

PARTIE II. APPROCHES
MÉTHODOLOGIQUES

Chapitre I. Méthodologie du travail

I. Approche générale

D'une manière générale, nous pouvons décrire la méthodologie de travail comme les étapes et analyses suivantes :

- ✚ Premièrement, l'étude des possibilités d'application des systèmes d'information géographique à la détermination des caractéristiques physiques et hydrologiques du bassin.

Dans cette partie d'étude, nous effectuerons les calculs des paramètres à partir du Modèle Numérique du Terrain, et le traitement se fera dans le logiciel SIG.

- ✚ Deuxièmement, l'analyse des différents paramètres de l'hydrogramme. Cette partie est faite pour déterminer les paramètres généraux de l'hydrogramme type du bassin à partir des données hydrologiques ou à partir des méthodes empiriques.

- ✚ Troisièmement, la comparaison des données de la méthode analytique avec les données mesurées.

Cette partie sert à la vérification et le calage des paramètres cités précédemment.

- ✚ Quatrièmement, l'introduction des méthodes et paramètres dans un programme. Dans cette dernière partie, nous créerons une interface graphique permettant un calcul rapide des hydrogrammes de crue.

II. Structure

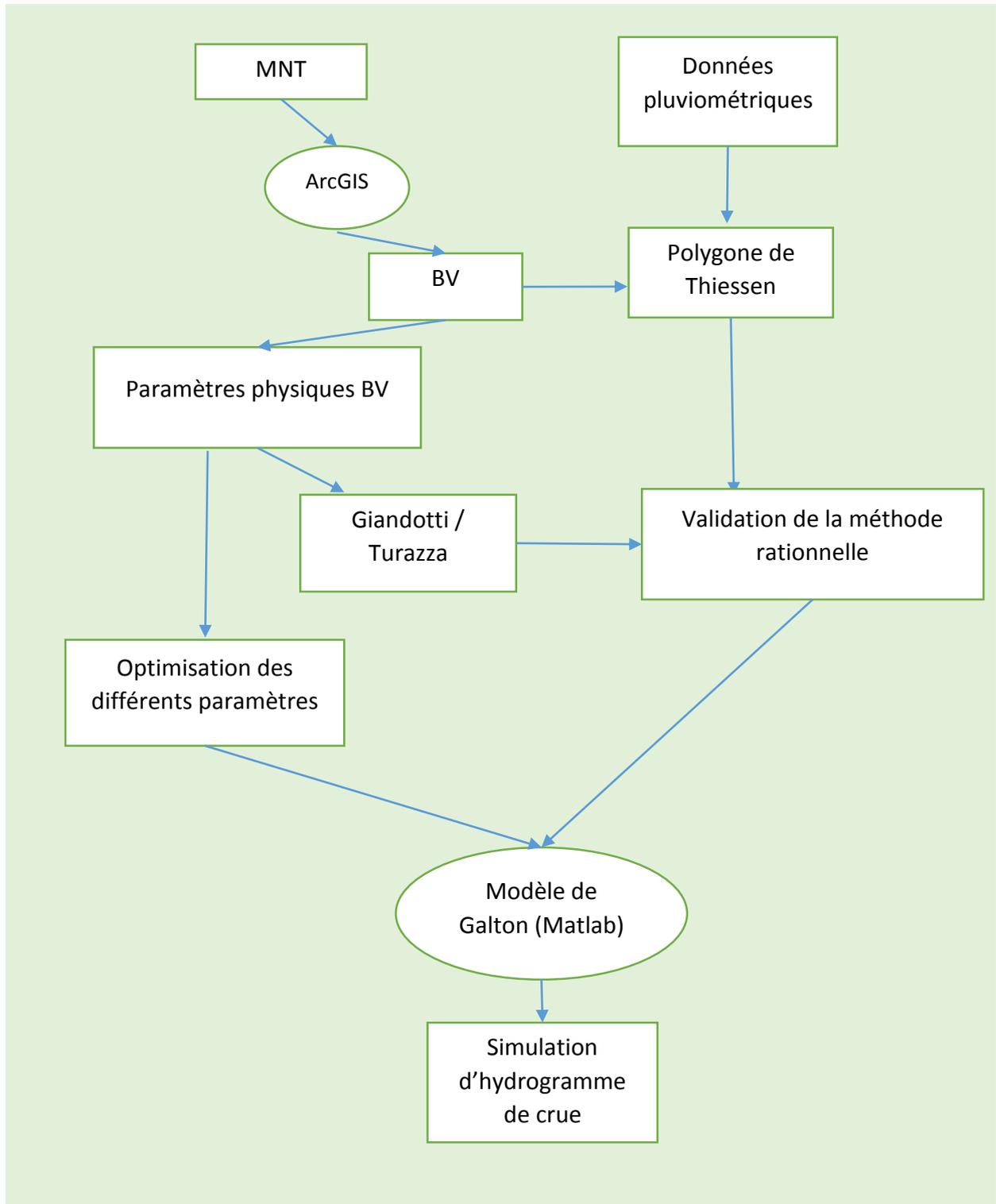


Figure 5: Structure de la méthodologie du travail

III. Le modèle de Galton sous Matlab

Pour faciliter les traçages des différents hydrogrammes, nous avons introduit la méthode de Galton dans un programmeur. Cela permettra de comparer et voir l'influence des différents paramètres sur l'allure et les variations des courbes.

Présentation du logiciel Matlab [7]

Le logiciel Matlab constitue un système interactif et convivial de calcul numérique et de visualisation graphique. Destiné aux ingénieurs, aux techniciens et aux scientifiques, c'est un outil très utilisé, dans les universités comme dans le monde industriel, qui intègre des centaines de fonctions mathématiques et d'analyse numérique (calcul matriciel —le MAT de Matlab—, traitement de signal, traitement d'images, visualisations graphiques, etc.).

Programmer le modèle de Galton sous Matlab

Il est possible d'enregistrer une séquence d'instructions dans un fichier appelé un « M-file » et de les faire exécuter par matlab. Ces séquences d'instructions s'appellent fichier de fonction.

Les fichiers de fonctions ont deux rôles. Ils permettent à l'utilisateur de définir des fonctions qui ne figurent pas parmi les fonctions matlab incorporées (« built-in functions ») et de les utiliser de la même manière que ces dernières (ces fonctions sont nommées « fonctions utilisateur »). Ils sont également un élément important dans la programmation d'applications où les fonctions jouent le rôle des fonctions et procédures des langages de programmation usuels.

