enfin on multiplie le résultat par l'échelle de la carte.

✚ Indice de forme (K_G) :

>>> L'indice de forme ou bien de compacité de Gravelius (K_G), est un indice morphologique permettant de caractériser le milieu physique et de comparer plusieurs bassins versants entre eux ; Cet indice est défini comme le rapport du périmètre du bassin versant considéré (P) au périmètre du cercle (P') ayant la même superficie :

$$K_G = \frac{P}{P'} = \frac{P}{2\sqrt{\pi * S}} \approx 0,28 \frac{P}{\sqrt{S}}$$

Avec: P : Périmètre du bassin versant [km] ; P' : Périmètre du cercle équivalent [km] ; S : Superficie du bassin versant [km²].

>>> L'indice K_G offre une idée sur la forme du bassin ; il est proche de **1** pour les bassins versants ayant une forme quasiment circulaire, et supérieur à **1** pour les bassins versants ayant une forme allongée (figure IV.06).

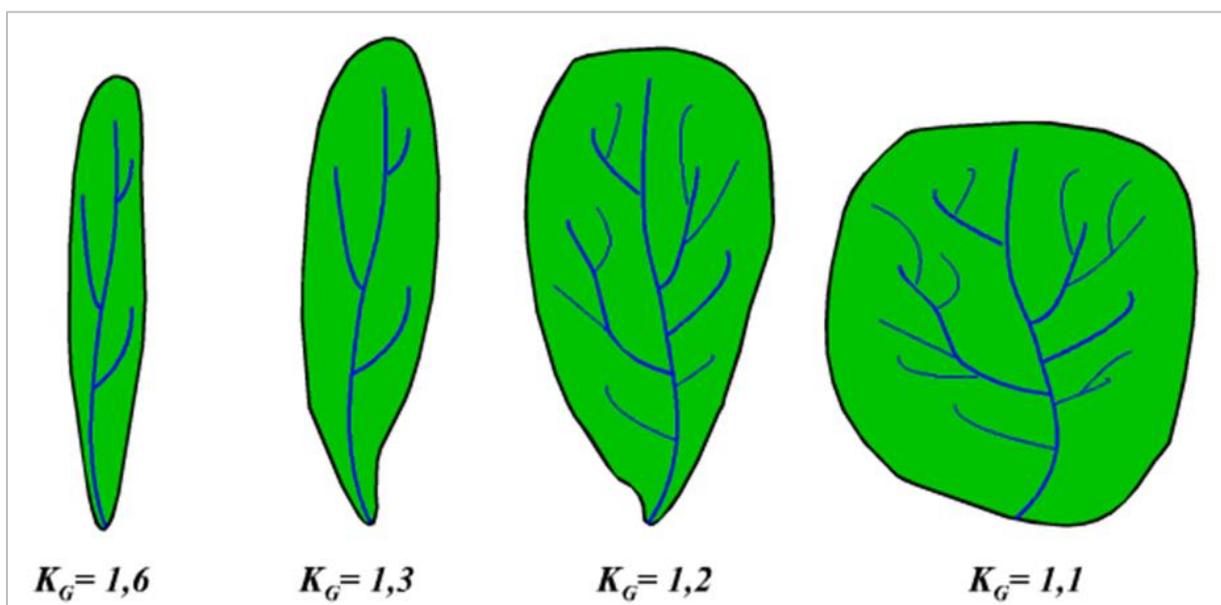


Fig. IV.06 – Quelques exemples d'indices de compacité. Source : Musy 2005.

>>> La forme du bassin versant influence immédiatement sur les hydrogrammes de crues (variation de débit en fonction du temps) ; par exemple, une forme ramassée favorise la concentration rapide des eaux et augmente les débits de pointes à l'exutoire du bassin versant (figure IV.07).

