

MÉMOIRE

Modélisation de l'influence de l'intensité des pluies sur l'écoulement annuel au Sahel



Présenté et soutenu par :

Océane DUBAS

le jeudi 14 Septembre 2023

Master II Géographie, aménagement, environnement et développement |
parcours Gestion et Évaluation des environnements MONTagnards (GEMO)

UE : 1001

Encadré par :

Erwan Le Roux

Jean-Pierre Vandervaere

Christophe Peugeot

Référent pédagogique : Jean-Marc Antoine

«Que ce jour et que cette heure de mes vingt-quatre printemps m'accompagnent dans cette étape importante qu'est la soutenance »

Résumé

Le Sahel, région climatique marquée par des précipitations fluctuantes, a connu une période de sécheresse dans les années 70-80 parallèlement à un accroissement du ruissellement identifié sous l'expression de "paradoxe hydrologique du Sahel". Depuis les années 90, nous constatons une augmentation des cumuls pluviométriques annuels qui semble, ne pas être liée à l'occurrence d'événements, mais plutôt être attribuée à l'intensité des pluies plus importante.

Ce présent mémoire s'insère dans le cadre du projet TipHyc (exploring Tipping points in the West African Hydrological Cycle) qui vise à produire des scénarios climatiques futurs. Ce travail propose d'étudier la dépendance entre cette intensité des pluies et les réponses hydrologiques au Sahel à l'échelle annuelle. Notre investigation débute depuis des échelles locales des sous-bassins-versants jusqu'à l'échelle sahélienne. En terme temporel, on se concentrera d'abord à l'échelle d'événements pluvieux avant de travailler à l'échelle annuelle.

Trois axes d'analyse sont retenus afin de décrypter cette relation. D'abord, le modèle Green-et-Ampt nous permet de modéliser le ruissellement afin de pouvoir reproduire les réponses hydrologiques des sous-bassins-versants sahéliens dans des contextes géologiques différents : sédimentaire et cristallin. Nous obtenons ces différentes réponses hydrologiques sur une échelle temporelle événementielle. Les coefficients de ruissellement modélisés sont identiques à ceux observés. Chaque sous-bassin-versant suppose donc des jeux de paramètres différents.

Le deuxième axe s'oriente autour d'une recherche d'indicateur d'intensité des pluies susceptible de fournir des quantités sur le volume de ruissellement associé. Pour un même jeu de données de pluie, nous modélisons le ruissellement avec Green-Ampt pour chacune des paires de paramètres obtenus précédemment. L'enjeu ici est qu'il est essentiel que cette relation entre les précipitations et le ruissellement fonctionne indépendamment de la quantité de ruissellement. L'indicateur trouvé se rapporte à l'intensité des pluies à l'échelle annuelle. Pour qu'il soit plus opérationnel, il suppose de connaître les variables à un pas de temps le plus restreint qu'il puisse.

Enfin, avec un même jeu de données de pluies, nous construisons une gamme de K_e selon le contexte géologique. Plusieurs fonctions sont proposées dans l'objectif de généraliser cette relation, notre ambition finale. Plusieurs formules mathématiques comportant des fonctions exponentielles ont été testées entre les K_e et l'indicateur choisi. La première expression suit un modèle logistique (fonction sigmoïde) et les autres sont des variantes de paramétrisation. Finalement, l'expression choisie prédit les coefficients de ruissellement avec que très peu d'erreurs.

Les principales limites peuvent être imputées à la méthodologie mise en œuvre, mais également aux différentes échelles sélectionnées tout du long mettant en évidence le rôle décisif de l'échelle spatiale.

Mots-clés : intensité des pluies, modélisation, Sahel, Green-et-Ampt, échelle spatiale

Abstract

The Sahel, a climatic region marked by fluctuating rainfall, has experienced a period of drought in the 70s and 80s, at the same time as an increase in runoff identified under the expression "Sahel hydrological paradox". From the 1990s, we have seen annual overall rainfall has increased, which appears not to be linked to the occurrence of events, but rather to the higher intensity of rainfall.

This work is part of the TipHyc project (exploring Tipping points in the West African Hydrological Cycle), which aims to produce future climate scenarios. The aim of this work is to study the dependence between rainfall intensity and hydrological responses in the Sahel on an annual scale. Our investigation starts from the local scales of the sub-catchments to the Sahelian scale. In temporal terms, we will first focus on the scale of rainfall events before working on the annual time scale.

Three lines of analysis are used to decipher this relationship capable of providing insights into the associated runoff volume. Firstly, the Green-et-Ampt model enables us to model runoff in order to reproduce the hydrological responses of Sahelian sub-catchments in different geological contexts: sedimentary and crystalline. We obtain these different hydrological responses on an event time scale. Runoffs using Green-Ampt was modeled identical to those observed. Each sub-catchment therefore assumes different sets of parameters.

The second line of research focuses on the search for rainfall intensity indicators. For the same set of rainfall data, we model runoff using Green-Ampt with each of the pairs of parameters obtained previously. The issue here is that it is essential that this relationship between rainfall and runoff works independently of the amount of runoff. The indicator found relates to the intensity of rainfall on an annual time scale. For it to be more operational, the variables need to be known at the smallest possible time step.

Finally, using the same set of rainfall data, a range of K_e is built, depending on the geological context. Several algorithms will be proposed with the aim of generalizing this relationship, which is our ultimate ambition. Several mathematical formulae involving exponential functions have been tested between the K_e and the chosen indicator. The first expression follows a logistic model (sigmoid function) and the others are variants including other parameters. Finally, the chosen expression predicts runoff coefficients with very few residuals.

The main limitations can be attributed to the methodology used, but also to the different scales selected throughout, highlighting the decisive role of the spatial scale.

Key words : rainfall intensity, modelling, Sahel, Green-et-Ampt, spatial scale

REMERCIEMENTS

Tout d'abord, je tiens à remercier les personnes qui ont encadré ce stage, Erwan Le Roux, Jean-Pierre Vandervaere et Christophe Peugeot pour m'avoir donné l'opportunité de réaliser un stage de fin d'étude au sein de l'équipe PhyRev.

J'adresse mes remerciements à Erwan Le Roux pour m'avoir accompagnée et soutenue durant ce stage en m'apprenant les aspects de la modélisation et de la programmation inconnus pour moi jusque-là et également pour avoir toujours été disponible et de bons conseils.

Ensuite je tiens à adresser mes remerciements à Jean-Pierre Vandervaere et Christophe Peugeot pour leurs aides précieuses, leurs expertises et leurs conseils avisés.

Je les remercie également pour l'intérêt qu'ils ont porté à mes questions parfois innocentes. Grâce à leurs expériences et compétences dans leurs domaines respectifs, j'ai pu découvrir le monde de la recherche et acquérir de nouvelles connaissances.

Je voudrais remercier Jean-Marc Antoine, en tant que référent pédagogique, pour ses conseils qui ont participé à la réalisation de ce mémoire.

Je remercie les enseignants du Département de Sciences Humaines de l'Université de Toulouse II pour la qualité des enseignements reçus durant ces deux années de master, pour les outils, les connaissances théoriques et pratiques qui m'ont été utiles au bon déroulement de ce stage.

SOMMAIRE

I. Contexte de la zone d'étude	8
1.1 Généralités et tendances de la zone Sahélienne.....	8
1.2 Du Niger à la région de Tillabéry	13
1.3 Echelle plus locale : Tondikiboro, Mélé-Haoussa et parcelles	17
II. Etat de l'art des connaissances théoriques dans le domaine de l'hydrodynamique .	26
2.1 Genèse du ruissellement et systèmes d'érosion associés.....	26
2.2 Modèles hydrologiques.....	29
III. Méthodologie	36
3.1 Point sur les notions utilisées dans ce travail	36
3.2 Présentation des données	43
3.3 Méthodes utilisées	47
IV. Résultats	59
4.1 Analyse de la modélisation du ruissellement à une échelle spatio-temporelle fine ..	59
4.2 Expansion de l'échelle spatio-temporelle et recherche d'indicateurs	65
4.3 Généralisation de la relation	70
Conclusion et perspectives	77
Bibliographie.....	80
Annexes.....	86
Liste des figures	99
Liste des tableaux.....	101
Liste des annexes.....	102
Table des matières	103

LISTE DES SIGLES

AMMA-CATCH	Analyse Multidisciplinaire de la Mousson Africaine - Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique
ANR	Agence Nationale de la Recherche
B-V	bassin-versant
Crist	Cristallin
CT	Continental Terminal
Ero	Croûte d'érosion
ETNA	Erosion Torrentielle Neige et Avalanche
G-A	Green et Ampt
IGE	Institut des Géosciences de l'Environnement
INRAE	Institut National de Recherche pour l'Agriculture et l'Environnement
IRD	Institut de la Recherche et du Développement
LGGE	Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement
LTHE	Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement
MAE	Mean Absolute Error
MH	Mélé-Haoussa
MOA	Mousson Ouest Africaine
OMM	Organisation Météorologique Mondiale
POPT	Paramètres optimisés
RMSE	Root Mean Square Error
SED	Sédimentaire
SRGs	Stochastic rainfall generators
ST1	Croûte structurale à un micro-horizon
ST2	Croûte structurale à deux micro-horizons
ST3	Croûte structurale à trois micro-horizons
TipHyc	Exploring Tipping Points in the West Africa Hydrological Cycle

Tk	Tondikiboro
UGA	Université Grenoble Alpes
ZCIT	Zone de Convergence InterTropicale

INTRODUCTION GENERALE

Le Sahel, région géographique située à la lisière de la frange Saharienne, s'étend à travers plusieurs pays d'Afrique de l'Ouest, tels que le Sénégal, la Mauritanie, le Mali, le Niger, le Tchad et le Soudan. Le Sahel est confronté à des problèmes socio-économiques, environnementaux et sécuritaires ayant des répercussions importantes sur les populations locales et la stabilité régionale. L'insécurité alimentaire, la désertification, les déplacements de population et les conflits armés font partie des défis majeurs auxquels cette région est confrontée. Dans cette perspective, il devient crucial de comprendre et d'apporter des solutions durables aux problématiques complexes qui se posent dans cette région, en mobilisant les connaissances scientifiques, les politiques publiques et les actions de développement. Dans le contexte spécifique du Sahel, une région confrontée à des défis hydrologiques complexes, les enjeux liés à l'eau dans cette région semi-aride, tels que les fluctuations des précipitations, leurs redistributions par ruissellement de surface et la dégradation des terres, mettent en évidence la nécessité d'approfondir notre compréhension sur les processus hydrologiques.

L'eau présente à la surface de la Terre est soumise à différents phénomènes. Lorsqu'il pleut, le bilan hydrologique est intelligible : l'eau s'infiltré, s'évapore ou ruisselle. Ces trois destinations interagissent de manière complexe dont les enjeux revêtent une grande importance tant sur le plan environnemental que socio-économique. Sur le plan environnemental, la gestion efficace de l'eau de pluie est essentielle pour maintenir l'équilibre des écosystèmes. L'infiltration de l'eau dans le sol recharge les nappes phréatiques, favorise la croissance des végétaux et contribue à la préservation de la biodiversité. L'évaporation de l'eau régule le climat local et régional, influençant la formation des précipitations et les schémas météorologiques. Le ruissellement, quant à lui, peut entraîner l'érosion des sols, la dégradation des terres et la pollution des cours d'eau, menaçant ainsi la qualité de l'eau et les écosystèmes aquatiques.

Du point de vue socio-économique, la gestion adéquate du ruissellement et de l'eau de pluie revêt une importance capitale pour l'agriculture, la sécurité alimentaire et l'accès à l'eau potable. Le ruissellement contrôle la disponibilité de l'eau pour l'irrigation des cultures, tandis que l'infiltration de l'eau dans les sols est essentielle pour la recharge des réserves d'eau souterraines utilisées pour l'approvisionnement en eau potable. Seulement depuis les années 1960, malgré un déficit pluviométrique, des observations démontrent une augmentation du ruissellement phénomène connu sous le nom de « premier paradoxe hydrologique Sahélien ». En 1990 a eu lieu la reprise pluviométrique “durant laquelle le coefficient de ruissellement a continué d'augmenter malgré le reverdissement général du Sahel” (Decroix et al, 2018), nommé “second paradoxe Sahélien”. Depuis les années 90, nous constatons une augmentation des cumuls pluviométriques annuels qui semble être le fait d'une intensité des pluies plus importante lors d'événement en dépit de leurs occurrences.

Ainsi, comprendre les processus hydrologiques liés à la pluie, tels que l'intensité, sa distribution spatio-temporelle, l'infiltration, l'évaporation et le ruissellement, revêt d'une importance vitale pour relever les défis environnementaux, sociaux et économiques liés à l'eau.