On peut donc introduire le modèle de Galton sous Matlab comme fichier de fonction. Il faut donc définir les commandes et les variables d'entrée pour ensuite avoir les valeurs de sortie.

Entrée / Sortie :

- Les données d'entrées sont les paramètres de l'hydrogramme et les données pluviométriques ;
- Les données de sortie sont les hydrogrammes de crue.

 La commande « plot » : cette commande est la base des traçages permettant d'avoir directement les courbes en sortie du modèle.

Chapitre II. Cadre Théorique

I. Délimitation du bassin versant

I.1 Le logiciel Arcview

C'est un logiciel de traitement du Système d'Information Géographique (SIG).

Le logiciel Arcview c'est un outil pour amener l'information géographique à être traitée. Il nous donne le pouvoir de visualiser, d'explorer, de demander et d'analyser des données spatiales. Il est conçu par l'ESRI, il a aidé les gens à résoudre des problèmes spatiaux avec les ordinateurs.

I.2 Les différentes étapes de la délimitation

La délimitation se fait suivant les différentes étapes suivantes :

- La numérisation du MNT.
- La détermination de sens de l'écoulement dans chaque partie du terrain.
- La détermination des cours d'eau majeurs.
- La délimitation des sous-bassins
- La définition de l'exutoire du BV.
- La délimitation par rapport à l'exutoire défini précédemment.

II. Comportement hydrologique du BV

II.1 Réaction hydrologique

L'analyse du comportement hydrologique d'un bassin versant (système hydrologique) s'effectue le plus souvent par l'étude de la réaction hydrologique du bassin face à la précipitation. Cette réaction est mesurée par l'observation de la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire du système.

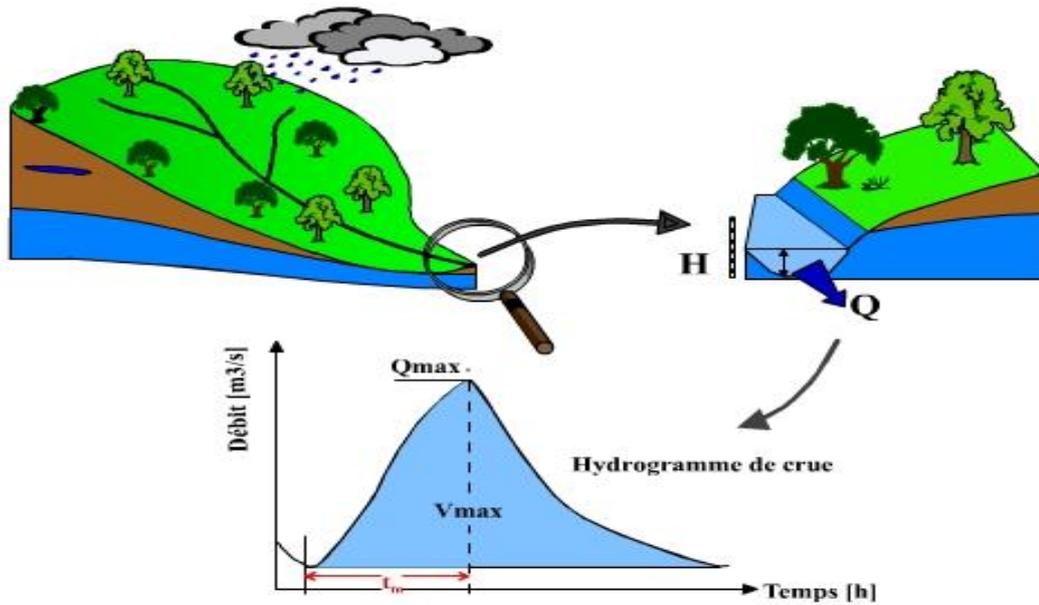


Figure 6: Principe d'analyse du comportement hydrologique du bassin versant et l'hydrogramme résultant

La figure 07 suivante fournit un exemple d'hydrogramme de crue résultant d'un hyétogramme donné. Le hyétogramme est la courbe représentant l'intensité de la pluie en fonction du temps.

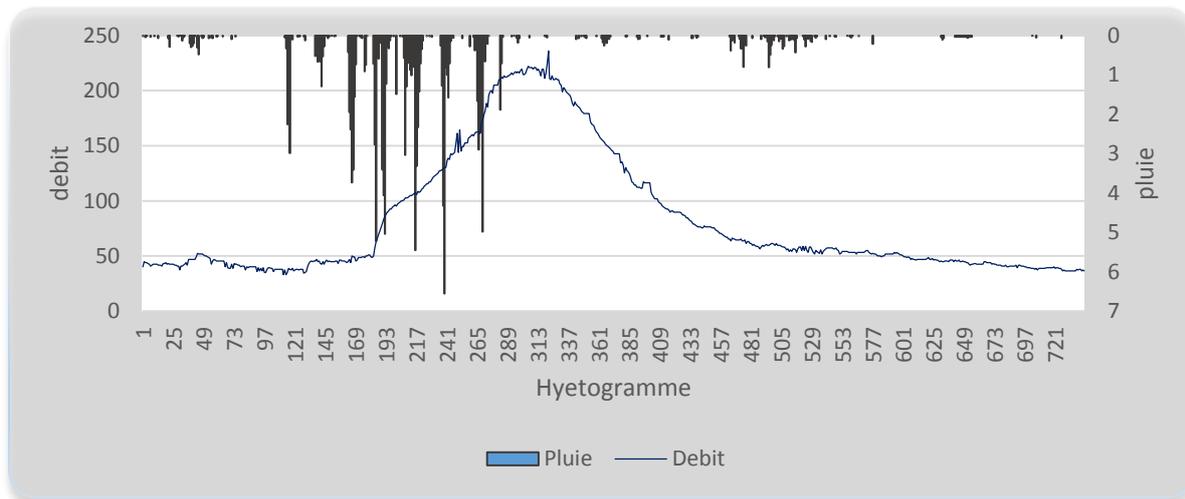


Figure 7: Exemple de réaction hydrologique mois de mars 2006 (Antananarivo)

Le critère de continuité d'un épisode pluvieux varie selon le bassin versant. Généralement, deux averses sont considérés comme distinctes si la précipitation ΔH tombant durant l'intervalle de temps Δt qui les sépare est inférieure à un certain seuil et si cet intervalle

de temps est lui-même supérieur à une certaine valeur définie compte tenu du type de problème étudié. En représentant les averses sous forme de hyétogramme, la problématique de la séparation des averses se résume comme suit :