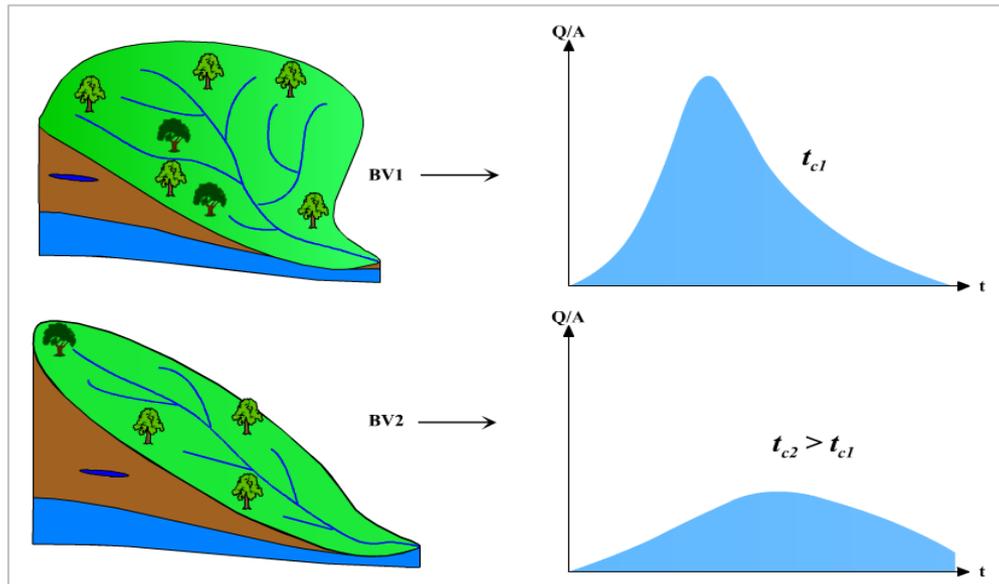
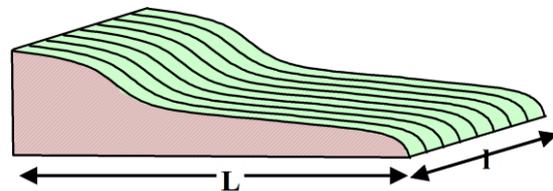


Fig. IV.07 – Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue. Source : Musy 2005.

✚ Dimension du rectangle équivalent (Longueur + Largeur) :

>>> On peut assimiler un bassin versant de surface S et de périmètre P à un rectangle équivalent de longueur L et de largeur l ; tel que : $P = 2*(L+l)$ et $S = L*l$.



>>> Le rectangle équivalent correspond à un rectangle qui a le même périmètre la même superficie et donc par conséquent le même indice de compacité que le bassin versant réel.

a. Longueur du rectangle équivalent (L) :

>>> La longueur du rectangle équivalent est donnée par l'expression suivante :

$$L = \frac{K_G * \sqrt{S}}{1,12} * \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right)$$

b. Largeur du rectangle équivalent (l) :

>>> La largeur du rectangle équivalent est obtenue par la relation suivante :

$$l = \frac{K_G * \sqrt{S}}{1,12} * \left(1 - \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right)$$

Relief (courbe hypsométrique) :

>>> Le relief joue un rôle fondamental dans le comportement hydrologique d'un bassin versant. Il a une forte influence sur le régime d'écoulement, car la pente du bassin versant influe fortement sur le ruissellement, l'infiltration et même sur l'évaporation.

>>> Le relief d'un bassin versant est souvent indiqué par les courbes de niveau ; Il est caractérisé par la courbe hypsométrique, celle-ci donne la répartition des surfaces comprises entre les différentes courbes de niveau en fonction des altitudes correspondantes. Elle porte en abscisses les fractions cumulées des surfaces comprises entre deux courbes de niveau successives (C_i et C_{i-1}) en pourcentage, et en ordonnées les altitudes correspondantes exprimées en mètre (figure IV.08).