En développant des modèles et des approches de gestion adaptée, il est possible de mieux anticiper et gérer les impacts de la pluie sur les ressources en eau, la biodiversité, l'agriculture.

Bien que ce stage soit spécifique à la zone sahélienne, différente des zones montagnardes dans lequel est spécialisé mon master, il existe néanmoins des liens conceptuels et méthodologiques pertinents. Pour de nombreuses raisons, cette expérience professionnelle a été pertinente dans le cadre de ma formation universitaire. Les deux contextes présentent des caractéristiques (topographiques, pédologiques, climatiques) spécifiques qui influencent le comportement hydrologique, bien que de manière distincte. Par exemple, les pentes raides et les canyons en montagne peuvent créer des débits de ruissellement élevés en raison de l'effet d'accélération gravitationnelle, tandis que dans le Sahel, les sols plats et la faible couverture végétale favorisent les flux de surface en raison de la faible infiltration et de quasi-absence de rétention d'eau. Par conséquent, en utilisant des outils de modélisation hydrologique adaptés, il est possible d'explorer et de comparer les mécanismes du ruissellement de surface dans ces deux contextes distincts. Il est important de souligner que l'hydrologie, en tant que science de l'eau qui repose sur des principes fondamentaux, est une discipline qui transcende les frontières géographiques. Les compétences que j'ai acquises lors de mon stage, telles que la programmation en langage Python, la calibration de modèle, la création d'algorithmes et l'analyse de données, sont des compétences méthodologiques et conceptuelles qui peuvent être appliquées indépendamment du lieu d'application. Je suis consciente que malgré les différences entre les environnements montagnards et le Sahel, les principes fondamentaux de l'hydrologie restent pertinents et applicables. Ce stage élargit alors ma vision de l'hydrologie et renforce ma capacité à m'adapter à des environnements géographiques diversifiés. Ce mémoire représente ainsi une opportunité précieuse pour souligner l'importance des compétences en hydrologie en tant que ressource polyvalente, tout en mettant en évidence la pertinence de ma recherche pour la compréhension du ruissellement de surface dans la région sahélienne.

STRUCTURE ET PROJET

Mon stage s'est déroulé dans les locaux de l'Institut des Géosciences de l'Environnement (IGE), laboratoire de recherche public spécialisé dans les Sciences de la Planète et de l'Environnement à Grenoble. Il a été créé le 1er janvier 2017 suite à la fusion des unités de recherche LGGE (Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement) et LTHE (Laboratoire d'étude des Transferts en Hydrologie et Environnement). En 2023, l'unité de recherche ETNA (Erosion Torrentielle Neige et Avalanche) a rejoint l'IGE, formant ainsi une unité mixte de recherche placée sous la tutelle du CNRS/INSU, de l'Institut de la Recherche et du Développement (IRD), de l'Université Grenoble Alpes (UGA), de l'Institut National de Recherche pour l'Agriculture et l'Environnement (INRAE) et de Grenoble-INP (Graduate schools of Engineering and Management Université Grenoble Alpes), au sein de l'Observatoire des Sciences de l'Université de Grenoble. L'IGE se consacre à la recherche sur le climat, l'impact humain sur notre planète et les risques environnementaux en combinant divers domaines scientifiques tels que la glaciologie, l'hydrologie, l'océanographie, la mécanique, les sciences atmosphériques et environnementales. Les travaux de l'IGE s'appuient également sur des approches interdisciplinaires et transdisciplinaires, intégrant les Sciences Humaines et Sociales (SHS) ainsi que la collaboration avec les acteurs socio-économiques. Cette approche holistique

permet à l'IGE de mieux comprendre les interactions complexes entre les systèmes naturels et humains, et d'apporter des réponses aux défis environnementaux auxquels nous sommes confrontés.

L'ANR (Agence Nationale de la Recherche), établissement public à caractère administratif placé sous la tutelle du ministère de l'Enseignement supérieur, de la Recherche et de l'Innovation, a été créée en 2005. Le principal objectif est d'accroître l'innovation permettant de renforcer le positionnement français à l'échelle européenne et mondiale. Ainsi, elle finance et promeut plusieurs projets comme le projet de recherche TipHyc (Exploring Tipping Points in the West Africa Hydrological Cycle) au sein duquel s'insère le stage. Suite à la grande sécheresse de la deuxième moitié du XX^{ème} siècle et malgré un déficit de précipitations, le ruissellement et les débits n'ont cessé d'augmenter (Mahé et Paturel, 2009). Cette évolution est attribuée aux changements de propriétés des bassins-versants dû à l'effondrement de la végétation et les changements d'occupation du sol. Depuis 1990, le couvert végétal s'est réinstallé (Brandt et al, 2016 ; Dardel et al, 2014) mais les débits ne cessent d'augmenter. Ce type de réponse hydrologique aux perturbations suggère un basculement de régime hydrologique. Identifier les seuils à ne pas franchir pour éviter des conséquences inacceptables (Steffen et al, 2015), ou inversement, les seuils qui pourraient entraîner des changements souhaitables (Torou et al, 2013), est crucial. Alors que l'anticipation de l'avenir est généralement basée sur une vision de changement progressif, la possibilité de changements abrupts devrait amener à une perspective différente. Le projet Tiphyc se concentre en Afrique de l'Ouest où neufs grands bassins versants sont considérés pour ces analyses (Figure 1). Ils sont sélectionnés en fonction de leur représentativité, du gradient du précipitation, du contexte géologique, des données de précipitations et de ruissellements disponibles depuis 1960 et du large éventail de types de couverture terrestre qu'ils présentent (cultures, stratification et densité de la végétation).

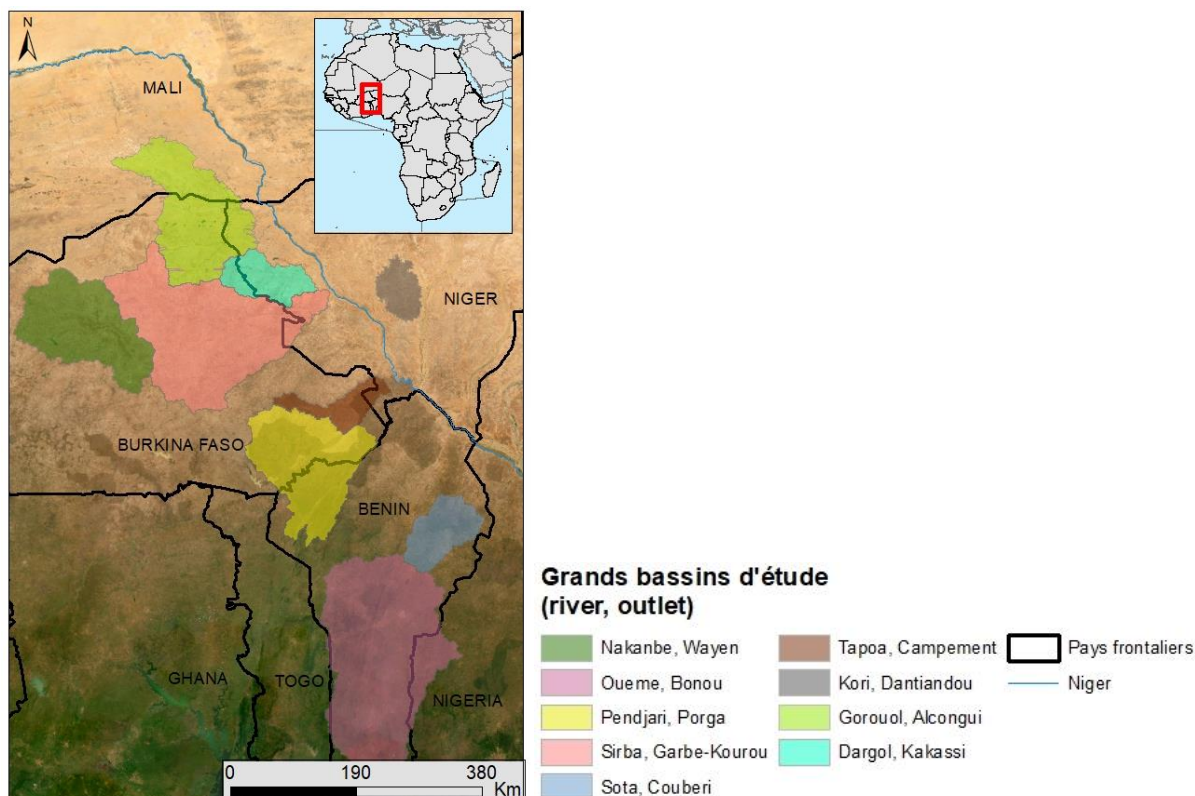


Figure 1 : Les bassins du projet Tiphyc

À partir de ces trois angles évoqués précédemment, et dans le but de décrypter les causes du changement hydrologique au Sahel, le projet Tiphyc s'oriente autour de trois questions :

- Q1 : comment identifier les changements de régime et les points de bascule dans le cycle hydrologique ?
- Q2 : les changements hydrologiques observés depuis 1950 en Afrique de l'Ouest sont-ils dus à des points de bascules ?
- Q3 : de tels changements de régime pourraient-ils se produire d'ici 2100, et quelles seraient les conséquences pour les ressources en eau et les risques hydrologiques dans cette région ?

La figure 2 illustre la structure du modèle Tiphyc qui permet de simuler l'évolution des bassins, en partant du principe que le modèle est dynamique et qui comporte des boucles de rétroaction. Plusieurs forçages externes pourraient accroître le phénomène de point de bascule hydrologique (changement d'état) : les précipitations annuelles, l'infiltration, le ruissellement qui auraient de graves conséquences sur la surface continentale comme le couvert végétal. Cette structure souligne et réinterroge les liens entre le cycle de l'eau et les surfaces continentales.

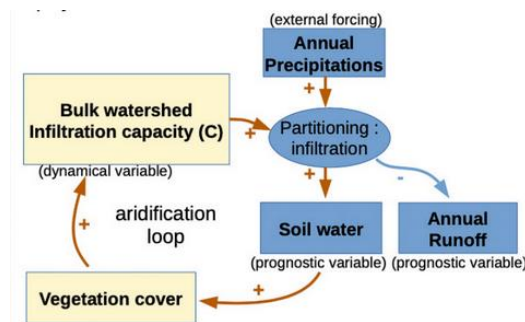


Figure 2 : Modèle schématique de TipHyc (D'après Wendling et al, 2022)

PROBLÉMATIQUE ET OBJECTIFS

Dans cette perspective et face à la « nouveauté » de ce climat tant fluctuant, l'objectif de cette recherche est *in fine* de développer puis d'intégrer le facteur « intensité des pluies » dans le modèle TipHyc. Ainsi, le fil directeur de ce travail s'oriente autour de la problématique suivante : **comment l'intensité des pluies peut-elle être prise en compte dans la modélisation annuelle climatique en contexte sahélien ?** Pour pouvoir étudier et répondre à cet objectif, trois principaux angles d'analyses ont été retenus.

Le premier objectif est la modélisation du ruissellement pour l'obtention de certains paramètres du modèle hydrologique Green et Ampt à partir des données de pluie et de ruissellement observés (axe 1). Cette analyse se réalise sur une échelle temporelle événementielle. Réalisée au cas par cas, cette étude concerne des sous-bassins-versants des bassins-versants de Tondikiboro et Mélé-Haoussa dont le choix se justifie par la relative « représentativité » du Sahel au regard des processus de point de bascule ayant (eu) lieu dans la frange sahélienne.

Le second objectif est fondé sur la recherche d'un indicateur de pluie qui ait une relation avec les coefficients de ruissellement (axe 2). La particularité de cet axe réside dans le fait qu'aucune relation dans les études n'a été communément admise d'une part, et qu'il est essentiel que cette relation entre la pluie et le ruissellement fonctionne indépendamment de la quantité de ruissellement, qu'il soit élevé ou faible. La mise en œuvre de cet axe repose sur un élargissement de l'échelle temporelle par rapport à l'axe 1, car les coefficients de ruissellement et l'indicateur sont à l'échelle annuelle.

Le troisième objectif énonce notre ambition finale, celle d'appréhender les coefficients de ruissellement dans les modèles climatiques futurs. L'indicateur obtenu dans le second objectif sera ici généralisé par différentes techniques d'optimisation. Une fois établie, une étude de sensibilité sera réalisée pour définir quel paramètre d'intensité des pluies aura le plus d'influence sur le ruissellement (axe 3).