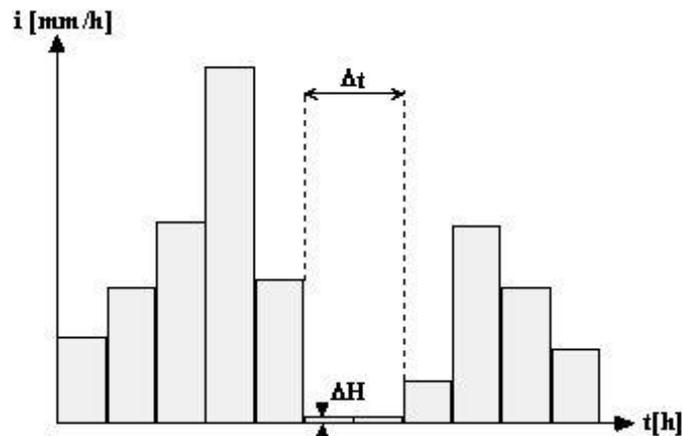


Figure 8: Conditions pour la distinction de deux averses consécutives, ΔH durant $\Delta t < \text{seuil}$ et $\Delta t > \text{durée choisie en fonction du problème}$

II.2 Le temps de concentration du BV

Le temps de concentration est le temps requis par le ruissellement pour se déplacer du point hydrauliquement le plus éloigné du bassin versant jusqu'à l'exutoire de celui-ci. Ce point est le départ du plus long temps de parcours jusqu'à l'exutoire, et ne correspond pas nécessairement à la plus longue distance du parcours de l'eau. Ce paramètre est utilisé dans la plupart des méthodes de détermination des débits de pointe.

Il y a plusieurs formules qui permettent d'estimer le temps de concentration t_c :

- Formule de Giandotti :

$$t_c = \frac{4\sqrt{A} + 1,5L}{0,8\sqrt{h}}$$

Où

t_c : temps de concentration du bassin versant en heures

A : taille du bassin versant en km^2

L : longueur du talweg principal en km

h : différence entre l'altitude moyenne du bassin et celle de l'exutoire, en m.

- Formule de Turazza :

$$t_c = \frac{0,108\sqrt[3]{A.L}}{\sqrt{i}}$$

i : pente moyenne du cours d'eau principal, en m/m

Et où les définitions des variables t_c , A et L sont les mêmes que pour Giandotti.

II.3 Le temps de réponse du BV

D'une manière empirique, le temps de réponse est relié au temps de concentration par la relation

$$t_r = 0,8t_c$$

II.4 Le temps de montée

Le temps de montée et le temps de concentration sont intimement reliés au même concept hydrologique de base, on peut obtenir le temps de montée par :

$$t_m = \frac{2}{3}t_c$$

III. Les caractéristiques physiques et leurs influences sur l'écoulement des eaux [8]

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 t_c qui, on l'a vu, caractérise en partie la vitesse et l'intensité de la réaction du bassin versant à une sollicitation des précipitations, est influencé par diverses caractéristiques morphologiques : en premier lieu, 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.

III.1. Les caractéristiques géométriques

III.1.1. La surface

Le bassin versant étant l'aire de réception des précipitations et d'alimentation des cours d'eau, les débits vont être en 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 numérisation.

III.1.2. La 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 plus important. Ce phénomène est lié à la notion de temps de concentration.

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 :

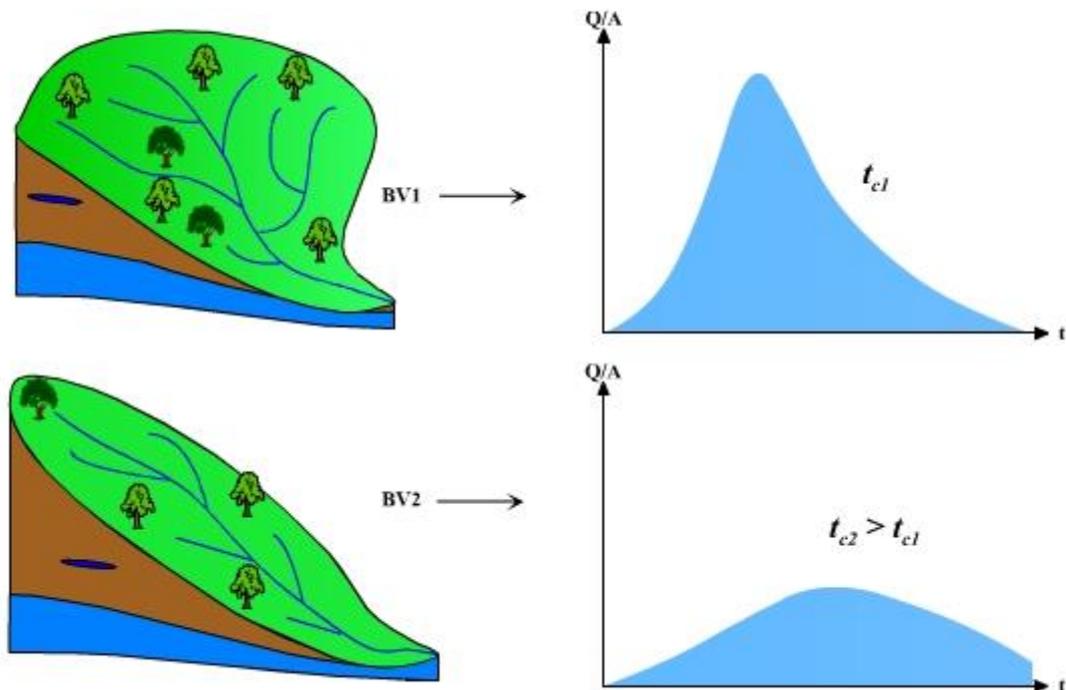


Figure 9: Influence de la forme du bassin versant sur l'hydrogramme de crue

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 Gravélius K_G , défini comme le rapport du périmètre du bassin au périmètre du cercle ayant la même surface :

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

Avec :

K_G : l'indice de compacité de Gravélius,

A : surface du bassin versant

P : périmètre du bassin versant

III.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 suivantes :

a) Courbe hypsométrique

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. 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. Elle exprime ainsi la superficie du bassin ou le pourcentage de superficie, au-delà d'une certaine altitude.

b) Les altitudes caractéristiques

- **Les altitudes maximales et minimales** : sont obtenues directement à partir de cartes topographiques. L'altitude maximale représente le point le plus élevé du bassin tandis que l'altitude minimale considère le point le plus bas, généralement à l'exutoire. Ces deux données deviennent surtout importantes lors du développement de certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que la température, la précipitation et le couvert neigeux. Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente.

