

GENERALITES SUR LA MODELISATION HYDROLOGIQUE

La modélisation hydrologique est une discipline qui, à travers des paramètres mesurés ou calculés, établit une relation mathématique qui simule le processus du cycle hydrologique. Les modèles hydrologiques sont le plus souvent appelés modèle pluie-débit, ils sont de performants outils de recherche utilisés à des fins multiples. Selon Michel et al. (1989), la modélisation pluie-débit a de nombreuses applications parmi lesquels on peut citer :

- l'estimation des débits de rivières pour des cites non jaugés ;
- le dimensionnement des ouvrages d'art (barrages, ponts, déversoirs de sécurité etc.) ;
- la délimitation des zones inondables ;
- la simulation des débits pour des reconstitutions historique des données ;
- la prévision des crues ;
- la détection de l'influence de l'effet des changements d'occupation du sol ;
- la simulation de l'impact du changement climatique ;
- la prédétermination des débits de crue ou d'étiage et leurs prévisions.

La plus part des modèles pluie-débit fonctionne suivant un principe décrit par Gaume (2003-2004), et illustré par la *figure 2*.

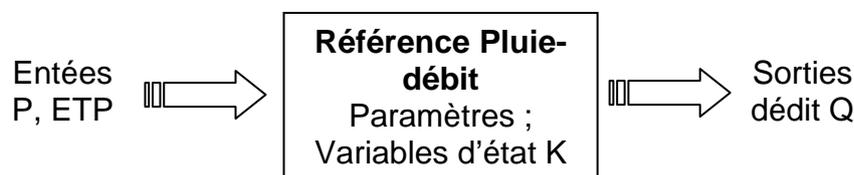


Figure 2: Principe de fonctionnement des modèles pluie-débit

Les variables d'entrée du modèle encore appelés variables de forçage sont le plus souvent des mesures de la pluie (P) et des estimations de l'évapotranspiration potentielle (ETP). Les variables de sortie sont les débits (Q). Le modèle dépend de variables d'état qui traduisent les caractéristiques du système à modélisé (par exemple taux de saturation du sol, profondeur du sol, pente ...) et des paramètres représentant les caractéristiques du bassin qui n'ont pas toujours d'interprétation physique.

Une étape de calage du modèle est toujours indispensable pour une bonne optimisation des paramètres afin d'obtenir des débits calculés approchant au mieux les débits mesurés. Le calage utilise des variables d'entrée d'une ou de deux années durant lesquelles les débits ont été mesurés. Le calage d'un modèle est souvent fait par l'utilisation du critère de *Nash*, donné par la relation 1, ou de ses variantes ou bien par minimisation de l'erreur quadratique de modélisation

donnée par la relation 2

$$Nash = 100 \left[1 - \frac{\sum_i (Q_{i,obs} - Q_{i,cal})^2}{\sum_i (Q_{i,obs} - \overline{Q_{obs}})^2} \right] \quad (1) \quad E = \sum_i (Q_{i,cal} - Q_{i,obs})^2 \quad (2)$$

$Q_{i,obs}$ débit observé ou mesuré au jour i ;

$Q_{i,cal}$ débit calculé ou simulé au jour i ;

$\overline{Q_{obs}}$ moyenne des débits mesurés durant la période d'observation.

Quand le critère de *Nash* atteint une valeur de 100, on dit que la simulation est parfaite. La qualité des résultats se dégrade pour des valeurs inférieures à un et décroissantes. Une valeur de zéro signifie que le modèle ne donne pas de meilleurs résultat que le modèle naïf qui consiste à dire que le débit est égal à la moyenne des débits observés ce qui n'a pas un grand intérêt (Oddos, 2002).

La phase de validation du modèle suit celle de calage. La validation consiste à faire tourner le modèle sur une période outre que celle du calage. Selon Kluth (2005-2006), il est vivement conseiller d'effectuer des calages et des validations sur des périodes différentes. Ainsi, des validations croisées consistant à permuter la période de calage et celle de validation sont souhaitables. Toutefois cette méthode n'est possible que si l'on dispose de longue série chronique de débits observés et de données d'entrées.

Différents modèles sont élaborés pour simuler le fonctionnement hydrologique du système complexe qu'est le bassin versant. Selon l'approche adoptée, les différents modèles peuvent être classés suivant plusieurs critères. C'est ainsi que Perrin (2002), disait qu'il y'a presque autant de classification que d'hydrologues. Nous présentons, ci-dessous, sous forme de tableau d'une part, et sous forme graphique d'autre part, deux types classifications.