STRUCTURE DU MÉMOIRE

La première partie de ce mémoire permet de définir les contours spatiaux afin de mettre en exergue notre contexte d'étude (I). Pour ce faire, la première sous-partie offre une vue d'ensemble du Sahel où l'enjeu est d'identifier les problématiques en proposant un « tableau général » des conditions climatiques et des connaissances sur ce milieu et de retracer la trajectoire temporelle (1.1). Cette sous-partie nous permettra de mieux appréhender le pays du Niger ainsi que la dynamique de la région de Tillabéry notamment sur le plan anthropique qui a de nombreuses conséquences sur le volet environnemental (1.2). Enfin, la troisième sous-partie clôt cette première partie en exposant la justification des petits bassins versants sur lesquels se concentre le premier objectif (1.3). Il s'agit donc dans cette partie de rendre compte de ce contexte spatial si singulier.

Le second objectif est de comprendre les contours théoriques de notre objet de recherche (II). Nous verrons que la formation du ruissellement conduit à de nombreux processus d'érosion, qui, eux-mêmes influent sur les propriétés des sols (2.1). Enfin, nous terminerons par l'étude des modèles hydrologiques (2.2).

La troisième partie de ce mémoire relate des méthodologies utilisées (III). Le premier point, essentiel, permet de poser les bases théoriques nécessaires à la compréhension des concepts clés utilisés dans notre étude (3.1). Nous nous attacherons ensuite à la présentation des données utilisées (3.2). La troisième sous-partie traite plus spécifiquement de la démarche appliquée dans ce travail en rendant compte des différentes méthodes utilisées (3.3). Les sous-parties 3.2 et 3.3 sont scindées en fonction des axes, car pour chaque axe les méthodes et les bases de données diffèrent.

La quatrième partie restitue les résultats obtenus selon chaque axe (IV). D'une part, nous analyserons la modélisation du ruissellement à petites échelles au travers du modèle Green-et-Ampt. Pour ce faire, nous rendrons compte des réponses hydrologiques ainsi que les paramètres du modèle obtenus à cette issue (4.1). Puis il s'agira de modéliser et de proposer différents coefficients de ruissellements à l'échelle annuelle afin de trouver un facteur de causalité entre l'intensité de pluies et les coefficients de ruissellement qu'importent leurs valeurs (4.2). Enfin, nous appliquerons une optimisation de ce facteur qui permettra de généraliser cette relation (4.3). Chaque sous-partie comporte une partie discussion.

I. Contexte de la zone d'étude

De la vaste étendue semi-aride du Sahel aux petits bassins versants qui la parcourent, notre zone d'étude est présentée dans cette partie depuis les échelles spatiales les plus larges jusqu'aux petits bassins versants afin d'offrir au lecteur une meilleure compréhension des particularités géographiques, climatiques, socio-économiques et écologiques qui peuvent influencer les résultats et les conclusions de ce travail. L'emboîtement des échelles favorise dans ce travail la comparaison et la possibilité de généraliser les résultats pour une meilleure compréhension globale des phénomènes étudiés.

1.1 Généralités et tendances de la zone Sahélienne

Le Sahel est une région où les dynamiques anthropiques, telles que la croissance démographique, l'expansion des terres cultivées et la déforestation, ont exacerbé les effets du changement climatique, conduisant à une détérioration de l'environnement et à une diminution des ressources naturelles.

a) Sahel : un état des lieux des aspects climatiques et végétales

L'Afrique occidentale est divisée en plusieurs **bandes bioclimatiques** axées Ouest-Est (Figure 3). Celle à laquelle nous nous intéressons se nomme le Sahel, située au sud du Sahara, cette frange forme la transition entre le climat désertique du Sahara, -isohyètes¹ entre 100 et 200 mm de précipitation annuelle (Capot-Rey, 1953 ; Quezek, 1965 ; Le Houerou, 1990)-, et le climat humide soudano-guinéen -isohyète 600 et 700 mm (Richard-Molars, 1949)-. Il est important de noter que ces valeurs ne correspondent pas aux chiffres exacts pour les zones mentionnées, mais plutôt aux limites démarquant ces zones climatiques. Le Sahara est un vaste désert chaud 8,6 millions de m² qui s'étend de l'Océan Atlantique jusqu'à la Mer Rouge et qui couvre une dizaine de pays. Il est caractérisé par un climat aride où les températures les plus extrêmes peuvent atteindre 50°C la journée et 0°C la nuit. Au sud de notre frange se trouve la zone soudanaise qui est elle-même au sud de la zone guinéenne. La zone guinéenne reçoit des précipitations abondantes avec une saison des pluies qui peut durer jusqu'à neuf mois. Ainsi au Sahel, les précipitations suivent un gradient nord-sud avec une quantité croissante du Nord vers le Sud de l'ordre de 1 mm/km environ (Lebel et al, 1992), en fonction du stationnement plus ou moins long de la ZCIT (Zone de Convergence InterTropicale). Il convient de noter que les variations climatiques et les conditions météorologiques interannuelles peuvent causer des écarts par rapport à cette tendance générale.

Le **climat** du Sahel est dicté par la ZCIT qui représente le contact d'une part de la masse d'air sec, qui est l'alizé continental provenant du Sahara, ici nommé l'Harmattan (souffle du Nord-Est vers le Sud-Ouest sur l'ensemble de l'Afrique de l'Ouest) ; avec la Mousson Ouest Africaine (MOA) qui est une masse d'air humide. Sa circulation a la particularité d'une symétrie zonale, elle est commandée par l'anticyclone des Açores (au Nord de l'équateur) et de

¹ Ligne géographique imaginaire reliant les points où une certaine valeur d'eau de pluie est la même sur une durée donnée

St Hélène (au Sud) ainsi que par la dépression thermique du Sahara. Cette mousson arrive au Sahel en Août et redescend en Guinée vers Novembre avec donc un gradient Nord-Sud. Les limites du Sahel ont fait l'objet de plusieurs propositions et peuvent reposer sur des critères d'ordre aussi bien hydrologiques, pluviométriques qu'économiques. La définition communément admise est celle des isohyètes qui prennent en référence la période humide. Le Sahel est ainsi marqué par un fort gradient longitudinal de précipitations avec 150 mm de pluies annuelles au nord contre 650 mm au sud, soit d'ordre de 1 mm par km (Lebel et al, 1992). Au Nord du Sahel, la saison des pluies dure environ deux mois contre cinq mois dans le Sud. Cependant le Sahel est confronté à de nombreuses perturbations aussi bien climatiques qu'anthropiques et ce, depuis les années 1950.

La **végétation** sahélienne est généralement caractérisée comme une steppe qui comporte des arbustes épineux dispersés au milieu d'une strate herbacée dominée par des plantes annuelles. La densité des arbustes augmente progressivement du nord au sud, en fonction de l'augmentation de la pluviométrie. La strate herbacée est majoritairement composée de graminées. La strate ligneuse est composée d'acacias mais aussi de la brousse tigrée, l'une des plus denses couvertures ligneuses, typique du milieu semi-aride (Annexe 1). Les arbres et arbustes n'excèdent en général pas cinq à huit mètres de hauteur. En termes d'**hydrographie**, le Sahel est traversé par quatre grands fleuves : le Niger, et le Sénégal à l'ouest, le Nil à l'Est et le Logone-Chari au centre. Le reste du réseau hydrographique est essentiellement composé de petits cours d'eau intermittents qui apparaissent seulement lors de la saison des pluies.

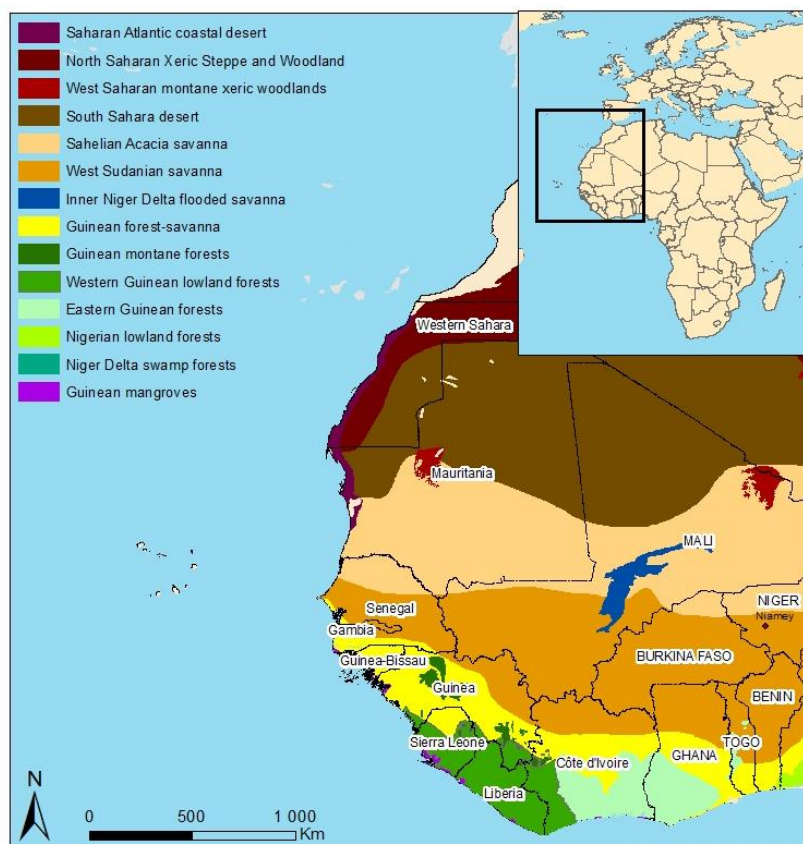


Figure 3 : Les différentes écorégions en Afrique en 2017 (Données : European Commission)

b) Sahel : tendances climatiques et dynamiques anthropiques

Cette partie s'intéresse aux grandes trajectoires temporelles passées retraçant l'évolution climatique du Sahel des années 1950 à aujourd'hui. Sa particularité climatique réside d'abord dans le fait que cette zone est inscrite temporellement au sein de trois périodes climatiques complexes et distinctes régies par différents processus.

La première période appelée « période humide », débute en 1950 et se termine en 1967 (cette date de fin est variable selon les secteurs de la zone). Cette appellation met en exergue une pluviométrie élevée. C'est à partir de 1960 que le ruissellement augmente, de manière différée en fonction de la géologie du substrat, sédimentaire en rive gauche du Niger et cristalline en rive droite et qui caractérisent respectivement l'endoréisme et l'exoréisme des écoulements. L'augmentation du ruissellement dans les zones exoréiques se manifeste par l'accroissement des crues car un substrat cristallin a une perméabilité faible tandis que dans les zones endoréiques, elle se manifeste par l'augmentation du nombre et la durée d'existence des mares ainsi que d'un rehaussement du toit des nappes phréatiques puisque la perméabilité est plus importante. Parallèlement, le défrichement débute pendant cette période, le drainage augmente et finalement apparaissent de nouveaux étangs.

La seconde période, la « grande sécheresse » débute à partir de 1968 et se termine aux alentours de 1990 C'est lors de cette période qu'a eu lieu le phénomène « le 1^{er} paradoxe sahélien ». Elle est caractérisée par un déficit pluviométrique le plus important jamais enregistré au cours de l'histoire du XX^{ème} siècle tant dans son intensité que dans sa durée (Hulme, 1996 ; Jones et Hulmes, 1996, Dai et al, 1998). Si la logique voudrait que cette dynamique se traduise par la baisse des ressources en eau, ce sont à la fois une augmentation des débits des rivières Sahéliennes, et un ruissellement 4 à 5 fois plus élevé qui ont été observés. Ce phénomène a été mis en évidence pour la première fois en 1987 par Albergel au Burkina-Faso et a été confirmé par Mahe et al (2002). Néanmoins, ce sujet suscite encore de nombreux débats quant aux causes de ce paradoxe. La figure 4 représente une analyse régionalisée des précipitations nommée « indice d'anomalie pluviométrique » développé par Lamb (1982). Cet indice est calculé selon l'équation suivante :

$$X_j = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^{N_1} \frac{r_{ij} - \bar{r}_i}{\sigma_i} \quad (\text{Eq. 1})$$

Avec r_{ij} comme la pluie mesurée en une année j à une station i . \bar{r}_i et σ_i sont des moyennes et écart-types des précipitations enregistrées à la station i et N_j est le nombre de stations présentant des valeurs pour l'année j .