- **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 :

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

Avec :

H_{moy} : altitude moyenne du bassin

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau

h_i : altitude moyenne entre deux courbes de niveau

A : surface totale du bassin

L'altitude moyenne est peu représentative de la réalité. Toutefois, elle est parfois utilisée dans l'évaluation de certains paramètres hydrométéorologiques ou dans la mise en œuvre de modèles hydrologiques.

- 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.

Pente moyenne du bassin versant

La pente moyenne est une caractéristique importante qui renseigne sur la topographie du bassin. Elle est considérée comme une variable indépendante. Elle donne une bonne indication sur le temps de parcours du ruissellement direct — donc sur le temps de concentration t_c — et influence directement le débit de pointe lors d'une averse.

Plusieurs méthodes ont été développées pour estimer la pente moyenne d'un bassin. Toutes se basent sur une lecture d'une carte topographique réelle ou approximative. La méthode 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 :

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

Avec :

i_m : pente moyenne

L_c : longueur totale de courbes de niveau

D : équidistance entre deux courbes de niveau

A : surface du bassin versant

Cette méthode de 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.

Le calcul de la pente moyenne tout comme celui de leur exposition (orientation des pentes) peut-être assez facilement automatisée en se basant sur des données numériques représentant la topographie des bassins versants (Modèle Numérique d'Altitude). Le recours à ces données et méthodes est vivement encouragé.

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 :

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

Où :

i_p : indice de pente [%],

L : longueur du rectangle [m],

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

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

$\frac{d}{dx_i}$: Pente moyenne d'un élément [%].

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

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

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

La surface : $A = L \cdot l$

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

En combinant ces trois relations, on obtient :

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

III.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.

Afin de caractériser le réseau hydrographique, il est souvent utile de reporter son tracé en plan sur une carte à une échelle adéquate. L'utilisation de photographies analogiques ou numériques est utile à cette identification. Divers paramètres descriptifs sont utilisés pour définir le réseau hydrographique.

III.2.1. La topologie : structure du réseau et ordre des cours d'eau

Par topologie, nous entendons l'étude des propriétés géométriques se conservant après déformations continues. Par extension, la topologie étudie les notions de voisinage et de limite. Appliquée à l'hydrologie, la topologie s'avère utile dans la description du réseau hydrographique notamment en proposant une classification de ceux-ci. À titre d'exemple, on

trouve les types dendritiques, en treillis, en parallèle, rectangulaire, à méandre, anastomosé, centripète, etc.

La classification est facilitée par un système de numérotation des tronçons de cours d'eau (rivière principale et affluents). L'ordre des cours d'eau est donc une classification qui reflète la ramification du cours d'eau.

La codification des cours d'eau est également utilisée pour la codification des stations de mesures, permettant ainsi un traitement automatisé des données. Il existe plusieurs types de classifications des tronçons des cours d'eau, dont la classification de Strahler 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 :

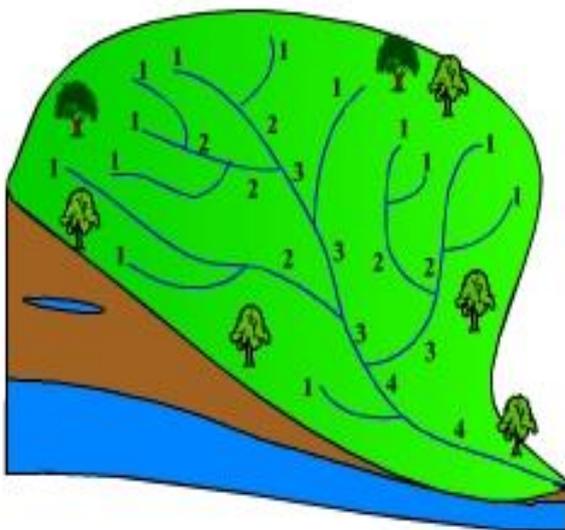


Figure 10: Classification du réseau hydrographique selon le système de Strahler

- ❖ Tout cours d'eau dépourvu de tributaire 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 est de l'ordre du plus élevé de ses cours d'eau, soit l'ordre du cours d'eau principal à l'exutoire

III.2.2. Les longueurs et les pentes caractéristiques du réseau

Les longueurs caractéristiques

Un bassin versant se caractérise principalement par les deux longueurs suivantes et sont illustrées sur la figure ci-dessous.

- La longueur d'un bassin versant qui est la distance curviligne mesurée le long du cours d'eau principal depuis l'exutoire jusqu'à un point représentant la projection du centre de gravité du bassin sur un plan.
- La longueur du cours d'eau principal qui 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

La pente moyenne d'un cours d'eau

$$p_{moy} = \frac{\Delta h_{max}}{L_p}$$

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

III.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 hydrographique

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

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

Avec :

F : densité hydrographique [km⁻²] ;

N_i : nombre de cours d'eau ;

A : superficie du bassin [km²]

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

$$F = a.D_d^2$$

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.

Le rapport de confluence

Sur la base de la classification des cours d'eau, Horton et Schumm ont établi différentes lois :

Loi des nombres :

$$R_B = \frac{N_u}{N_{u+1}}$$

Loi des longueurs :

$$R_L = \frac{L_u}{L_{u-1}}$$

Loi des aires :

$$R_A = \frac{A_u}{A_{u-1}}$$

Avec :

R_B : rapport de confluence des cours d'eau (« bifurcation ratio ») ;

R_L : rapport des longueurs des cours d'eau ;

R_A : rapport des aires des cours d'eau ;

u : ordre d'un cours d'eau u varie entre 1 et w (w est l'ordre du cours d'eau principal, classification selon Strahler) ;

N_u : nombre des cours d'eau d'ordre u ; N_{u+1} : nombre des cours d'eau d'ordre suivant ;

L_u : longueur moyenne des cours d'eau d'ordre u ;

A_u : aire tributaire moyenne des cours d'eau d'ordre u

IV. Intensités pluviométriques

IV.1 Mesure des précipitations

Les précipitations varient selon différents facteurs (déplacement de la perturbation, lieu de l'averse, influence de la topographie, etc.), leur mesure est relativement compliquée. Quelle que soit la forme de la précipitation, liquide ou solide, nous mesurons la quantité d'eau tombée durant un certain laps de temps.