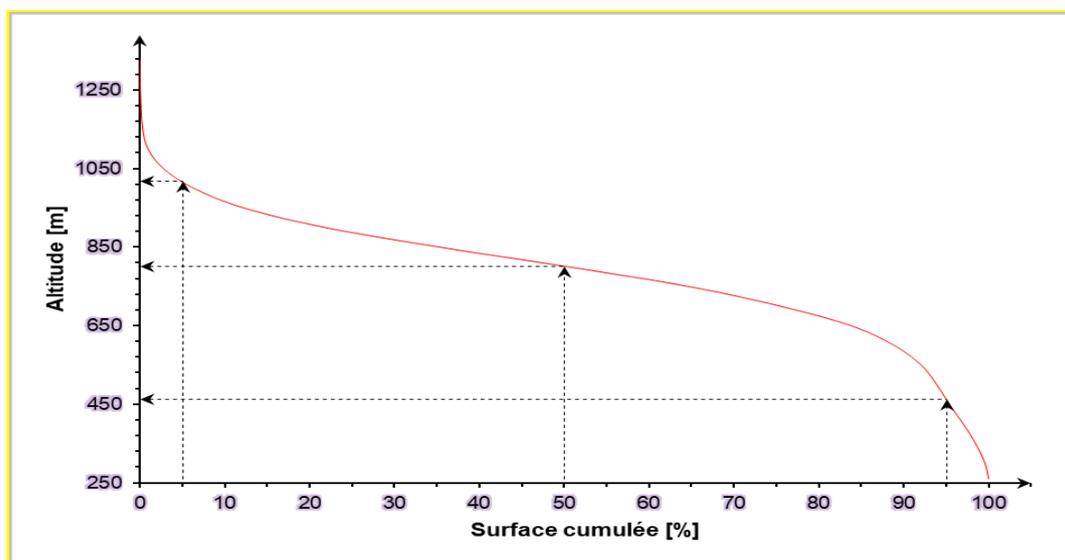


Fig. IV.08 – Exemple d'une courbe hypsométrique (oued Bouhamdane). Source : Bouguerra 2018.

>>> A partir de la courbe hypsométrique on obtient les différentes altitudes caractéristiques d'un bassin versant :

- 1- **Altitude minimale (H_{min})** : Cette altitude représente le point le plus bas du bassin versant généralement à l'exutoire ;
- 2- **Altitude à 95% de surface du B.V. ($H_{95\%}$)** : Celle-ci est obtenue directement à l'aide de la courbe hypsométrique, elle correspond à l'altitude lue au point d'abscisse 95% de la superficie totale du bassin versant ;
- 3- **Altitude médiane ($H_{50\%}$)** : Elle correspond à l'altitude qui inclut 50% de la superficie totale du bassin versant sur la courbe hypsométrique ;
- 4- **Altitude à 5% de surface ($H_{5\%}$)** : Elle correspond à l'altitude lue sur la courbe hypsométrique au point d'abscisse 5% de la superficie totale du bassin versant ;
- 5- **Altitude maximale (H_{max})** : Cette altitude considère le point le plus haut du bassin versant ;

6- Altitude moyenne (H_{moy}) : Elle est calculée à partir de la relation suivante :

$$H_{moy} = \frac{1}{S} * \sum_{i=1}^n S_i * \left(\frac{H_i + H_{i-1}}{2} \right)$$

Où: H_{moy} : Altitude moyenne du bassin versant exprimée en m ; S : Superficie totale du bassin versant exprimée en km² ; S_i : Superficie partielle comprise entre deux altitudes successives H_i et H_{i-1} exprimée en km².

Indices de pente :

1- Indice de pente de ROCHE (I_p) :

>>> Cet indice (I_p) proposé par ROCHE en 1963, a pour objectif de caractériser le régime hydrologique et de comparer plusieurs bassins versants entre eux. Il représente la somme des racines carrées des pentes mesurées sur le rectangle équivalent pondérée par toutes les surfaces élémentaires comprises entre les courbes de niveau C_i et C_{i-1} . Il est donné par :

$$I_p = \frac{1}{\sqrt{L}} * \sum_{i=1}^n \sqrt{S_i * D_i}$$

D'où: L : Longueur du rectangle équivalent exprimée en km ; D_i : La déférence d'altitude entre H_i et H_{i-1} exprimée en km ; S_i : La fraction de la superficie totale du bassin versant comprise entre deux courbes de niveau successives C_i et C_{i-1} .

2- Indice de pente global (I_g) :

>>> L'indice de pente global déterminant le relief d'un bassin versant est défini comme étant le rapport entre la dénivelée D qui sépare les altitudes $H_{5\%}$ et $H_{95\%}$ sur la courbe hypsométrique et la longueur du rectangle équivalent L , soit :

$$I_g = \frac{D}{L} = \frac{H_{5\%} - H_{95\%}}{L}$$

>>> L'Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer (O.R.S.T.O.M.), a fourni une première classification du relief basée sur l'indice de pente global (I_g). Cette classification est applicable pour les bassins versants de petites tailles d'environ 25 km² de surface (DUBREUIL 1971) . Elle est représentée dans le tableau IV.01 :

Tab. IV.01 – Nature du relief selon l'indice de pente global (I_g) d'après l'ORSTOM.