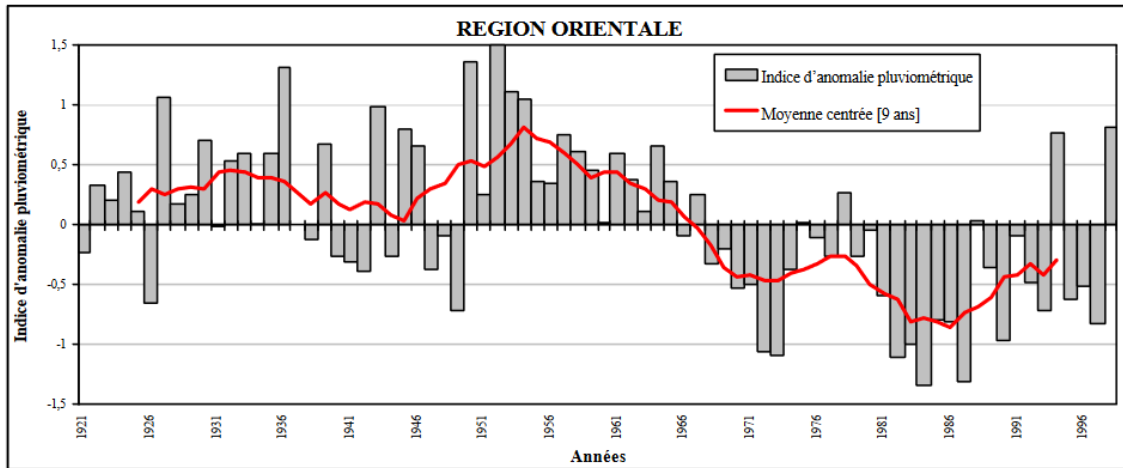


Figure 4 : Précipitations au Niger de 1921 à 2004 exprimées en fonction de l'indice d'anomalie pluviométrique » calculé sur 20 stations (D'après Ozer A., Ozer P. ; 2005). Ce diagramme est basé sur les pluies annuelles dans vingt stations au Niger. Les stations sélectionnées sont celles dont la pluviosité moyenne annuelle est comprise entre 100 et 700 mm. La méthodologie utilisée est celle de Lamb (1982).

Il est important de noter que la définition de la sécheresse varie en fonction des auteurs et donc sa durée temporelle n'est pas communément admise. Cette définition est propre à chaque discipline (climatologie, hydrologie, botanique, ...). Dans la Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification (PNUE / CCD 1995), la sécheresse désigne « le phénomène naturel qui se produit lorsque les précipitations ont été sensiblement inférieures aux niveaux normalement enregistrés et qui entraîne de graves déséquilibres hydrologiques préjudiciables aux systèmes de production des ressources en terre ». L'OMM (1966) définit la sécheresse de la manière suivante : « Absence ou déficit marqué prolongé des précipitations ». Ces définitions ne donnent pas de seuil à proprement parler à partir duquel on considérerait qu'il y a sécheresse.

Parallèlement, on observe une rétraction de la couverture végétale liée certainement à la sécheresse, mais aussi à la pression anthropique. En effet, la population ne cesse d'augmenter et donc une grande pression sur la végétation se manifeste pour répondre à ses besoins croissants : consommation de bois domestique, bois pour la cuisson, bois d'œuvre et défrichement massif pour la mise en culture des terres (Ozer et al, 2010). En mettant l'accent sur la déforestation, la population impacte divers processus et notamment :

- La diminution de l'apport de matière organique dans les sols et donc leurs appauvrissements chimiques.
- L'accroissement de l'érosion éolienne et hydrique et donc leurs réductions en volume
- La détérioration des conditions physiques (rétention d'eau), et chimique (acidité)
- Les impacts sur les processus biologiques (faune, litière, éléments nutritifs)

Un changement d'occupation du sol a accru la vulnérabilité des populations sahéniennes mais aussi celles des milieux et des ressources hydrologiques, pédologiques et végétales.

Suite aux sécheresses des années 1970 qui ont affecté la structure du sol et de la végétation, les terres agricoles se sont dégradées et sont devenues de moins en moins

productives par unité de surface. Pour augmenter les récoltes, les paysans ont exercé des pressions de plus en plus fortes sur ces terres en élargissant les surfaces cultivées, en diminuant la proportion et le temps des jachères et/ou en mettant en culture des espaces marginaux pour l'agriculture. Par conséquent, cela a modifié les états de surfaces du sol en faisant évoluer les états de surface initiaux, poreux et conductifs, vers des états plus imperméables et ruisselants à court ou moyen terme. La tendance à l'encroûtement² sur de vastes surfaces explique donc l'augmentation des écoulements malgré la baisse des pluies. S'ensuit alors une augmentation des coefficients de ruissellement par la modification des états de surface. Bien que la sécheresse puisse avoir contribué à l'augmentation des croûtes de surface et à la diminution de la végétation, la majeure partie de l'augmentation des coefficients de ruissellement est attribuable aux modifications d'origine anthropique, en particulier les changements d'occupation des sols. Ces activités humaines ont modifié la surface terrestre, entraînant des altérations significatives dans les processus d'écoulement et de drainage (Seguis et al., 2004 ; Li et al., 2007, Leblanc et al., 2008).

Enfin, la **dernière période** a eu lieu ces trente dernières décades et débute en 1990. Elle se caractérise par une augmentation des précipitations mais qui restent toujours inférieures à la période humide (Descroix et al, 2013). Cette augmentation des précipitations a pour conséquence depuis 2005, un reverdissement général des ligneux et des herbacés d'une part, puis du couvert forestier. Toutefois, il y a une augmentation encore plus accrue du ruissellement. La fréquence des inondations devient plus grande en raison de plusieurs facteurs anthropiques -l'urbanisation, l'accroissement de la vulnérabilité et de l'exposition- mais aussi hydrologique : débordement du fleuve et crues soudaines, drainage des eaux insuffisant. Cette période est également caractérisée par une augmentation du nombre d'événements pluviométriques extrêmes (Descroix et al, 2013 ; Panthou, 2013) dans le bassin du Niger-Moyen. Par exemple, Panthou (2013) a mis en évidence que la proportion du cumul annuel de précipitations associée aux événements extrêmes est passée de 17 % pour 1970-1990 à 19 % dans les années 1991-2000 pour finir à 22 % entre 2001 et 2010. Il en conclut alors qu'avec un déficit du nombre de jours pluvieux parallèlement à l'augmentation de la fréquence des précipitations journalières extrêmes, le climat tend à devenir de plus en plus extrême. Cette question d'intensification hydro-climatique au Sahel est actuellement étudiée. Les travaux de Taylor et al. (2017) fournissent les premiers indices permettant d'attribuer cette intensification au réchauffement climatique. De plus, il est suggéré que cette tendance devrait se maintenir et s'amplifier dans les prochaines décennies. La figure 5 représente les moyennes mensuelles précipitations de 2009 à 2020, le mois le plus pluvieux est en Août.

² L'encroûtement est un processus de dégradation des sols qui se traduit par la formation d'une mince couche superficielle imperméable pouvant réduire l'infiltration et entraver l'émergence des plantules (J.M.K. AMBOUTA, 1996, p.269)

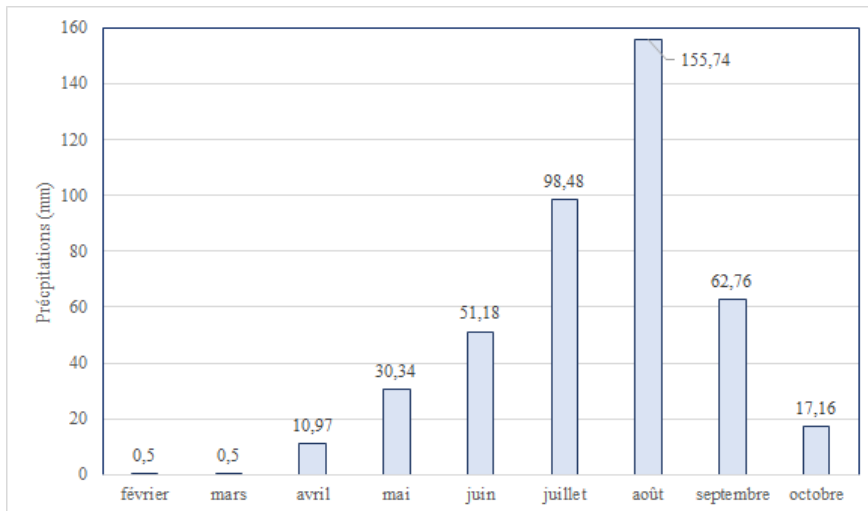


Figure 5 : Moyennes mensuelles de précipitations (en mm) de 2009 à 2020 à la station de Niamey (données AMMA-CATCH)

Finalement, le Sahel est caractérisé par trois périodes bien différenciées entre 1950 et aujourd'hui. Les conséquences du changement climatique sont multiples et variées mais leurs ampleurs et leurs natures exactes demeurent incertaines. Face à cette problématique complexe, les scientifiques s'attèlent à étudier attentivement la situation afin de mieux comprendre les effets du changement climatique dans la région. Cependant, celles-ci sont amplifiées par les actions et les pratiques anthropiques caractérisées par une croissance démographique, et des besoins allant de pair, continus.

1.2 Du Niger à la région de Tillabéry

a) Niger : géologie, relief et fleuve

Si nous retraçons l'histoire **géologique** du pays du Niger et plus particulièrement de sa partie occidentale (puisque le climat Sahélien n'est que présent dans cette partie), on constate qu'il est à cheval sur deux ensembles géologiques séparés approximativement par le fleuve du Niger. D'une part, le socle précambrien qui s'étend sur 250 000 km², situé au nord de la frontière du Burkina Faso jusqu'à l'Ouest du fleuve où se trouve le bassin de Liptako-Gourma, formé de roches cristallines (gneiss, granite, schiste, marbre, basalte, quartzite) sur la rive droite du fleuve du Niger. D'autre part, les formations sédimentaires (grès, argiles) du bassin des Iullemeden mis en place au début de l'ère tertiaire (Paléogène -65 à -25 millions d'années), situé en rive gauche du fleuve du Niger. Le bassin cristallin est exoréique contrairement au bassin du Iullemeden qui est endoréique et est marqué par une dégradation hydrologique (lessivage, baisse du niveau des nappes). Les cours d'eau s'écoulent vers des dépressions internes alimentant des mares temporaires après avoir satisfait les possibilités de ré-infiltration sur tout leur trajet jusque dans les lits sableux des ravines (Desconnets al., 1996) et forment ainsi plusieurs nappes aquifères superposées. Une nappe est présente dans chaque unité géologique qui représente des séries sédimentaires spécifiques dans la région sahélienne. Les trois subdivisions reflètent les variations dans les dépôts sédimentaires au fil du temps, ils sont appelés Continental Terminal (CT) 1, 2 et 3. Les deux nappes les plus profondes, appelées

nappes captives du CT1 et du CT2 se situent vers 120-150 m et 70-90 m de profondeur. Elles renferment des eaux fossiles âgées de plusieurs dizaines de milliers d'années. La nappe phréatique CT3 se trouve à des profondeurs de 20-40m. Quant au socle, les conséquences de l'accroissement du ruissellement entraînent crues et inondations.

En termes de **relief**, la zone d'étude est assez simple (Figure 6). Les zones où l'on trouve les altitudes les plus basses, environ 100-150 m, se trouvent dans la vallée du fleuve du Niger, ainsi que dans les zones où les cours d'eau sont temporaires. Cette vallée est principalement d'origine fluviale sous l'action de l'érosion du fleuve qui a progressivement creusé son lit à travers les roches sédimentaires. Les zones de hautes-altitudes sont situées à l'Ouest de notre zone d'étude, dans la partie amont du bassin au moyen Niger au sein de la région du Liptako. En contexte sédimentaire, les points les plus élevés sont situés sur des hauts-plateaux plats. Cet ensemble de plateaux se décompose sous forme de bandes et de buttes de tailles variables avec une pente entre 2% et 3%. Leurs sommets sont recouverts par des cuirasses ferrugineuses. De part et d'autre du fleuve, autour de 250 m d'altitude, se trouvent des plateaux occupés, en conditions naturelles, par de la brousse tigrée. Cependant, depuis 2 000 un tiers de ces surfaces est désormais cultivé pour le mil.

Le fleuve Niger est le troisième fleuve d'Afrique par sa longueur (4 200 km) après le Nil et le Congo. Il prend sa source sur le versant Nord de la dorsale Guinéenne à environ 800m d'altitude. Il traverse 9 pays et son bassin versant s'étend sur 1,2 million km². Le fleuve du Niger moyen est le produit de trois affluents de la rive droite située à l'amont de Niamey : Gourol, Dargol et Sirba qui prennent leur source au Burkina. Le Niger moyen produit deux crues. L'une appelée « crue locale » se manifeste pendant les mois d'août à septembre et est due aux apports provenant des « koris », petits cours d'eau intermittents et saisonniers. La deuxième nommée « crue guinéenne » se produit durant la période de novembre à mars et est le résultat des apports des affluents de Guinée. La sécheresse, depuis 1970, a entraîné des modifications de régime du fleuve. Le niveau des nappes a chuté dans les régions humides, entraînant une baisse accrue des débits du Niger (Mahé, 2009) mais paradoxalement les débits ont augmenté en région sahélienne causée par la dégradation des terres (Mahé et al., 2005). Le fleuve du Niger assure l'approvisionnement en eau d'une grande partie de la population mais est aussi l'objet de plusieurs autres usages : usages domestiques, irrigation, navigation, transports et pêches.