Nous l'exprimons généralement en hauteur de précipitation ou lame d'eau précipitée par unité de surface horizontale (mm). Nous définissons aussi son intensité (mm/h) comme la hauteur d'eau précipitée par unité de temps. La précision de la mesure est au mieux de l'ordre de 0,1 mm.

IV.2 Evaluation régionale des précipitations

Le passage des mesures ponctuelles des précipitations à une estimation spatiale de celles-ci, souvent nécessaire en hydrologie, est délicat. Les méthodes les plus simples et les plus couramment utilisées sont les méthodes de calcul de moyennes ou les méthodes d'interpolation des données pluviométriques collectées localement.

Ces méthodes permettent notamment le calcul des lames d'eau moyennes à l'échelle du bassin, la cartographie des précipitations, et le calcul des hyétogrammes moyens. Avant de procéder au calcul de la précipitation moyenne du bassin versant, il importe de contrôler la qualité des données pluviométriques, leur homogénéité et leur représentativité.

IV.3 Estimation de la lame précipitée

La méthode du polygone de Thiessen permet d'estimer des valeurs pondérées en prenant en considération chaque station pluviométrique. Elle affecte à chaque pluviomètre une zone d'influence dont l'aire, exprimée en %, représente le facteur de pondération de la valeur locale.

Les différentes zones d'influence sont déterminées par découpage géométrique du bassin sur une carte topographique. Les stations disponibles étant reportées sur une carte

géographique, on trace une série de segments de droite reliant les stations adjacentes. On élève des perpendiculaires au centre de chacune des droites (médiatrices) ; les intersections de ces perpendiculaires déterminent des polygones. Dans chaque polygone, la hauteur de précipitation choisie est celle relevée à la station située à l'intérieur de celui-ci. Les côtés des polygones et/ou la ligne de partage des eaux représentent les limites de l'aire (et du poids) accordée à chaque station. L'aire de chaque polygone A_i est déterminée par planimétrie ou numériquement.

La précipitation moyenne pondérée \bar{P} pour le bassin, se calcule alors en effectuant la somme des précipitations P_i de chaque station, multipliées par leur facteur de pondération (aire A_i), le tout divisé par la surface totale A du bassin. La précipitation moyenne sur le bassin s'écrit :

$$\bar{P} = \frac{\sum A_i \cdot P_i}{A}$$

Avec :

\bar{P} : Précipitation moyenne sur le bassin,

A : aire totale du bassin ($=\sum A_i$),

P_i : précipitation enregistrée à la station i ,

A_i : superficie du polygone associé à la station i .

Dans chaque polygone, la hauteur de précipitation P_i choisie est celle relevée à la station située à l'intérieur de celui-ci. Les côtés des polygones et/ou la ligne de partage des eaux représentent les limites de l'aire (et du poids) accordée à chaque station. L'aire de chaque polygone A_i est déterminée par planimétrie ou numériquement.

IV.4 Les courbes Intensité – Durée – Fréquences IDF

Les courbes IDF sont établies sur la base de l'analyse d'averses enregistrées à une station au cours d'une longue période. Les courbes obtenues peuvent donc être construites de manière analytique ou statistique.

IV.4.1. Représentation analytique [8]

Différentes formules sont proposées pour représenter l'intensité critique d'une pluie en fonction de sa durée.

La forme la plus générale avec T variable est la suivante :

$$i = \frac{k \cdot T^a}{(t + c)^b}$$

Avec :

i : intensité totale [mm/h], [mm/min] ou intensité spécifique],

T : période de retour en années,

t : durée de référence [h] ou [min],

k, a, b, c : paramètres d'ajustement.

Montana suggère une formulation plus simple :

$$i = \frac{a}{t^b}$$

Avec :

i: intensité maximale de la pluie [mm/h],

t: durée de la pluie [minutes ou heures],

T; intervalle de récurrence (ou temps de retour) [années],

a,b: constantes locales, dépendant généralement du lieu.

IV.4.2. Représentation statistique [9]

Les courbes IDF sont établies sur la base de l'analyse d'averses enregistrées à une station au cours d'une longue période. L'analyse fréquentielle peut s'appliquer si on ne

présuppose pas une loi connue (de type Montana, etc.) et si on s'intéresse à des événements rares, donc extrêmes. Les données recueillies sont alors ajustées, à un pas de temps choisi, à une loi statistique qui doit décrire relativement bien la répartition des extrêmes. La loi de Gumbel est la plus utilisée. Si l'opération est répétée sur plusieurs pas de temps, on obtient la variation de l'intensité avec la durée de la pluie pour différents temps de retour, c'est à dire des courbes IDF de la station considérée sur la période analysée.

V. Le coefficient de ruissellement [10]

Le coefficient de ruissellement est un indice très souvent utilisé pour caractériser la capacité d'un bassin versant à ruisseler. On peut avoir ce coefficient par plusieurs méthodes.

➤ **Calcul à partir des caractéristiques du BV :**

Cette méthode s'applique uniquement si nous connaissons l'occupation du sol du BV. Le coefficient de ruissellement s'obtient par la moyenne des coefficients de ruissellement de chaque partie du bassin,

$$C_r = \frac{\sum C_{r_i} \cdot A_i}{A}$$

Avec : C_{r_i} le coefficient de ruissellement de la partie i ,

A_i la surface partielle liée à C_{r_i} ,

A la surface totale du BV.

➤ **Calcul lié au ruissellement :**

$$C_r = \frac{V_r}{V_p}$$

Avec : V_r le volume d'eau ruisselée ;

V_p le volume d'eau précipitée.

Nous obtenons le volume d'eau ruisselée par les valeurs de débit mesurées à l'exutoire sur une période donnée.

Le volume d'eau précipitée s'obtient par la formule,

$$V_p = \bar{P} \cdot A$$

Avec : \bar{P} la pluie moyenne (donnée par le polygone de Thiessen)

A : surface du BV.