Classe	I_g exprimé en [‰]	Nature du relief
R₁	< 2	Relief très faible
R₂	2 - 5	Relief faible
R₃	5 - 10	Relief assez faible
R₄	10 - 20	Relief modéré
R₅	20 - 50	Relief assez fort
R₆	50 - 100	Relief fort
R₇	> 100	Relief très fort

✚ Dénivelée spécifique (D_s) :

>>> La dénivelée spécifique D_s est le produit de l'indice de pente global (I_g) par la racine carrée de la superficie totale du bassin versant (S), soit :

$$D_s = I_g * \sqrt{S}$$

>>> Une deuxième subdivision en sept classes de nature du relief selon la dénivelée spécifique (D_s) a été établie par le service hydrologique de l'O.R.S.T.O.M. (tableau IV.02). Cette classification ne tient pas compte de la superficie du bassin versant, elle est applicable à tout bassin quel que soit sa superficie (DUBREUIL 1971) :

Tab. IV.02 – Nature du relief selon la dénivelée spécifique (D_s) par l'ORSTOM.

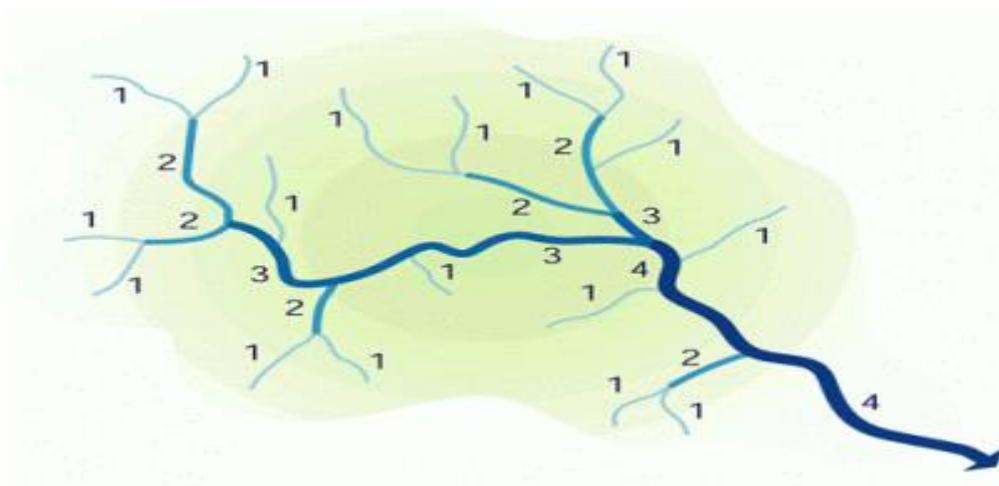
Classe	D_s exprimé en [m]	Nature du relief
R ₁	< 10	Relief très faible
R ₂	10 – 25	Relief faible
R ₃	25 – 50	Relief assez faible
R ₄	50 – 100	Relief modéré
R ₅	100 – 250	Relief assez fort
R ₆	250 – 500	Relief fort
R ₇	> 500	Relief très fort

✚ Caractéristiques physiographiques

>>> La détermination des paramètres physiographiques tels-que : la densité de drainage, la fréquence des talwegs élémentaires, le coefficient de torrentialité, les rapports de confluence et de longueurs des cours d'eau, le temps de concentration et la vitesse d'écoulement d'un bassin versant nécessite une classification du réseau de drainage.

>>> La classification de Strahler (1957) est la plus utilisée pour déterminer l'ordre d'écoulement des cours d'eau (stream order). Pour ce faire, il faudra procéder comme suit :

- ✓ tout cours d'eau n'ayant pas d'affluent est dit d'ordre 1 ;
- ✓ la confluence 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 autre d'ordre inférieur garde son ordre.