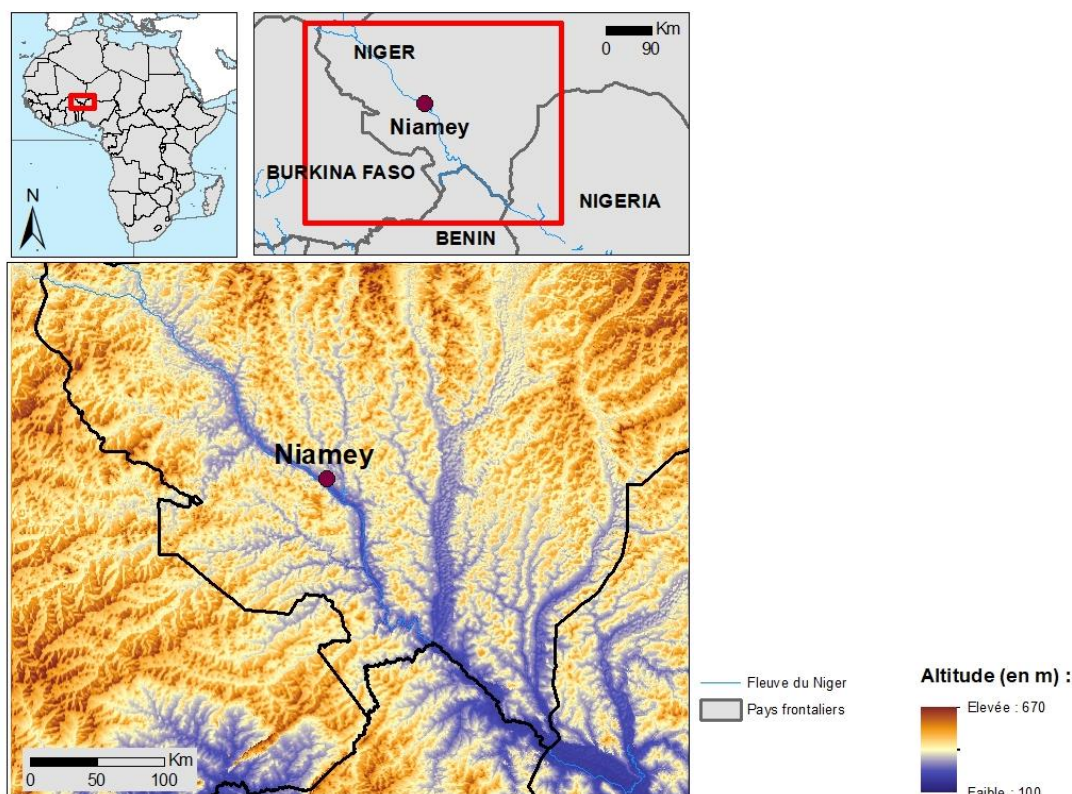


Figure 6 : Altitudes de la zone d'étude (Données : SRTM, 2008)

b) Tillabéry : croissance démographique et pression sur les terres : effet sur la dégradation des sols

Le Niger est un pays composé de huit régions dont celle de Tillabéry, située au Sud-Ouest du pays. La superficie de la région est de 97 251 km². Le Niger est le pays avec le taux de fécondité le plus important du monde (San Emeterio et al, 2013). En 1977, cette région comptait 928 849 habitants en majorité (96 %) en milieu rural. Le dernier recensement de 2012 a vu ce chiffre monter à 2 715 186 habitants, soit une densité moyenne de 28 habitants au km². L'effectif de la population de la région représente ainsi 16 % de la population du Niger. En l'espace de 35 ans, la région a donc enregistré une croissance de 292%. En l'espace de 35 ans, la région a donc enregistré une croissance de 292%. Entre 2006 et 2012, le taux de croissance démographique s'est maintenu en augmentation, aussi bien à l'échelle nationale que régionale (Tableau 1). En termes d'activité économique, ce ne sont pas moins de 90 % de la population qui vit de l'agriculture essentiellement pluviale. Ces chiffres supposent donc une pression importante sur les sols et sur la végétation. Compte tenu de l'accès, de l'exploitation agricole ainsi que de la baisse des cumuls pluviométriques ayant causé un déplacement des isohyètes vers le sud et des sécheresses, les habitants vivent à proximité du réseau hydrographique composé du fleuve Niger et le Dallol Bosso.

Tableau 1 : Croissance démographique au Niger et dans la région de Tillabéry de 2006 à 2010 (D'après San Emeterio et al, 2013)

	2006	2007	2008	2009	2010
Population rurale sur l'ensemble du Niger	10 853 747	11 159 734 + 2,81 %	11 469 060 + 2,77 %	11 782 106 + 2,72 %	12 099 248 + 2,69%
Région de Tillabéry	2 226 464	2 293 256 + 2,99 %	2 361 117 + 2,95 %	2 430 149 + 2,92 %	2 500 454 + 2,89 %

Au Niger, l'activité agraire est séparée en deux selon les isohyètes. Les cultures sont au Sud et les zones pastorales sont au Nord du pays. Tillabéry comptait environ trois quarts de sa superficie pour l'agriculture. Parallèlement, face à la sécheresse, les surfaces cultivables sont passées de 75% à 50%. Avec une constante croissance démographique, l'activité agricole s'intensifie et les pressions sur le sol sont de plus en plus importantes contribuant ainsi à remplacer les pratiques traditionnelles par l'intensification. Le système traditionnel, ici simplifié, peut se décrire de la manière suivante : ce sont de petites exploitations de monoculture d'un hectare cultivées pendant 3 à 5 ans puis laissées en jachère pendant des années (jusqu'à 20 ans), les techniques sont manuelles.

Pour faire face au déficit pluviométrique, la stratégie mise en place est la tendance à la polyculture où le système de production est extensif. Ce qui tend à étendre la superficie des terres qui consomment ainsi les espaces en jachère ainsi que les forêts. Une autre stratégie consiste à l'intensification de la pratique avec des mutations en termes de technicité : gardiennage privé d'animaux, épandage d'engrais manufacturé, tractions attelées. Le second facteur est à la fois climatique et pédologique. La diminution des précipitations et de la fertilité des sols tendent à faire diminuer la production et par conséquent, à se traduire par une extension des surfaces agricoles dans les zones jusque-là non-cultivées et par la réduction du temps de jachère. Ainsi, l'utilisation des terres en continu entraîne dans son sillage une dégradation physique des sols qui se traduit par leur encroûtement et par la généralisation du ravinement. Le stade final de la dégradation des sols est la croûte d'érosion (ERO) (cf 2.2.c). Si le lecteur souhaite avoir plus de détails sur l'agriculture et son intensification, il est invité à lire l'annexe 2 contenant davantage de détails.

Ainsi, notre zone d'étude est principalement composée de plateaux et de la vallée du fleuve du Niger. A l'Est de celui-ci, sur la rive gauche du fleuve, se trouve le bassin des Illumedens dont les cours d'eau temporaires n'atteignent pas la mer (endoréisme). La rive droite, à l'ouest du fleuve, cristalline est quant à elle exoréique. Ces systèmes (débit, durée des mares) fluctuent et parallèlement, l'accroissement démographique, la baisse des rendements agricoles liée à la sécheresse et à la diminution de la productivité sont les principaux facteurs entraînant l'extension des surfaces cultivées qui, désormais, se dégradent et conduisent à l'augmentation du ruissellement.

Ainsi, notre zone d'étude est principalement composée de plateaux et de la vallée du fleuve du Niger. A l'Est de celui-ci, sur la rive gauche du fleuve, se trouve le bassin endoréique des Illumedens, dont les cours d'eau temporaires n'atteignent pas la mer. La rive droite, à l'ouest du fleuve, cristalline est quant à elle exoréique. Ces systèmes (débit, durée des mares) fluctuent et parallèlement, l'accroissement démographique, la baisse des rendements agricoles liée à la sécheresse et à la diminution de la productivité sont les principaux facteurs entraînant l'extension des surfaces cultivées qui, désormais, se dégradent et conduisent à l'augmentation du ruissellement.

1.3 Echelle plus locale : Tondikiboro, Mélé-Haoussa et parcelles

Les sites, sur lesquels une partie de ce travail s'oriente, sont nommés Tondikiboro situé sur la commune de Diantandou dans le département de Kollo et Mélé-Haoussa qui appartient à la commune de Kourtey. Les données des parcelles utilisées ont été reprises de l'étude menée par C. Peugeot (1995), dans le cadre de son étude sur l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien.

a) Caractéristiques d'un bassin versant sédimentaire : Tondikiboro

Le nom de Tondikiboro est celui du village sur lequel est positionné le site d'étude. Il a été instrumenté dans le cadre du programme AMMA-CATCH (Analyse multidisciplinaire de la mousson africaine) dans le volet CATCH (Couplage de l'Atmosphère Tropicale et du Cycle Hydrologique) depuis 2004. Il se situe à 70 km à l'est de Niamey. Il se compose de deux bassins versants nommé Tondikiboro Nord (noté Tk Nord par la suite) et Tondikiboro Sud (Tk Sud noté Tk par la suite) (Figure 7). Ce site a été sélectionné car il comprend une diversité d'états de surface illustrée dans la figure 8 et répertoriée dans le tableau 2. Certaines de ses caractéristiques sont répertoriées dans le tableau 5. Nous disposons d'une série de mesures des pluies ainsi que du ruissellement couvrant la période 2005-2012 toutes les cinq minutes. Les pluies et les ruissellements sont mesurés à l'aide d'appareils appelées respectivement pluviographes et limnigraphes appelés "Tk Amont, Tk Aval, Tk Bodo".

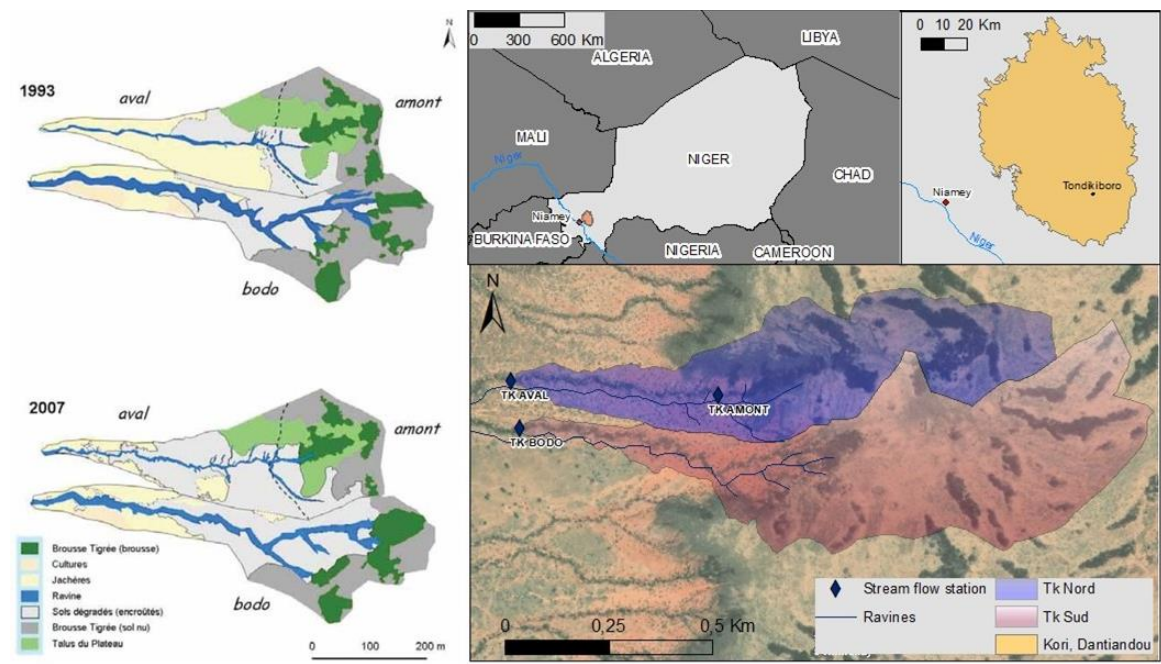


Figure 7 : Bassins Nord et Sud de Tondikiboro (carte de gauche, d'après Descroix et al, 2012) *Tk amont : 4.9 ha, Tk aval : 11 ha (aval emboîte amont), Tk bodo : 12 ha*