VI. Modèle type Galton

VI.1. Loi de Galton [11]

La fonction de densité de la loi log-normale – loi Galton est choisie sur la base des considérations suivantes :

- Loi sous forme de cloche dissymétrique, étalée vers la droite ;
- Ne tiens compte que des valeurs positives ;
- Nombre limité de paramètres constituant la loi

La densité de la loi Galton est donnée par la formule,

$$f(x) = \frac{1}{x \cdot \sigma \cdot \sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x}{\sigma} \right)^2 \right] \quad \text{pour } x > 0$$

Et

$$f(x) = 0 \quad \text{pour } x \leq 0$$

La distribution de la loi Galton adoptée comme une représentation analytique pour dériver un hydrogramme a montrée deux inconvénients :

- la pointe de la crue est atteinte bien avant l'instant $t = t_p$ (temps de montée) ;
- le paramètre de forme $\sigma = 0,4$ est fixé. Pour d'autres valeurs de σ , les hydrogrammes n'auront pas le sens d'un hydrogramme adimensionnel normé.

Pour éluder à ces inconvénients, c'est-à-dire fixer la pointe à l'endroit souhaitable et permettre à l'hydrogramme d'épouser plusieurs formes sans déformation, des études menées par l'ANRH (2014) ont introduit une légère modification de la formulation de la loi Galton, qui a permis de proposer l'expression : « hydrogrammes synthétiques types Galton ».

Pour t=0

Q (t)=0

Pour t>0

$$Q(t) = Q_p \left(\frac{t}{t_p} \right)^{-0,1} \exp \left(-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln \left(\frac{t}{t_p} \right)}{k} \right)^2 \right)$$

VI.2. les paramètres de l'hydrogramme

Les paramètres définissant l'hydrogramme synthétique type Galton sont donc :

- Le débit de pointe Q_p ,
- Le temps de montée t_p
- et le paramètre de forme k .

VI.2.1. Calcul du débit de pointe : Formule rationnelle

Cette formule est plus élaborée que les autres formules utilisant les précipitations, car elle fait appel également au temps de concentration du bassin. Elle peut s'exprimer par :

$$Q_p = \frac{C_r \cdot H_{\max} \cdot A}{3,6 \cdot t_c}$$

Avec :

Q_p : débit de crue maximum en m^3/s

C_r : coefficient de ruissellement

H_{max} : la hauteur maximale de précipitation correspondant au temps de concentration du bassin, en mm

t_c : temps de concentration en heures

A : aire du bassin versant en km^2

Pour les débits de pointe faisant intervenir le période de retour, nous optons pour la méthode rationnelle :

$$Q_p = \frac{C_r \cdot I(t_c, T) \cdot A}{3,6}$$

Où $I(t_c, T)$: intensité moyenne de la pluie tombée sur une durée t_c et de période de retour T , en mm/heure.

VI.2.2. Calcul du temps de montée

On a vu précédemment (dans II.4) l'estimation du temps de montée à partir du temps de concentration. Nous étudierons les deux méthodes d'estimation du temps de concentrations : la méthode proposée par Giandotti et de Turazza.

VI.2.3. Paramètre de forme k

Ce paramètre varie d'un bassin à l'autre,

- ✚ Il est égal au rapport du débit moyen ruisselé de l'hydrogramme au débit de pointe ruisselé :

$$k = \frac{Q_{moy}}{Q_p}$$

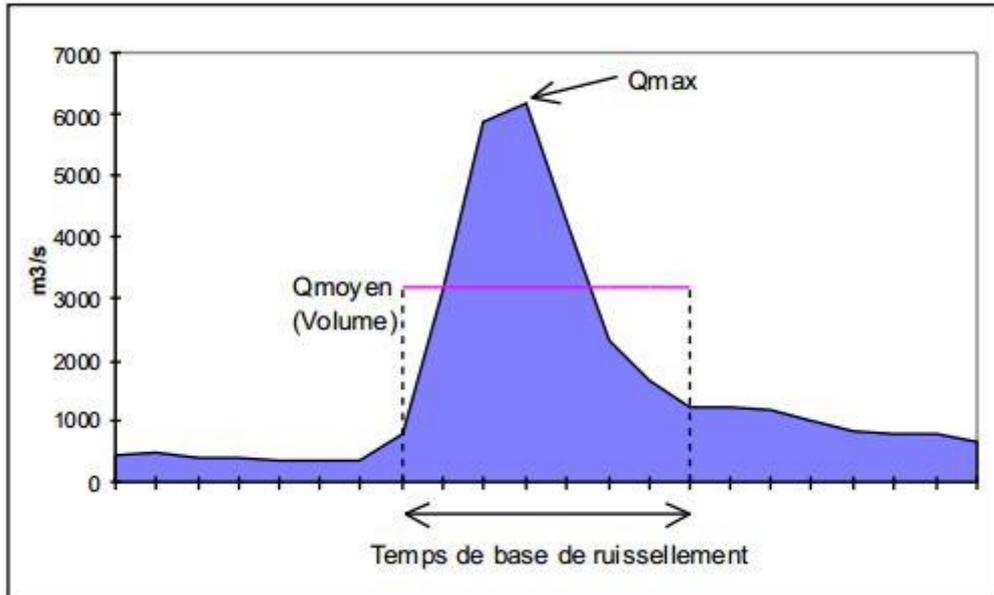


Figure 11 : représentation du débit de pointe et débit moyenne

✚ En absence de données de mesure, k est donné par la relation :

$$k = 0,0102(S + 1)^{0,4} + 0,20$$

Avec S : superficie du bassin versant.

Chapitre III. Présentation de la zone d'étude [12]

I. Caractéristiques de la zone d'étude

Le bassin de l'Ikopa fait partie des bassins des Hauts-Plateaux de Madagascar, se situant dans la région d'Analamanga. Nous avons pu constater que la capitale d'Antananarivo appartient à notre zone d'étude.

I.1 Situation géographique d'Analamanga

La région Analamanga s'étend sur une superficie de 17 448 km², elle fait partie des Hautes Terres Centrales de Madagascar.

Analamanga est délimitée par 5 régions

- à l'Est par région d'Alaotra Mangoro ;
- à l'Ouest par la région d'Itasy et Bongolava ;
- au nord par la région Betsiboka ;
- et au Sud par la région Vakinankaratra.