1- Densité de drainage (D_d) :

>>> La densité de drainage d'un bassin versant est définie comme étant la longueur totale de tous les cours d'eau ramenée à l'unité de surface ; elle est étroitement liée à la longueur de l'écoulement superficiel, ce paramètre s'exprime par la relation suivante :

$$D_d = \frac{1}{S} * \sum_{i=1}^n L_i$$

Avec : D_d : Densité de drainage [km/km²]; L_i : Longueur des cours d'eau [km]; S : Superficie du bassin versant [km²].

>>> La densité de drainage dépend essentiellement des conditions topographiques, géologiques (la perméabilité) et climatologiques ainsi qu'aux activités anthropiques. Elle reflète la dynamique du bassin versant, la stabilité du réseau hydrographique et le type d'écoulement en surface.

2- Fréquence des talwegs élémentaires (F_1) :

>>> C'est le rapport entre le nombre de talwegs d'ordre 1 (N_1), et la superficie totale du bassin versant (S). Elle est donnée par la formule suivante :

$$F_1 = \frac{N_1}{S}$$

3- Coefficient de torrentialité (C_t) :

>>> Le coefficient de torrentialité est un coefficient sans dimension reflétant la nature de l'écoulement superficiel sur les versants du bassin. Il est fonction de la géologie du substratum, la classe de pente et l'intensité de la pluie. Un coefficient de torrentialité très fort indique que la perméabilité du bassin est médiocre, les pentes sont élevées et les précipitations sont considérables. Ce coefficient est obtenu à l'aide de la formule suivante :

$$C_t = F_1 * D_d$$

4- Temps de concentration du bassin versant (T_c) :

>>> On peut définir le temps de concentration (T_c) comme le temps nécessaire que prend une goutte de pluie du point le plus éloigné du bassin versant pour aboutir à son exutoire, il est fonction de la topographie du bassin versant. Ce paramètre est estimé par plusieurs relations empiriques, la plus utilisée est celle de Giandotti :

$$T_c = \frac{4 * \sqrt{S} + 1,5 * L}{0,8 * \sqrt{H_{moy} - H_{min}}}$$

Avec : T_c : Temps de concentration [h]; S : Superficie du bassin versant [km²]; L : Longueur du talweg principal [km]; H_{min} : Altitude minimale du bassin [m]; H_{moy} : Altitude moyenne du bassin [m].

5- Vitesse d'écoulement (V) :

>>> Ce paramètre caractérise la vitesse moyenne d'écoulement des oueds par gravité suivant les pentes du bassin versant. Cette vitesse est exprimée par la relation suivante :

$$V = \frac{L}{T_c}$$

Où : V : Vitesse d'écoulement [km/h]; L : Longueur du talweg principal [km] ; T_c : Temps de concentration [h].

+ Autres caractéristiques :

>>> Il y a d'autres paramètres influés soit directement ou indirectement sur le comportement hydrologique du bassin versant, comme :

Le couvert végétal >>> un terrain protégé par une couverture végétale amortit la vitesse d'écoulement c'est-à-dire réduit les débits extrêmes à l'exutoire du bassin versant lors des crues de faibles et moyennes amplitudes. Alors qu'un terrain nu favorise un écoulement superficiel rapide et une érosion hydrique importante sur le bassin versant.

$$\text{Indice de couverture forestière} = \frac{\text{Surface des forêts}}{\text{Surface du B.V.}} * 100$$

La perméabilité du terrain >>> un bassin versant caractérisé par un taux d'imperméabilisation élevé; c'est-à-dire moins recharge des nappes (faible infiltration), contribué à l'accroissement de la vitesse d'écoulement et par conséquent la diminution du temps de concentration.

$$\text{Taux d'imperméabilité} = \frac{\text{Surface imperméable}}{\text{Surface du B.V.}} * 100$$

Le coefficient de ruissellement >>> on se basant sur cet indice pour caractériser l'aptitude d'un bassin versant à ruisseler, il est variable d'une zone à l'autres fonction du type d'occupation de sol (tableau IV.03).

$$\text{Coefficient de ruissellement} = \frac{\text{Hauteur d'eau ruissellée}}{\text{Hauteur d'eau précipitée}} * 100$$

Tab. IV.03 – Valeurs du coefficient de ruissellement en fonction de différents types d'occupation du sol selon la norme suisse SNV 640 351.