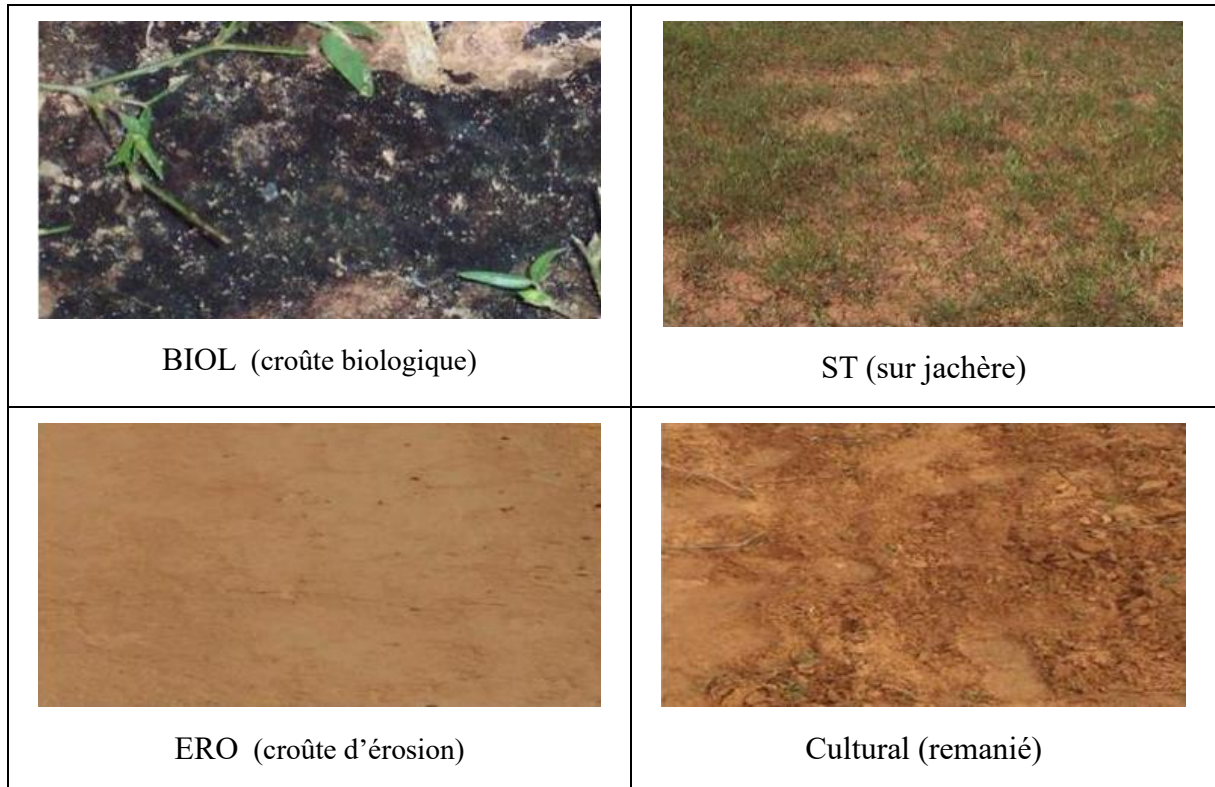


Figure 8 : États de surface sur le bassin sédimentaire de Tondikiboro (D'après Malam Abdou M., 2014)

Tableau 2 : Caractéristiques de Tondikiboro (D'après Malam Abdou M., 2014)

	Bassin TK Sud	Bassin Tk Nord
Biol (croûte biologique)	X	X
ERO (croûte d'érosion)	X	X
ST (jachère)	X	X
Cultural (champs cultivé -mil)	X	0
Note : X = état de surface présente sur le terrain 0 = état de surface non répertorié sur le bassin.		

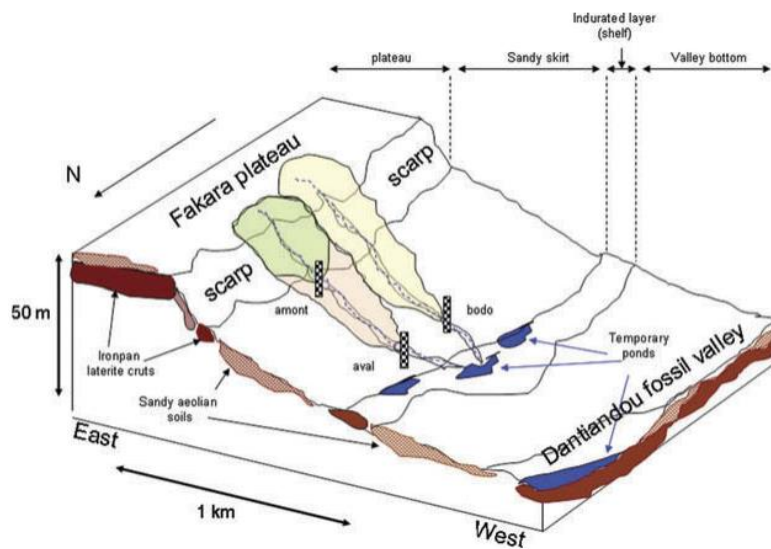


Figure 9 : Topographie de Tondikiboro (D'après Amogu et al, 2015)

Le bassin-versant de Tondikiboro se caractérise par la juxtaposition de trois unités paysagères (Figure 9). Les plateaux latéritiques qui culminent à environ 260 m d'altitude, sont formés de matériaux grésio-argileux du CT (correspondant aux dépôts placés au-dessus des formations marines du Crétacé, et qui sont tertiaires). La pente est très faible (0,6%). Destinée au pastoralisme, la végétation est caractérisée par la brousse tigrée alternant bandes boisées et plages nues. Les plateaux sont délimités par un talus d'éboulis à pente raide dans lequel les écoulements se concentrent pour créer des ravines. Du bas du talus d'éboulis jusqu'au bas-fond, s'étend un glaciais d'accumulation, qualifié aussi de jupe sableuse en raison de sa texture sableuse pauvre en matière organique.

Descroix et al (2012) ont réalisé une étude des états de surface du bassin de Tondikiboro (Tableau 3). Ils ont identifié qu'une importante partie des sols du bassin s'est dégradée : les sols encroûtés sont passés de 17 à 40% de la surface du bassin « nord » de 1993 à 2007, parallèlement à une intensification des surfaces cultivées. Cet encroûtement conduit à accroître

le coefficient de ruissellement (Souley Yéro, 2008 ; Amogu, 2009), la structure ERO étant constituée d'une pellicule d'épaisseur millimétrique quasi-imperméable. Tk Aval est constitué de sable, avec un sol beaucoup plus infiltrant, limitant donc le ruissellement de surface. La dernière colonne des données révèle que lorsque les débits augmentent, la durée pendant laquelle ils se manifestent, diminue considérablement. Ce phénomène témoigne d'une accélération des ruissellements, résultant de la diminution de la capacité de rétention en eau des sols. Cette baisse de capacité est principalement due à l'encroûtement des sols, qui altère leur capacité à absorber et retenir l'eau.

Tableau 3 : Evolution des écoulements de Tondikiboro sur les périodes : 1991-2014 et 2004-2010 (D'après Souley Yéro, 2008 ; actualisation des données de 2009 et 2010 par Decroix et al, 2012), *Aval et Amont constitue le bassin versant Nord et le bassin Bodo constitue celui du Sud.*

	Pluie en mm	Lame ruisselée en mm	Coefficient de ruissellement	Durée d'écoulement par heure par an
Tk Amont				
Moyenne 1991-1994	513	180	0,35	39,6
Moyenne 2004-2010	499	217	0,43	34,2
Tk Aval				
Moyenne 1991-1994	513	132	0,26	28,1
Moyenne 2004-2010	502	124	0,26	18,2
Tk Bodo				
Moyenne 1991-1994	485	185	0,38	44,2
Moyenne 2004-2010	493,8	233	0,47	25,9

b) Un bassin versant en contexte cristallin : Mélé-Haoussa

Ce site sur substrat cristallin est situé à 70 km au Nord-Ouest de Niamey dans la vallée du fleuve du Niger, occupé par des cultures pluviales/fluviales (Figure 10). Ce site est composé de deux bassins versants de même taille (5-6 ha) dont certaines caractéristiques sont répertoriées dans le tableau 5. Il a été instrumenté en 2011 dans le cadre de la thèse de Malam Abdou M. (2014) car il comprend une mosaïque d'états de surface observés et d'occupation du sol (Figure 11, tableau 4). Les mesures couvrent une période allant de 2011 à 2012. Ce site se caractérise par la juxtaposition de diverses unités morpho-pédologiques (Figure 12) dont les principales sont des buttes résiduelles et de longs glacis, entrecoupés souvent par des affleurements rocheux (dômes granitiques). Les formations pédologiques sont sableuses, avec toutefois une proportion limoneuse de l'ordre de 10%, ce qui les rend alors susceptible à l'encroûtement (Ambouta, 1994). Elles font 1 cm d'épaisseur et couvrent les altérites du socle cristallin (essentiellement granitique). Ces sols sont pauvres en argiles (moins de 2 %) et en matière organique (moins de

1 %) et sont, par conséquent, très sensibles à l'érosion hydrique et éolienne. L'espace agricole pluvial est composé d'aires cultivées et d'aires de mise en jachère (pour le bétail).