Compte tenu de sa position géographique, Analamanga ne dispose pas de sortie sur mer. Elle est subdivisée en cent trente-quatre (134) communes regroupées dans treize districts (13) à savoir les 6 districts d'Antananarivo Renivohitra, Antananarivo Atsimondrano, Antananarivo Avaradrano, Manjakandriana, Ambohidratrimo, Andramasina, Anjozorobe, Ankazobe et Antananarivo Renivohitra qui est la Capitale. [10]

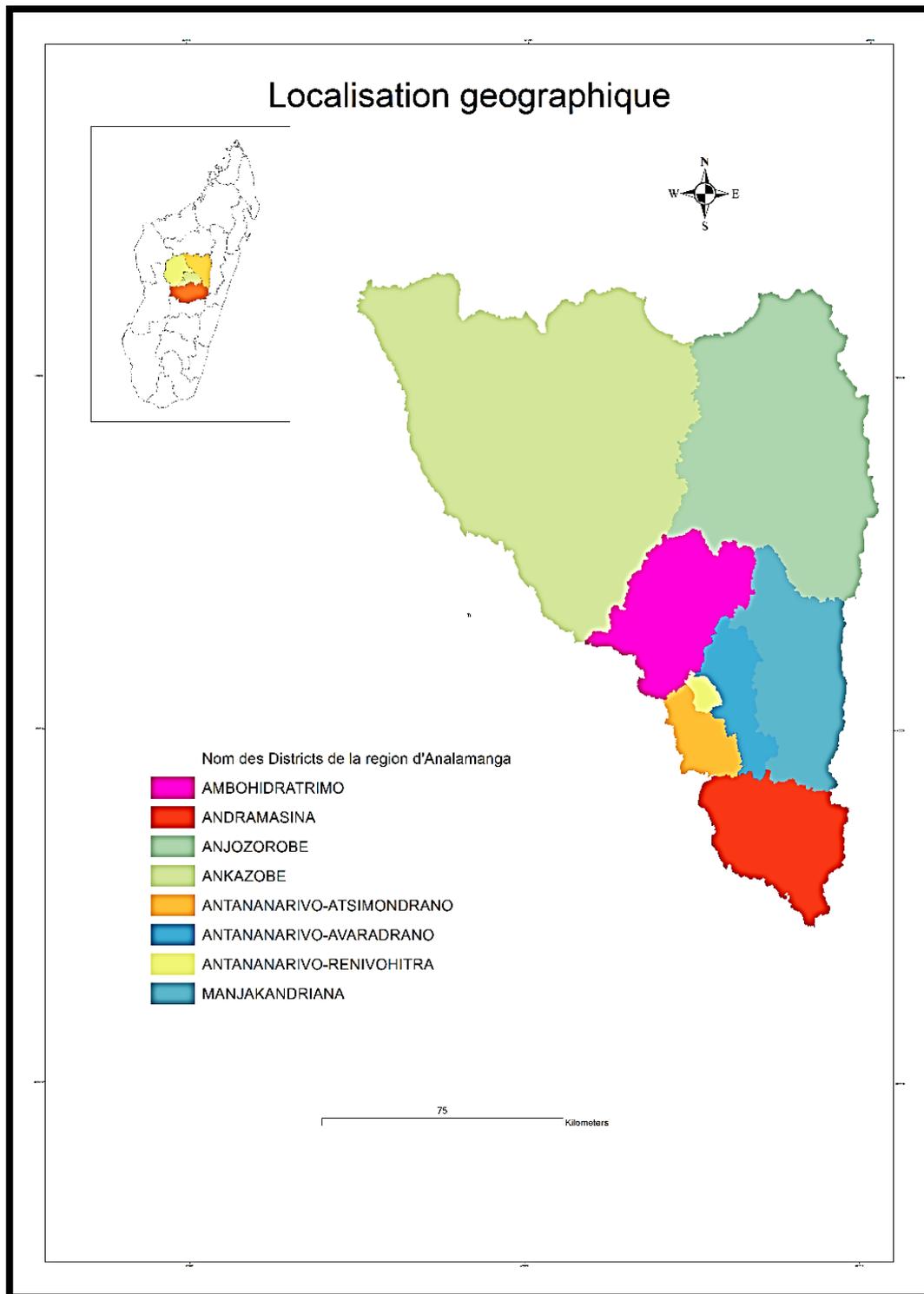


Figure 12: Localisation d'Analamanga

I.2 Le relief de la région

La région fait partie de ce que l'on appelle les hautes terres par rapport à l'ensemble de l'île. Son relief se distingue par trois ensembles : Les Hauts Plateaux situés au Nord et à

l'Ouest et dépassant l'altitude de 1 500 mètres, le second séparé par des vastes vallées drainées et le troisième par deux fleuves, la Betsiboka et l'Ikopa.

Le Centre se caractérise par l'escarpement de faille de l'Angavo et le paysage de collines de l'Imerina Est. A l'Ouest, il y a les plaines d'Antananarivo, dont l'aménagement commençait au temps de la royauté Merina. L'Imerina Centrale, couvrant une superficie de 19 081 km², présente un relief morcelé dont l'altitude varie de 600 à 1 700 m.