Tableau 2 : classification caractéristique des modèles pluie-débit (Clark, 1973)

Caractéristiques	Type de modèle
Selon la nature de la variable	Modèle déterministe (variables non aléatoires)
	Modèle stochastique (variables aléatoire)
Traitement de l'espace (homogénéisation du bassin)	Modèle global
	Modèle semi-distribués (ou semi-global)
	Modèle spatialisé ou distribués
Fondement théorique et approche de développement	Modèle empirique
	Modèle conceptuel
	Modèle à base physique

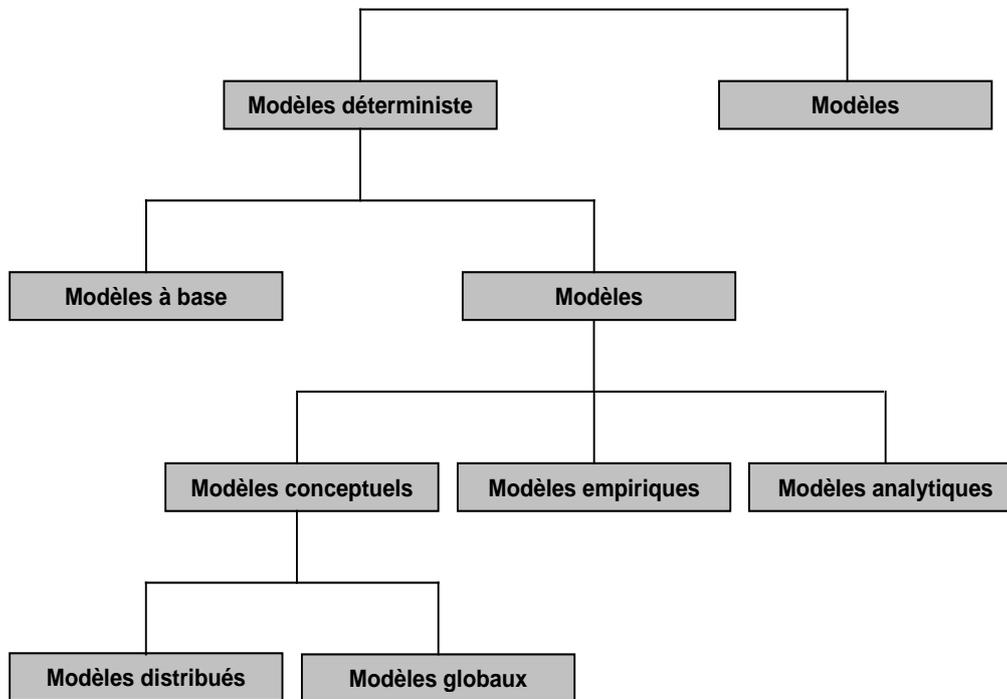


Figure 3 : Approche de hiérarchisation des modèles hydrologiques (Gaume, 2000)

- **Les modèles stochastiques** introduisent un critère de probabilité dans une au moins des données d'entrée. La distribution des résultats se fait par une simulation en partant d'un tirage aléatoire des valeurs des données d'entrée.
- **Les modèles déterministes** ne prennent pas en considération le caractère aléatoire des variables d'entrée.
- **Les modèles à base physiques** fonctionnent sur la base d'équations physiques et ne possèdent pas de paramètres à caler. Ils décrivent le mécanisme de fonctionnement interne du bassin versant en se basant sur ces caractéristiques propres (couverture du sol, nature du sol, topographie...) et sur la résolution d'équations de la mécanique des fluides (Saint venant, Darcy, Navier-stokes, équations de Bernoulli, équations de conservation...). De quoi Trouillet T. (2006), disait qu'en théorie, certains modèles peuvent se rapprocher de cette catégorie mais en pratique, il est impossible de déterminer précisément l'ensemble des variables physiques d'entée nécessaire. Un calage et l'introduction de paramètres s'avèrent donc indispensable.
- **Les modèles paramétriques** fonctionnent sur la base de paramètres à caler.
- **Les modèles conceptuels** utilisent des analogies basées sur des concepts pour simuler de façon simplifiée le fonctionnement complexe du bassin versant. Ils décomposent le bassin versant en réservoirs qui se remplissent les uns les autres. Les paramètres du modèle définissent ainsi les volumes et temps de remplissage des réservoirs. Ces modèles transforment d'une part, la pluie brute en une pluie nette par une fonction de production et d'autre part, une fonction de transfert détermine la répartition de la pluie

brute sur le bassin versant.