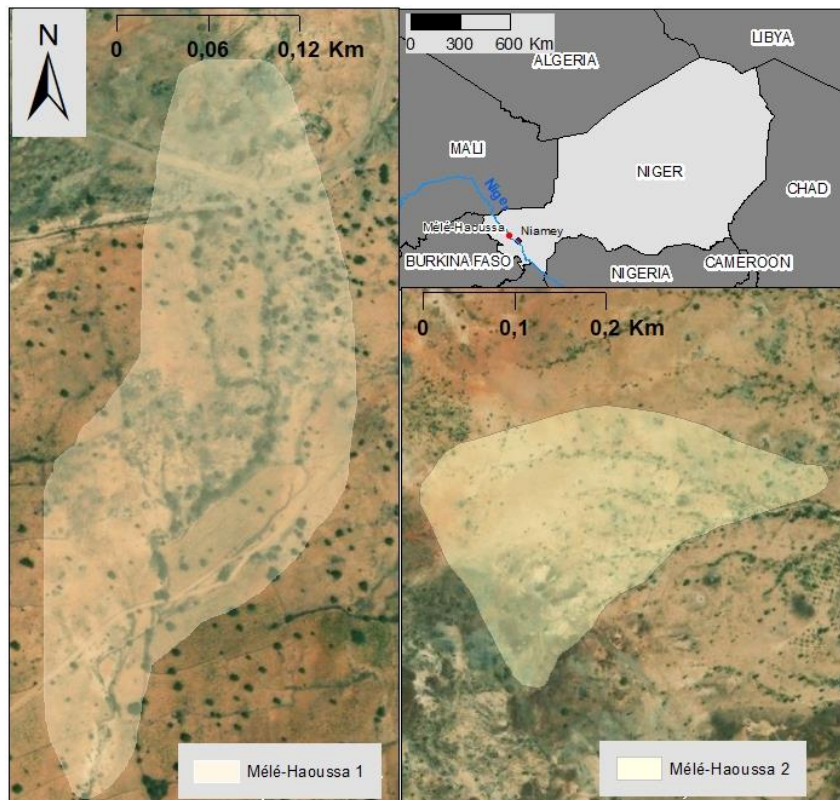


Figure 10 : Mélé-Haoussa 1 et 2

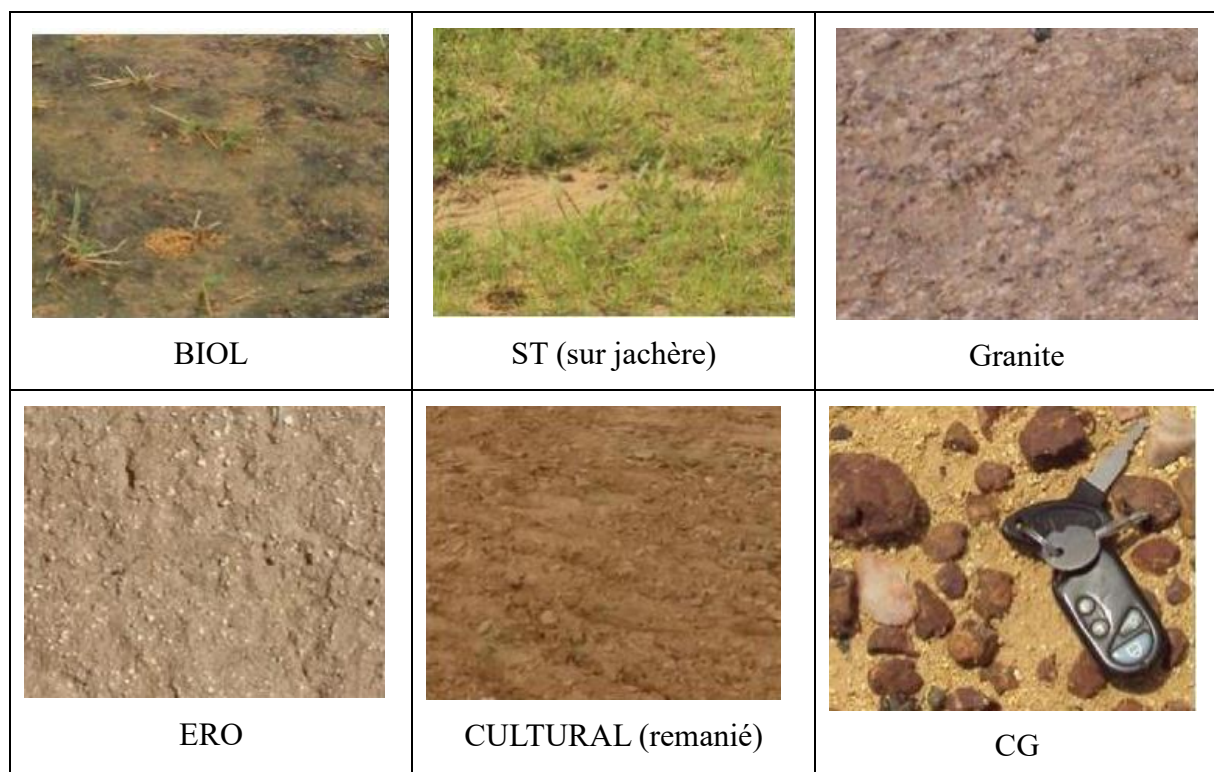


Figure 11 : États de surface sur le socle cristallin (D'après Malam Abdou M., 2014)

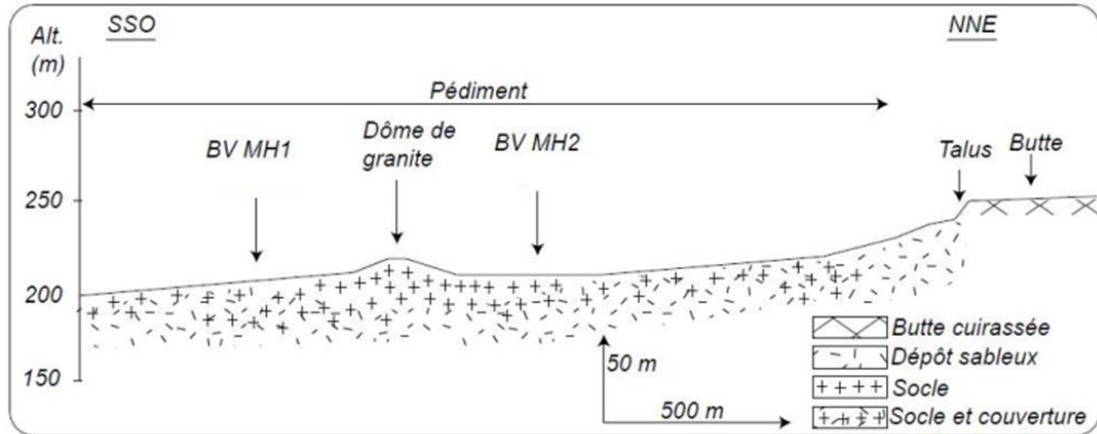


Figure 12 : Unités morphopédologiques et position des bassins versants de MH (D'après Malam Abdou M., 2014)

Tableau 4 : Etats de surfaces observées sur le socle cristallin (D'après Malam Abdou M., 2014)

Etats de surface	Bassin MH1	Bassin MH2
BIOL (croûte biologique)	X	X
ERO (croûte d'érosion)	X	X
ST (sur jachère)	X	X
Cultural champs cultivés -mil)	X	
CG (croûte gravillonnaire)	X	X
Granite	X	X
Note : X = état de surface présente sur le terrain = état de surface non répertorié sur le bassin.		

Tableau 5 : Caractéristiques des sous-bassins-versants (D'après Malam Abdou M., 2014)

Variabes	Tk Nord	Tk Sud	BVMH1	BV MH2
Longuer max (m)	1260	1480	476	420
Largeur max (m)	300	525	190	270
Périmètre (m)	3080	3860	1100	1150
Surface (ha)	23.4	34.7	5.49	6.7
Pente moyenne (%)	2.6	1.5	3.3	3.5

c) Parcelles en contexte sédimentaire

Les trois différentes parcelles sont situées dans le bassin versant de Banizoumbou, lui-même situé dans Tk à 65 km à l'Est de Niamey. Le tableau 6 regroupe quelques caractéristiques. La figure 13 représente le schéma d'une coupe transversale de la rive gauche du bassin-versant de Banizoumbou. Nous distinguons des caractéristiques de la région en débutant par l'amont jusqu'à l'aval. On observe d'abord le plateau cuirassé qui est occupé par la brousse tigrée, suivi du piedmont sableux où l'on trouve des zones agricoles, également connu sous le nom de jupe sableuse (selon Boulet, 1968). Puis, l'ourlet est caractérisé par des grands arbres (*Cassia sieberiana*) et d'arbustes (*Guiera senegalensis*, *Combretum micranthum*). Enfin, en aval, on trouve le bas-fond à partir duquel le kori de Banizoumbou s'écoule. Les parcelles expérimentales sont constituées d'un sol nu de plateau dit ici « ERO », d'une jachère ancienne, et d'un champ de mil cultivé. Les données ont été recueillies sur une période de deux ans, de 1992 à 1993.

En matière de conception (Figure 14), chaque parcelle est délimitée par une bordure métallique enfoncée de 5 à 10 cm dans le sol. Les parties en aval sont cimentées. Le dispositif de collecte des eaux de ruissellement fonctionne de la manière suivante :

- Lorsqu'il pleut, l'eau de ruissellement est acheminée vers les cuves de stockage situées dans la fosse en utilisant un dispositif convergent.
- La première cuve, ayant une capacité de 1 m³, est équipée d'un partiteur qui transmet le dixième du volume d'eau à une seconde cuve, tandis que les neuf dixièmes restants sont évacués par une rigole latérale.

Afin de protéger l'aval de la parcelle (composé de la dalle, de la fosse et des cuves) de la pluie, une toiture amovible est utilisée, et elle est retirée lors de la vidange des cuves. Cela garantit que seule l'eau de ruissellement provenant de la partie en sol naturel des parcelles est collectée. De cette manière, le dispositif permet de mesurer avec précision le volume total de chaque crue ainsi que les pertes en sol accumulées dans les cuves et sur la dalle. Pour une compréhension plus approfondie des détails concernant les parcelles étudiées dans le contexte de cette recherche, nous invitons le lecteur à se référer à la thèse de C. Peugeot (*Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in-situ et modélisation*, 1995).

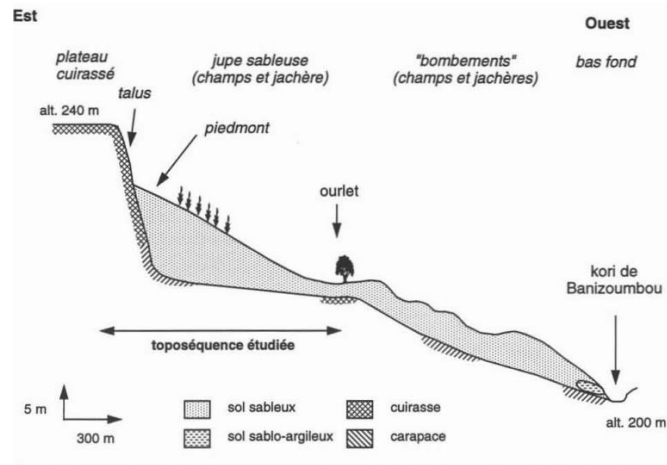


Figure 13: Coupe transversale schématique du bassin versant de Banizoumbou en rive gauche (D'après Couraule et al., 1990)

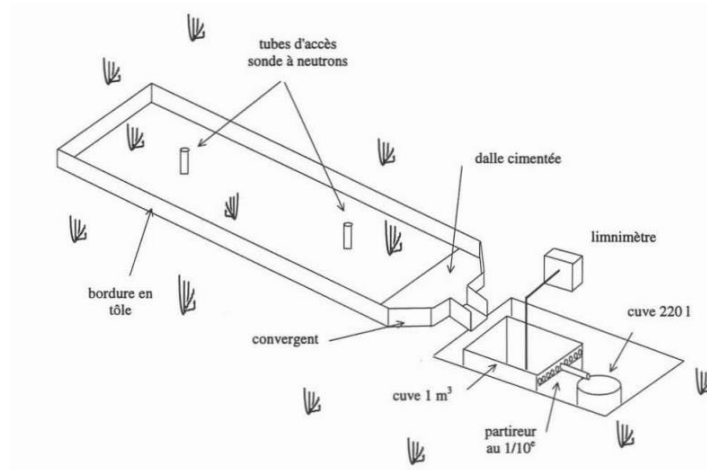


Figure 14 : Conception des parcelles (D'après C. Peugeot, 1995)

Tableau 6 : Caractéristiques des parcelles (D'après C. Peugeot, 1995)

Parcelles	Dimensions (m)	Surface (m ²)	Pente	Dispositif aval	Tube pour humidimètres
Ero	26 x 5	130	0.3%	Cuves et partiteur en 1992 Déversoir en 1993	3 tubes
Jachère	20 x 5	100	5.3%	Cuves et partiteur	2 tubes
Mil	20 x 5	100	4.7%	Cuves et partiteur	2 tubes

Conclusion :

Ce premier chapitre nous a permis de définir le cadre spatial dans lequel s'inscrit la problématique. À travers la première partie, nous avons pu retracer dans les grandes lignes l'histoire du Sahel et les dynamiques liées à la fois aux complexités climatiques et anthropiques auxquelles cette zone fait face. La seconde partie nous a permis de resserrer l'échelle conceptuelle pour mieux comprendre les tendances locales et notamment anthropiques. Enfin, la dernière partie sert à présenter les échelles les plus restreintes utilisées dans ce travail. Le déploiement graduel des échelles nous a permis d'intégrer progressivement les diverses complexités qui caractérisent le Sahel, nous éclaire la problématique sous différentes dimensions, et nous sert à mieux appréhender les axes de travail. La partie suivante est consacrée à appréhender l'objet d'étude sous un angle plus théorique.

II. Etat de l'art des connaissances théoriques dans le domaine de l'hydrodynamique

Cette seconde partie se donne pour objectif de mettre en lumière les avancées majeures dans la compréhension des processus hydrodynamiques, offrant ainsi une base solide pour appréhender les évolutions récentes des bassins-versants sahéliens. Afin de mieux appréhender l'hétérogénéité des sols, le lecteur est invité à se référer à l'annexe 3. Au travers des travaux scientifiques, nous verrons l'évolution des sols au Sahel et nous mettrons en évidence les conséquences de cette évolution sur les propriétés hydrodynamiques et notamment le ruissellement. Nous terminerons par la définition de modèle hydrologique utilisé pour la modélisation du ruissellement.

2.1 Genèse du ruissellement et systèmes d'érosion associés

a) Définition et formation du ruissellement

Le ruissellement de surface est généré selon deux mécanismes différents. Le premier est la classification d'Horton (1933) qui admet que le ruissellement se produit lorsque l'intensité des pluies est supérieure à la vitesse de l'infiltration. Le ruissellement de surface n'est généré que lorsque le sol est complètement saturé. Le second mécanisme est défini par Dunne et Black (1970). Ils admettent que le ruissellement de surface se produit lorsque le volume des précipitations est supérieur à la capacité de rétention de l'eau dans le sol. Pour ce faire, deux conditions doivent être réunies : la nappe doit être proche de la surface et des précipitations, bien que d'intensité réduite, arrivent à saturer le sol. Ainsi, la théorie d'Horton s'applique davantage aux sols glacis et celle de Dunne et Black pour les sols situés en fond de vallée. Le Sahel, zone où les nappes sont situées à plusieurs mètres de profondeur, la théorie d'Horton est mieux adaptée à notre zone d'étude. Plusieurs étapes interviennent pour la formation du ruissellement ainsi que sa mise en mouvement (Armand, 2009) :

1) La végétation existante

Une partie des précipitations sera renvoyée dans l'atmosphère par évaporation. Cela représente ce que l'on appelle l'interception (pertes par interception), qui désigne la proportion des précipitations qui n'atteint pas directement le sol (Cosandey et Robinson, 2000). En parallèle, une autre fraction atteindra la surface de manière différée, se produisant soit par égouttement des feuilles, soit par ruissellement le long des tiges ou troncs.