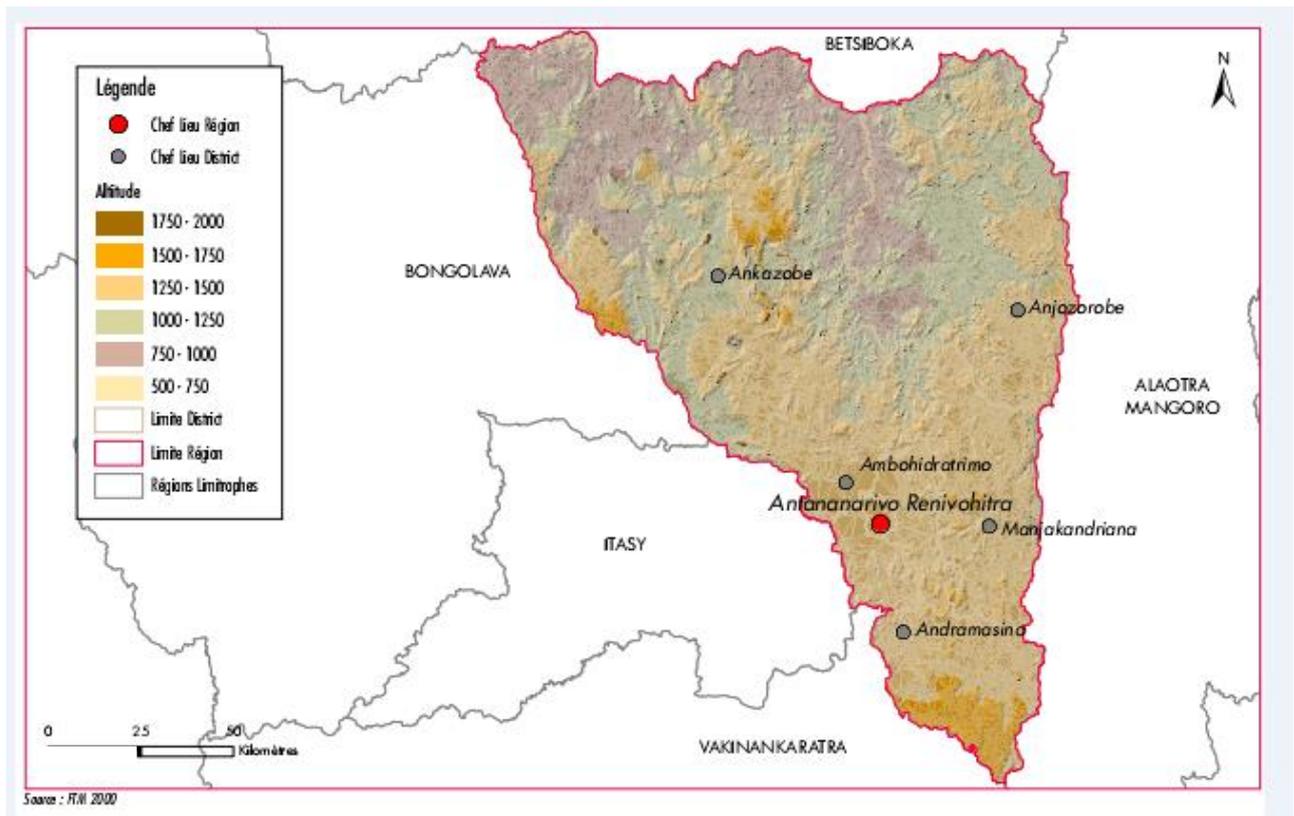


Figure 13: Relief de la région

Au Nord-Ouest, elle est dominée par le plateau de Tampoketsa. Les vallées y sont moins importantes. Elles deviennent de plus en plus encaissées du plateau jusqu'au fleuve de l'Ikopa et se limitent souvent à des vallons occupés par de forêts galeries. Vers le sud, ce plateau est relayé par des reliefs rocheux alignés Est-Ouest en gradins.

Au Sud et à l'Est, l'altitude diminue et les reliefs deviennent plus accidentés. Des plaines situées aux environs de 1200 m se distribuent autour des zones habitées ou des cours d'eau : Betsimitatatra, de Manjakandriana à Anjozorobe, Mahitsy, aux environs d'Ambatomanga-Anjeva, d'Ambohimambola en bordure de l'Ikopa et de ses affluents...

II. Le modèle numérique de terrain

Le modèle numérique de terrain est une carte indiquant la forme brute du terrain. L'ensemble des points de la carte établie correspond à une altitude permettant de travailler sur un modèle surfacique numérique. Donc il permet d'avoir l'altitude de chaque point de carte.

Il est représenté dans la figure 14 suivant :

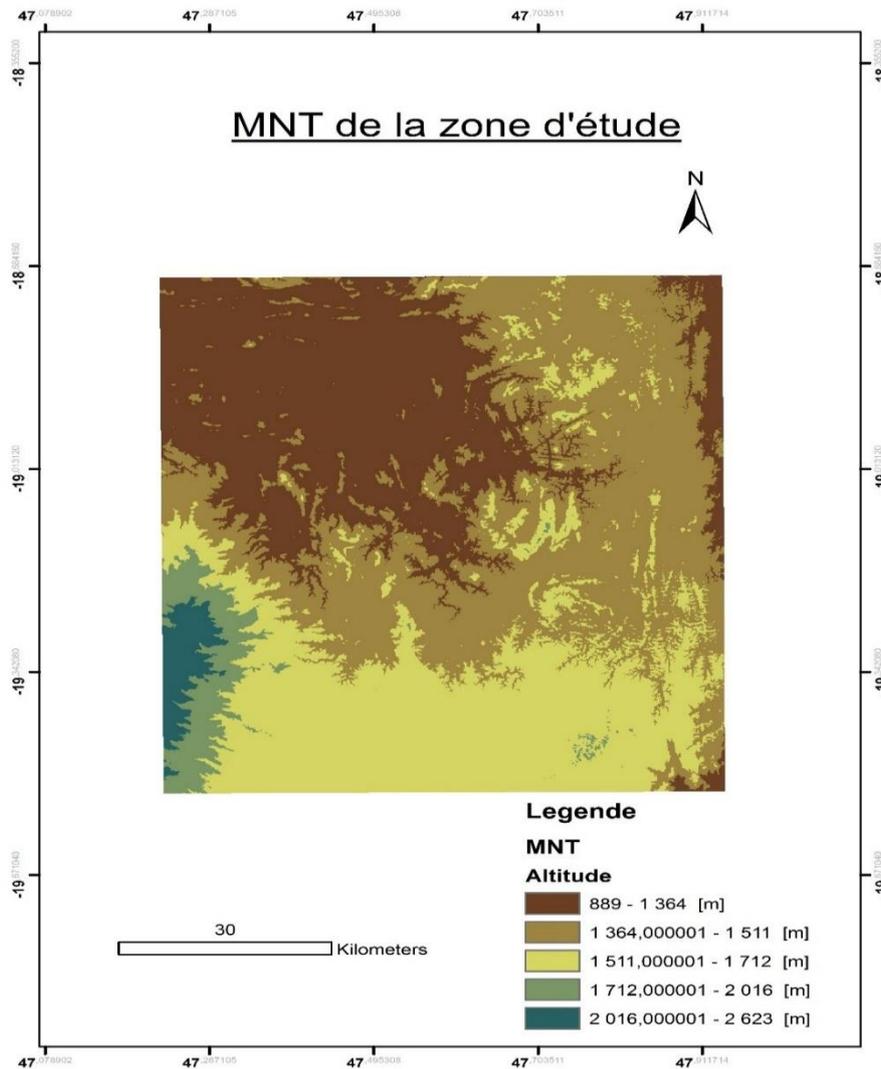


Figure 14: MNT de la zone d'étude

Source : Landsat