- **Les modèles analytiques**, par une analyse des données mesurées, ils déterminent les relations entre les variables d'entrée et ceux de sorties.
- **Les modèles empiriques** les relations entre les variables d'entée et de sorties sont définies par des observations empiriques et des interpolations.
- **Les modèles globaux** traitent le bassin versant comme une seule entité unique unidimensionnel.
- **Les modèles distribués** effectuent un maillage du bassin versant et regroupent les homogénéités en cellules qui sont traitées séparément. Si le bassin versant découpé en sous bassins élémentaires ou en sous unités homogènes suivant un paramètre, comme l'altitude par exemple, on parle de **modèle semi-distribué**.

IV. CARACTERISATION PHYSIQUE DU BASSIN VERSANT DU DIAGUIRI

Le bassin versant est une surface élémentaire hydrologiquement close, c'est-à-dire qu'aucun écoulement n'y pénètre de l'extérieur et que toutes précipitations qui y tombent s'infiltrent, ou s'évaporent ou bien s'écoulent vers un seul point qui est l'exutoire.

Le bassin versant d'un cours d'eau, est donc défini comme la totalité de la surface topographique drainée par ce cours d'eau et ses affluents. Il est entièrement caractérisé par son exutoire, à partir duquel on trace le point de départ et d'arrivée de la ligne de partage des eaux qui le délimite (Musy A., 2005).

Les caractéristiques physiographiques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique, et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage. Le temps de concentration des eaux sur un bassin versant (t_c), qui se définit comme la durée maximale nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point du bassin et l'exutoire, caractérise en partie la vitesse et l'intensité de la réaction du bassin versant à une sollicitation des précipitations. Cette durée correspond ainsi au temps de latence nécessaire au bassin versant pour traduire toute précipitation en débit d'écoulement mesurable au niveau de l'exutoire. Ce paramètre, caractéristique du bassin versant est influencé par diverses caractéristiques morphologiques tels que : la taille du bassin (sa surface, périmètre), sa forme, son élévation, sa pente etc.

4.1. GEOMORPHOLOGIE DU BASSIN

La délimitation du bassin versant est faite par la jonction des lignes de crêtes ou ligne de partage des eaux qui définissent l'ensemble des surfaces où l'écoulement des eaux contribue à alimenter le cours d'eau du *Diaguiri*. Deux méthodes de délimitations ont été utilisées, toutes aboutissant quasiment au même résultat.

La première méthode est manuelle, avec l'utilisation de la carte topographique au 200 000^{ème} de la zone d'étude. Cette méthode a l'avantage d'être plus précise car elle tient beaucoup plus compte des détails de la topographie (Cf. *carte 4*).