Type d'occupation	Coefficient de ruissellement
Bois	10
Prés, champs cultivés	20
Vignes, terrains nus	50
Rochers	70
Routes sans revêtement	70
Routes avec revêtement	90
Villages, toitures	90

2. Bilan hydrologique :

>>> La disponibilité en eau superficielle et/ou souterraine est relativement liée au fonctionnement du bilan hydrologique, la connaissance de ce dernier s'appuie sur l'analyse de tous ces termes : précipitation, température, évapotranspiration, ruissellement, infiltration.

>>> Un bilan hydrologique est un document essentiel pour accompagner la gestion des ressources hydriques (superficielles et souterraines) et améliorer la consommation de chacune par l'intermédiaire des études hydrologiques et hydrogéologiques.

>>> L'établissement du bilan hydrologique sur un cycle ou une année hydrologique (généralement, débute le 1er Septembre et se termine le 31 Août de l'année suivante) s'appuie essentiellement sur l'égalité suivante :

$$P = Le + De$$

Avec : P : Précipitation totale (liquide et solide); Le : Lambe d'eau écoulée qui comprend le ruissellement de surface et l'écoulement souterrain (restitution des nappes); De : Déficit d'écoulement qui correspond essentiellement à la perte de l'eau par évapotranspiration et à l'emmagasinement dans le sol (humidité du sol) ou les sous-sols (eaux souterraines).

>>> Dans sa formulation la plus précise, le bilan hydrologique s'écrit comme suit :

$$P = R + G + ETR \pm \Delta S \quad (\text{en unités homogènes ; mm ou m}^3)$$

Où : R : Ruissellement de surface; G : Ecoulement souterrain dû aux eaux d'infiltration, habituellement noté (I); ETR: Evapotranspiration réelle; ΔS : Variation dans l'emmagasinement ou le stockage souterrain.

>>> **L'évapotranspiration** est définie aisément comme la quantité d'eau sujette à la perte par évaporation sous l'influence de nombreux facteurs climatiques, parmi eux on cite: température de l'aire, durée d'insolation, humidité du sol, vitesse du vent,...etc. ce qui se traduit par un dégagement d'eau dans l'atmosphère sous forme de vapeur. Elle englobe deux processus ; l'évaporation direct à partir de la surface libre de l'eau (processus physique) et l'évaporation indirect "transpiration" par l'intermédiaire des plantes (processus physiologique).

>>> **L'infiltration** : La partie des précipitations qui est absorbée par le sol et dirigée ensuite vers les couches inférieures.

>>> En bref, tout ce qui tombe liquide et/ou solide (P) a l'intérieur d'un bassin versant hydrologique dans un laps de temps donné, soit s'écoule en surface (R) ou souterrain (G) soit repart dans l'atmosphère par évapotranspiration réelle (ETR), soit contribué à la recharge des stocks en eau souterrains (ΔS). Ces réserves emmagasinées en saison des pluies sont restituées en saison sèche.

N.B. : Un bilan hydrologique négatif signifie que la quantité d'eau entrante est inférieure à celle sortante, soit : **Entrées en eau – Sorties en eau < 0**

Si le bassin versant est relativement imperméable, la variation de réserves sur une période donnée peut être considérée comme nulle ($\Delta S \approx 0$). Le déficit d'écoulement devient alors : **$D_e = V_e - V_s$** , avec: V_e et V_s sont successivement les volumes entrant et sortant.

Dans ce cas le déficit d'écoulement ne représente que la consommation de l'eau due à l'évapotranspiration réelle (**$D_e = ETR$**). Il peut être estimé par les formules empiriques ; à titre d'exemple la formule de **Turc**, soit :

$$D_e = \frac{P}{\sqrt{0,9 + \frac{P^2}{L^2}}} \quad \text{avec:} \quad L = 300 + 25 * T + 0,05 * T^3$$

Avec. D_e : Déficit d'écoulement [mm]; P : Précipitation annuelle moyenne [mm]; T : Température annuelle moyenne [°C].

>>> Une autre formule pour estimer le déficit d'écoulement est celle de **Coutagne**, soit :

$$D_e = P - m * P^2 \quad \text{avec:} \quad m = \frac{1}{0,8 - 0,16 * T}$$

✚ Bilan simplifié selon THORNTWHAITE (1948) :

>>> L'application de la méthode de THORNTWHAITE dans l'estimation des bilans mensuel et annuel nous a permis de ressortir les principales composantes du bilan à savoir ; l'évapotranspiration potentielle et réelle, l'infiltration et le ruissellement.