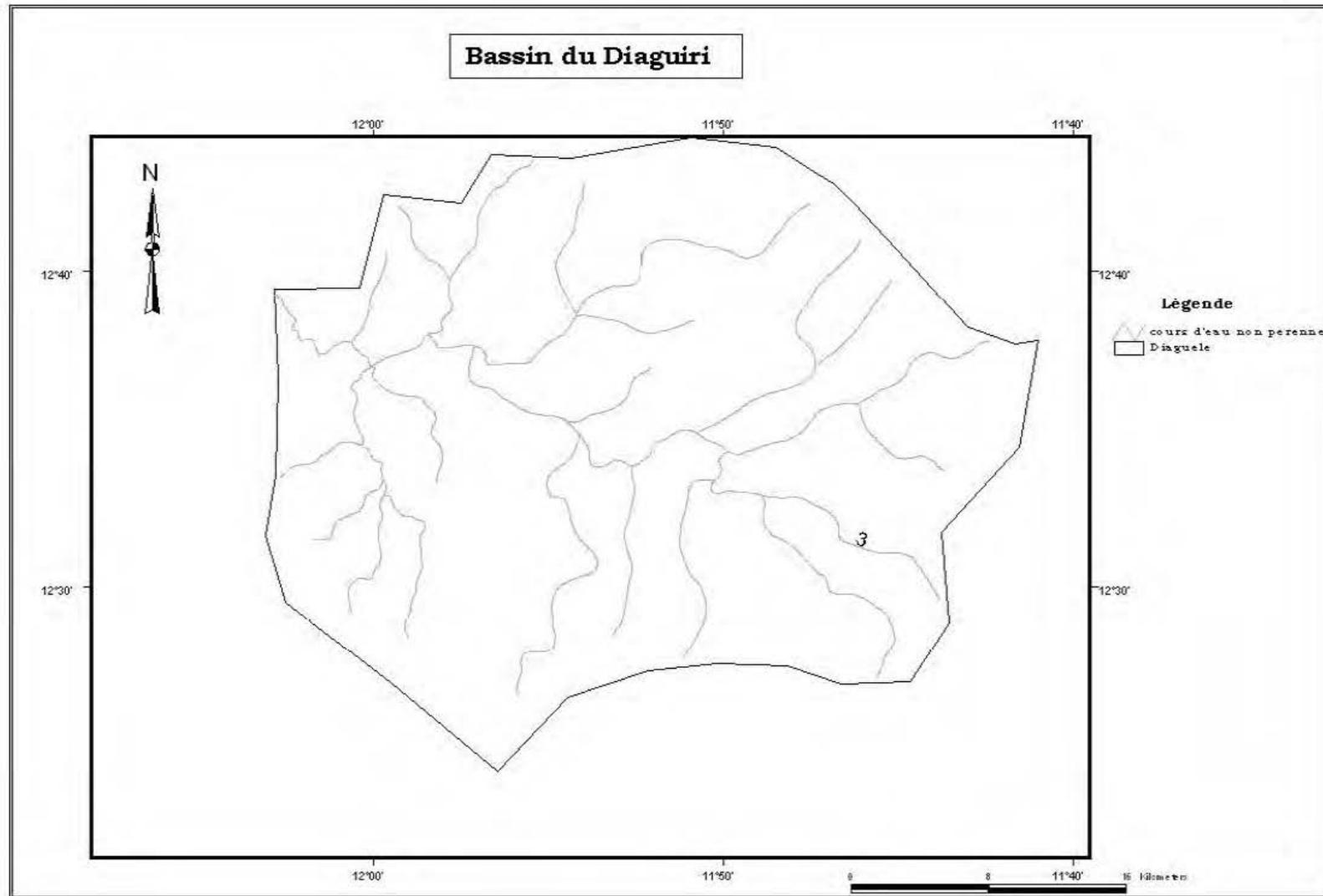
En deuxième méthode, nous avons utilisé les données hydrographiques, digitales, disponibles sur le SIG de la DGPRES. La délimitation du bassin est ainsi faite suivant la ligne de partage des eaux et ceci à l'aide du logiciel Arcview (Cf. *carte 5*).

➤ Surface

La superficie (A) du bassin versant est déterminée par planimètre puis par digitalisation. Ces deux méthodes nous ont donné respectivement les résultats suivants :

Planimètre : $A = 986 \text{ km}^2$

Digitalisation : $A = 1010 \text{ km}^2$



Carte 5 : Bassin versant du Diaguiri délimité par digitalisation

La surface déterminée par le planimètre ne tient pas compte de la totalité du bassin versant du fait de l'emplacement de la station de mesure de débits considéré comme exutoire du cours d'eau. La station est placée à 2 km en amont de l'exutoire naturel du cours d'eau, c'est-à-dire au niveau pont routier sur l'axe Saraya-Kédougou. Une correcte estimation des débits nécessite la restriction de la surface du bassin à celle situé en amont de la station par ce que les écoulements sur les surfaces aval de la station ne contribuent pas aux débits mesurés. Par conséquent, nous sommes tenus d'utiliser, durant toute l'étude, cette superficie obtenue par planimètre.

Toutefois, la digitalisation donne la superficie complète du bassin versant. Elle tient compte de l'intégralité du bassin depuis l'exutoire naturel du cours d'eau, sur le fleuve Gambie.

➤ Périmètre

Le périmètre (P) du bassin versant du *Diaguiri* est déterminé par mesure de la longueur du contour culviligne qui délimite le bassin versant. Cette mesure est fait en utilisant un culvimètre.

Ainsi on n'a obtenu : $P = 136 \text{ km}$

4.2. FORME

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 qui deviennent importants. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration (Musy A., 2005).

En revanche, les bassins en forme d'éventail, présentant un temps de concentration plus court, auront les plus forts débits de pointe.

Il existe différents indices morphologiques permettant de caractériser le milieu, mais aussi de comparer les bassins versants entre eux.

➤ Indice de compacité

Dans cette présente étude, nous utiliserons, pour caractériser la forme du bassin du *Diaguiri*, l'indice de compacité de Gravelius (K_G). Cet indice est défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface que le bassin :

$$K_G = \frac{P}{2\sqrt{\pi \cdot A}} \approx 0,28 \cdot \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (3)$$

P : périmètre du bassin versant en km

A : surface du bassin versant en km²

Nous avons ainsi obtenu : $K_G = 1,21$

➤ **Rectangle équivalent**

Le rectangle équivalent ou rectangle de Gravelius correspond au bassin versant rectangulaire qui résulte d'une transformation géométrique du bassin réel dans laquelle on conserve la même superficie et le même périmètre (ou le même coefficient de compacité). Ce paramètre permet de comparer facilement des bassins versants entre eux, en ce qui concerne l'influence de leurs caractéristiques sur l'écoulement.

Les dimensions du rectangle équivalent sont déterminés à partir de la résolution du système d'équations à deux inconnus suivant :

$$\begin{cases} P = 2(L + l) \\ A = L \times l \end{cases} \quad (4)$$

(L) étant la longueur du rectangle et (l) sa largeur

Cependant, la longueur (L) du bassin rectangulaire équivalent est aussi déterminée en fonction de l'indice de compacité de Gravelius (K_G) et de l'aire du bassin par l'expression 5 suivant si et seulement si l'indice de compacité de Gravelius (K_G) est inférieur ou égal à 1,12.

$$L = \frac{K_G \cdot \sqrt{A}}{1,12} \left(1 + \sqrt{1 - \left(\frac{1,12}{K_G} \right)^2} \right) \quad (5)$$

avec $K_G \leq 1,12$

La résolution des équations 4, nous a donnée les résultats suivants :

$$L = 47 \text{ Km}$$

$$l = 21 \text{ Km}$$

4.3. LE RELIEF

Le relief du bassin versant influence grandement les écoulements et définit même leurs régimes car que la pente détermine la vitesse et les débits d'écoulements.

La carte 4 nous donne la topographie du bassin : les lignes de niveau et les altitudes correspondants.

➤ **Les altitudes maximale et minimale**

Elles sont obtenues directement à partir de la carte topographique (carte 4). L'altitude maximale (H_{max}) représente la côte du point le plus élevé du bassin tandis que l'altitude minimale (H_{min})

correspond à la cote du point le plus bas, généralement à l'exutoire. Ces deux valeurs déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

Nous avons obtenu avec la topographique (*carte 4*)

$$H_{max} = 564 \text{ m}$$

$$H_{min} = 103 \text{ m}$$

➤ **Les altitudes moyenne**

L'altitude moyenne (H_{moy}) peut se déduire directement de la courbe hypsométrique, présentée ci-dessous, ou de la lecture de la carte topographique. Algébriquement, l'a définir comme suit :

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i \cdot h_i}{A} \quad (6)$$

Avec :

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau (km^2);

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau (m) ;

A : superficie totale du bassin versant (km^2).

A partir de l'expression (6), nous avons obtenu :

$$H_{moy} = 179,97 \text{ m}$$

Erreur ! Liaison incorrecte.