>>> Le bilan d'eau simplifié de THORNTWHAITE s'appuie sur les hypothèses suivantes :

- ✓ La satisfaction de l'évapotranspiration réelle (ETR) et la complétion de la réserve en eau facilement utilisable (RFU) sont également prioritaires sur le ruissellement ;
- ✓ Un seuil de 100 mm a été sélectionné comme tranche maximale de saturation de la RFU, après cette valeur du réserve l'écoulement sera déclenché ;
- ✓ Dans le cas où l'évapotranspiration potentielle (ETP) dépasse la pluviométrie moyenne (P), la quantité d'eau emmagasinée dans le sol s'évapore dans l'atmosphère sous forme de vapeur et ce par l'intermédiaire des végétations.

>>> **L'évapotranspiration potentielle (ETP)** : ce type d'évapotranspiration est estimé à l'aide de la formule simplifiée de THORNTWHAITE (1948), soit :

$$ETP_{NC} = 16 * \left(\frac{10 * T}{I} \right)^a$$

D'où. ETP_{NC} : Evapotranspiration potentielle mensuelle non corrigée [mm]; T : Température moyenne mensuelle de l'air [°C]; I : Indice thermique annuel, donné par :

$$I = \sum_{m=1}^{12} i_m \quad \text{avec:} \quad i_m = \left(\frac{T}{5}\right)^{1,514}$$

i_m : Indice thermique mensuel ; a : Exposant, donné par la relation polynomiale suivante :

$$a = 6,75 * 10^{-7} * I^3 - 7,71 * 10^{-5} * I^2 + 1,792 * 10^{-2} * I + 0,49239$$

>>> L'évapotranspiration potentielle mensuelle corrigée (ETP_C) est obtenue par :

$$ETP_C = ETP_{NC} * k \quad \text{avec:} \quad k = \frac{N * D}{3600}$$

D : Durée moyenne mensuelle d'insolation mesurée exprimée par [h/J]; N : Nombre de jours dans le mois considéré.

>>> La formule proposée par THORNTHWAITE est applicable pour une température moyenne mensuelle inférieure à 26,5 °C. Dans le cas où la température moyenne de l'aire dépasse ou égale 26,5 °C ; les valeurs de l'évapotranspiration potentielle non corrigée seront tirées directement à partir d'une table de correspondance (tableau IV.04).

Tab. IV.04 –Evapotranspiration potentielle non corrigée en fonction de la température moyenne.

T [°C]	ETP_{NC} [mm]						
26,5	135	29,5	158,9	32,5	175,3	35,5	183,7
27	139,5	30	162,1	33	177,2	36	184,3
27,5	143,7	30,5	165,2	33,5	179	36,5	184,7
28	147,8	31	168	34	180,5	37	184,9
28,5	151,7	31,5	170,7	34,5	181,8	37,5	185
29	155,4	32	173,1	35	182,9	38	185

>>> **L'évapotranspiration réelle (ETR)** est souvent estimée à partir de la comparaison des valeurs de l'ETP obtenues par la formule de THORNTHWAITE avec celles des précipitations mesurées ; on distingue deux cas :

✓ Dans le cas où $P > ETP$; l'évapotranspiration réelle sera égale à l'évapotranspiration potentielle ($ETR=ETP$), et la tranche d'eau restante entre la lame d'eau précipitée et l'ETP représente un excédent qui est stockée dans le sol en premier lieu jusqu'à la saturation de la RFU (100 mm au maximum) et puis à l'écoulement superficiel et l'alimentation de la nappe profonde ;

✓ Dans le cas où $P < ETP$; l'évapotranspiration réelle sera égale à toute la quantité d'eau précipitée plus toute ou une partie de la réserve facilement utilisable jusqu'à la vider totalement. Lorsque la RFU est entièrement épuisée ; le déficit agricole (Da) représente la différence entre l'évapotranspiration potentielle et réelle ($ETP-ETR$), cette tranche d'eau qu'il faudrait apporter aux végétations pour qu'elles ne souffrent pas de la sécheresse.