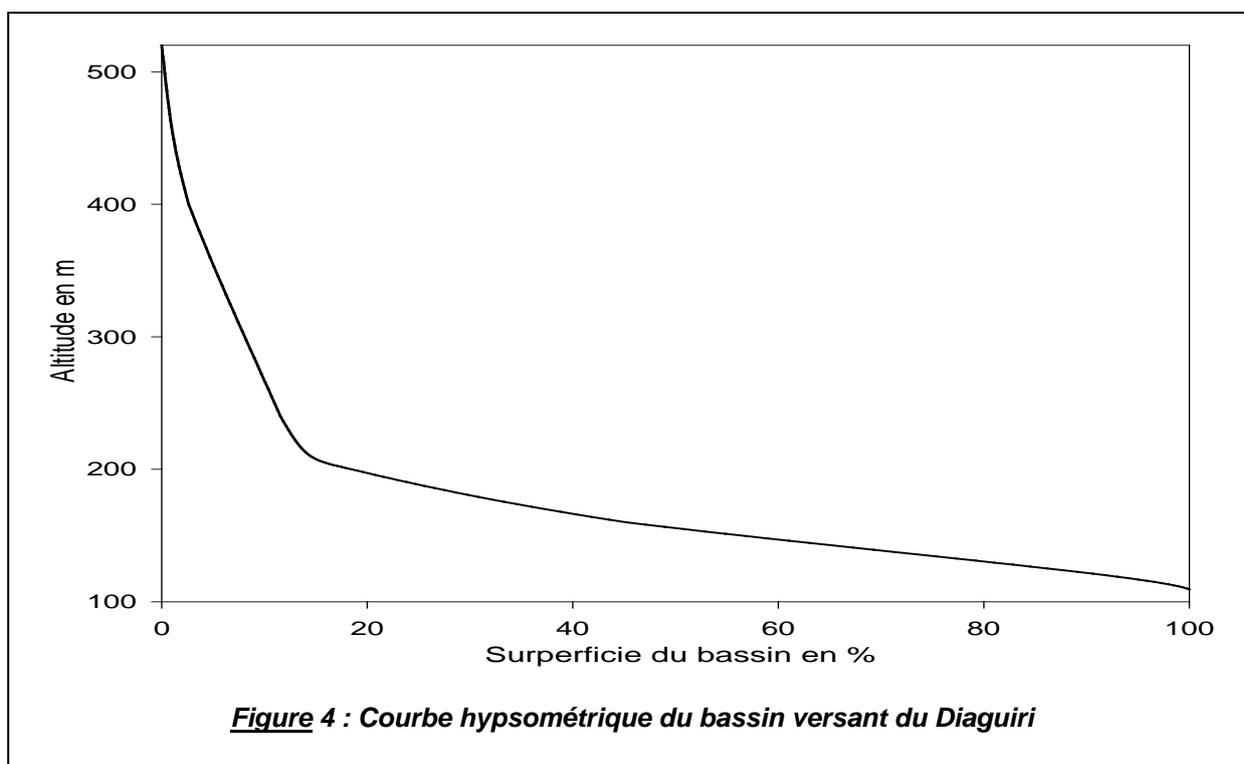
➤ **Courbe hypsométrique**

La courbe hypsométrique représente la répartition de la surface du bassin versant en fonction de son altitude. Elle porte en abscisse la surface cumulée du bassin (en pourcentage) qui se trouve au dessus et en dessous de l'altitude représentée en ordonnée. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au dessus d'une certaine altitude.

Le *tableau 3* suivant donne la répartition du superficie du bassin suivant sa topographie. Cette répartition des surfaces est encore mieux illustrée par la courbe hypsométrique présentée par *figure 4*.

Tableau 3 : Répartition de la superficie du bassin par rapport à l'altitude

Altitude entre deux courbes de niveau	Surface entre courbes	Pourcentage de la superficie du bassin	Pourcentage de surface au dessus de la limite inférieure
103-120	80	8,11	100,00
120-160	460	46,65	91,89
160-200	264	26,77	45,23
200-240	68	6,90	18,46
240-400	88	8,92	11,56
400-560	26	2,64	2,64
Surface totale	986	100,00	-



➤ **Altitude médiane**

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

Nous avons ainsi :

$$H_{\text{méd}} = 170 \text{ m}$$

Plus la pente du bassin est régulière, plus cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne.

➤ **Les indices de pente**

- **L'indice de pente Roche (I_p)** : cet indice intègre les portions de surfaces entre les courbes de niveau et leur dénivelée, il caractérise ainsi la pente globale du bassin versant. Il s'exprime par :

$$I_p = L^{-1/2} \cdot \sum_n^1 \sqrt{a_i \cdot d_i} \quad (7)$$

L : Longueur du rectangle équivalent,

a_i : représente la fraction en % de la surface (A) comprise entre deux courbes de niveau voisines.

d_i : représente la distance entre deux courbes niveaux consécutives.

On obtient :

$$I_p = 6,96 \text{ m/Km}$$

- **L'indice global de pente (I_G)** : Cet indice est déterminé à partir de la courbe hypsométrique. Son expression, donnée par la *relation 9* est en fonction de la longueur du rectangle équivalent (L), et de la dénivelée (D), entre les altitudes correspondant à 5% et 95% de surface sur la courbe hypsométrique.

On a :

$$D = H_{5\%} - H_{95\%} \quad (8)$$

$$I_G = \frac{D}{L} \quad (9)$$

On obtient :

$$D = 245 \text{ m}$$

$$I_G = 5,21 \text{ m/Km}$$

➤ **Profil en long du cours d'eau principal**

Le profil en long du cours d'eau ou pente hydrographique, représenté par *la figure 5*, est déterminé à partir de la carte topographique. Le profil en long donne l'altitude du cours par rapport à la distance à l'exutoire, le cours d'eau Diaguiri est long de 52 Km sur une dénivelée total de 97 m. Sa pente moyenne (I_m) donnée par *la relation 10*, est exprimée en m/km, elle conditionne la vitesse de l'eau dans le chenal, la vitesse de l'onde de crue et le tirant d'eau de la rivière.

La pente hydrographique varie plus ou moins irrégulièrement pour un même cours d'eau selon les structures géologiques, traversées, elle diminue en général d'amont en aval.

$$I_m = \frac{\Delta H}{L_o} \quad (10)$$

ΔH : étant la dénivelée, en mètre, entre l'exutoire et l'extrémité du cours d'eau principale.

L_o : étant la longueur du cours d'eau en kilomètre.

$$I_m = 1,86 \text{ m/km}$$

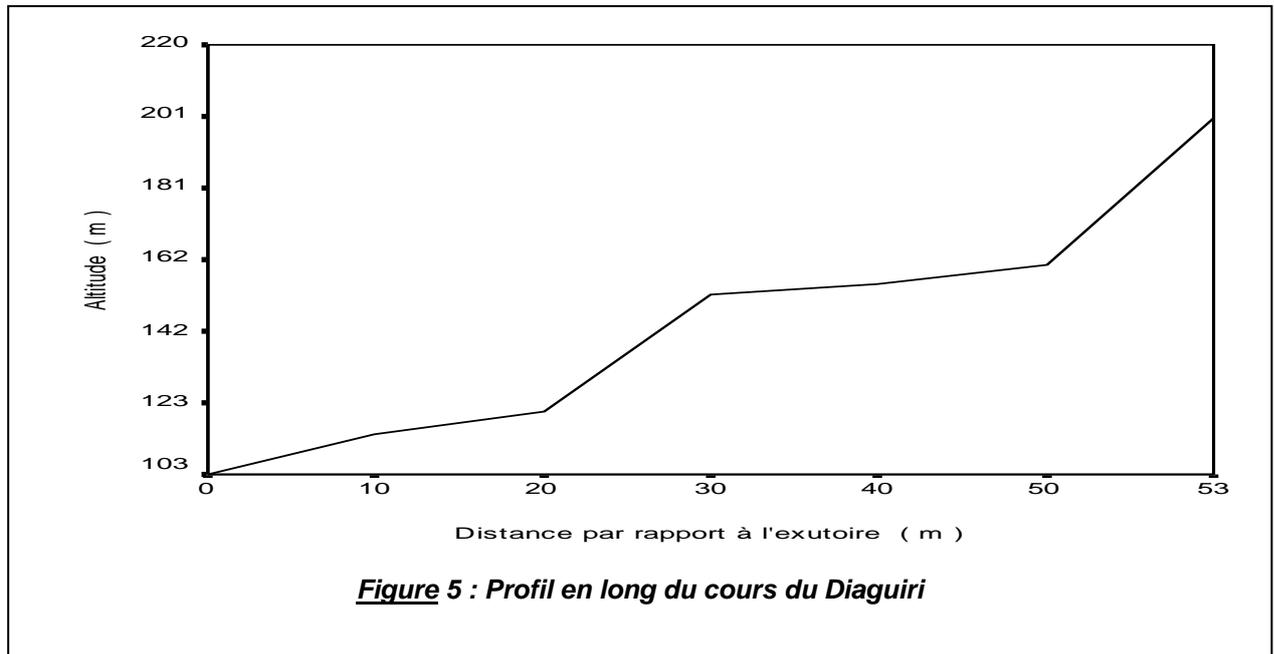


Tableau 4 : Récapitulatif des caractéristiques physiques du Bassin versant du Diagiri

Paramètres		Valeurs
Forme	Surface	986 Km ²
	Périmètre	136 Km
	Indice de compacité	1,21
	Rectangle équivalent	Longueur 47 Km
		largeur 21 Km
Relief	Altitude maximum	564 m
	Altitude minimum	103 m
	Altitude médiane	170 m
	Altitude moyenne	179,97 m
	Pentes	Indice de Roche 6,96 m/Km
	Indice global 5,21 m/Km	
	Pente hydrographique 1,86 m/Km	