2) Ruissellement/infiltration

Selon les propriétés du sol et de sa structure, une partie de l'eau ruisselle lorsque l'autre s'infiltré. Ainsi, l'excès d'eau reste en surface.

3) Micro relief

Cet excès remplit ensuite les dépressions formées par le micro relief du sol. Il est formé d'irrégularités aléatoires telles que les mottes, les résidus végétaux... Mais il est aussi le produit de la rugosité créée par le passage des outils de travail du sol (rugosité orientée). Le volume d'eau pouvant ainsi être stocké correspond à la détention superficielle.

4) Topographie

La direction suivie par le ruissellement est fonction de la topographie de la zone d'étude. Une fois formé, l'excès d'eau mis en mouvement ruisselle de manière diffuse, mais de géométrie variée. Il peut également se propager de manière concentrée à la faveur des motifs linéaires naturels (talweg) ou anthropiques (fossés). La force tractrice exercée par le ruissellement sur son lit lui permet de former des mécanismes d'érosion ce qui se traduit par la formation de griffures, de rigoles ou encore de ravines.

De nombreux mécanismes interviennent dans l'érosion : désagrégation, transport, dépôt. Pour être transportés par le ruissellement ou le vent, les agrégats de terre doivent être fractionnés en microparticules pour devenir des sables, des limons, des argiles. Ensuite, soit ils sont réorganisés sur place ou bien transportés sur de faibles distances pour former des croûtes superficielles. L'état hydrique de la surface des sols avant les pluies conditionne la résistance du sol à la désagrégation. Par exemple, en climat tempéré, une pluie à intensité égale favorise l'encroûtement et l'érosion en été contrairement à l'hiver sur un sol humide. En zone sahélienne, ce sont les sables qui dominent et donc la matière organique des sols est pauvre. Ainsi, une faible diminution du taux organique entraîne une forte dégradation de la structure, la croûte représente le principal type de dégradation des sols.

b) États de surface et processus d'érosion

Bien que le sol puisse présenter des structures variées, Casenave et Valentin (1989, 1992) ont montré que ce sont les « états de surface » qui permettent le mieux de classer les sols d'après leur fonctionnement hydrique et leur évolution face à la sécheresse, la désertification et l'érosion hydrique et éolienne. Ils définissent un état de surface comme un état hydrologiquement homogène, soit l'organisation pelliculaire de la surface et le recouvrement végétal. Pour caractériser ces états de surface, ils ont identifié certaines caractéristiques du milieu qui influencent l'infiltration et le ruissellement :

- Le type de croûte (Annexe 4)
- La nature du milieu : naturel ou cultivé
- La porosité vésiculaire : Albergel et al (1986) ont montré une très bonne relation entre l'abondance de ces pores et le ruissellement.
- L'activité faunique : les vers créés de la porosité (Lavelle, 1983) tandis que la mésofaune détruit les croûtes.
- La charge grossière : constituée de particule >2 mm. Le plus souvent, cette charge s'accompagne d'un degré de réorganisation maximal. Les éléments grossiers sont, dans la majeure partie des cas, englobés dans une croûte à trois micro-horizons (Type ST3) très imperméables.
- Éléments modulateurs : où l'on compte la couverture végétale lorsqu'elle est $>50\%$, le microrelief, la texture du sol.

Ainsi, grâce aux critères évoqués précédemment, nous pouvons identifier 11 états de surface au Sahel dans la figure 15 :

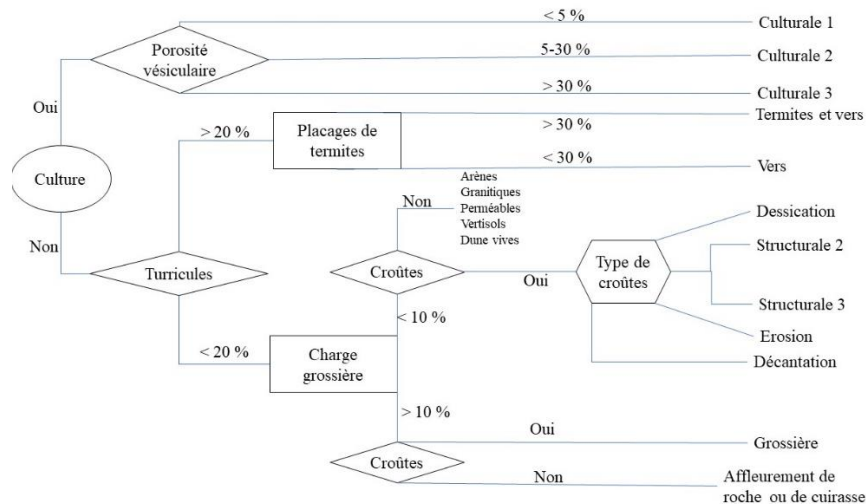
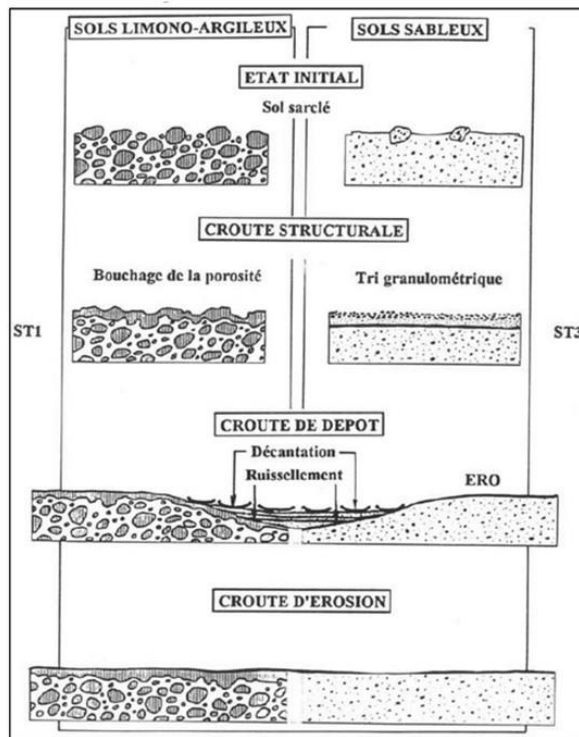


Figure 15 : Clés de détermination des types de surfaces élémentaires (D'après Casenave et Valentin, 1989)

Pour illustrer les étapes successives d'évolution des états de surface, Valentin et Bresson (1992) les ont illustrés sur sols sableux et limoneux en conditions climatiques tropicale et tempérée (Figure 16).



L'état initial correspond à un sol sarclé (de type cultural, remanié), pour un sol limoneux et un sol sableux.

Sous l'influence des pluies, le sol limoneux évolue pour former un état ST1 par colmatage composé d'une croûte superficielle avec une faible capacité d'infiltration. Les particules de sables se trient de manière décroissante avec les fines au-dessus pour former un état ST2 ou ST3.

Toujours sous l'influence des pluies, la croûte du sol limoneux se lissent. Le sol sableux forme une couche plasmique dû à la cohésion des fines.

Le sol limoneux se compacte de plus en plus pour former une croûte de type ERO tout comme le sol sableux après lessivage et/ou érosion éolienne.

Figure 16 : Evolution de deux sols pour, in fine, devenir encroûtés (d'après Valentin et Bresson 1992)

Par ailleurs, nous pourrions croire que laisser un sol en jachère permet d'enrayer l'encroûtement. Or, Ambouta et al (1996) ont mené une étude sur les sols en jachère, sableux fins du Niger. Il en a résulté que la mise en place de jachères sur des parcelles provoque de

sévères encroûtements. Les éléments fins éoliens sont déposés et piégés par la végétation. Lors d'événements pluvieux, ces derniers colmatent et viennent boucher les pores. Le deuxième facteur correspond à l'activité des termites qui est inefficace, car les nutriments s'appauvrissent. Sur l'échelle temporelle, de jeunes jachères sont donc inefficaces. Elle ne reste qu'optimale si sa présence est entre 4 à 7 ans puisque l'activité des termites reprend grâce à l'abondante biomasse qui se forme. Au-delà de cette tranche, la régénération s'arrête pour ensuite régresser.

La formation du ruissellement conduit ainsi à de nombreux processus d'érosion qui interviennent sur les propriétés hydrologiques des sols et qui, eux-mêmes influent sur la formation du ruissellement. Ce système, prenant en compte de nombreuses variables, forme des boucles rétroactions que les scientifiques ont tenté de modéliser. Ces nombreux modèles hydrologiques ont vu le jour à partir du XX^{ème} siècle.

2.2 Modèles hydrologiques

A travers un examen de la littérature scientifique, les auteurs démontrent que de nombreux modèles hydrologiques existent, chacun ayant ses spécificités, ses limites et ses domaines d'application. De nouveaux modèles, ainsi que des évolutions ou combinaisons de modèles existants, continuent d'émerger. Cela reflète alors la complexité de la discipline et l'absence d'un modèle universel. Dans cette partie, nous proposons d'abord de définir ce qu'est un modèle hydrologique. Dans un second temps, nous reprendrons la classification des différents types de modèles de Yonaba (2020), puis nous verrons la mise en place d'une modélisation hydrologique.

a) Qu'est-ce qu'un modèle hydrologique ?

Un modèle hydrologique est une représentation simplifiée d'un hydrosystème (WMO et UNESCO, 2012). Selon les travaux de Singh (1995), un modèle hydrologique est constitué de cinq éléments essentiels :

- La géométrie du système (ici le bassin-versant) : elle définit la configuration spatiale du bassin-versant étudié, c'est-à-dire les limites géographiques, la topographie, la distribution des cours d'eau et les caractéristiques du réseau de drainage.
- Les données d'entrée : elles comprennent toutes les informations nécessaires pour alimenter le modèle, telles que les précipitations, température, évaporation, les données sur l'utilisation des terres, les propriétés des sols, la végétation.
- Les lois ou équations traduisant les processus : elles peuvent être basées sur des principes physiques, des lois empiriques ou des relations statistiques.
- L'état initial et les conditions aux limites du système : le premier représente les conditions hydrologiques et/ou environnementales de référence de l'espace étudié. Les conditions aux limites décrivent les interactions du bassin-versant avec l'extérieur, telles que les débits entrants et sortants, les apports d'eau.

- Les sorties : les résultats du modèle, tels que les débits simulés, les volumes d'eau, les crues, les débits en aval.

Les modèles précipitations-ruissellements peuvent être construits selon différents processus mathématiques pour prédire un événement hydrologique selon des paramètres physiques et climatiques. Dans la plupart des cas, ces représentations sont grossières, mais permettent tout de même répondre aux problèmes hydrologiques tels que la gestion des inondations, l'irrigation, la conception d'ouvrages hydrauliques, les ressources ou les collectes d'eau potable etc. Avant d'utiliser un modèle hydrologique, il est nécessaire de répondre à certaines questions :

- Que fournit le modèle ?
- Quelles sont ces limites ?
- Quelles sont les hypothèses simplificatrices ?
- Quelles sont les données d'entrées ?
- Sur quoi doit-on travailler pour l'utiliser ?
- Quelle est sa précision ?

b) Classification des modèles hydrologiques

Pour classer les modèles hydrologiques, différents critères peuvent être utilisés. Le choix du modèle sera dépendant du contexte de modélisation et des réponses que l'on souhaite obtenir ainsi que les données disponibles.

Selon le lien que l'on souhaite entre les données d'entrées et de sorties, les modèles hydrologiques peuvent être classés en trois catégories : déterministes, statistiques ou mixtes. Dans un **modèle statistique**, le but est de faire ressortir des relations entre les données (physiographiques et météorologiques) et les réponses du système (bassin versant). Le but étant de trouver des corrélations, des probabilités entre les variables d'entrées et de sorties de bassins sans faire intervenir les processus physiques. Il s'agit donc de descriptions purement mathématiques qui permettent de définir le comportement d'un B-V sans pour autant l'expliquer. Dans un **modèle déterministe**, les variables d'entrée et les paramètres du système sont supposés être parfaitement déterminés ou déterminables. Ils se rattachent à des théories physiques et font intervenir des variables hydrologiques difficilement mesurables. Le nombre de paramètres d'entrée est réduit au maximum, ce qui peut entraîner une grande complexification du modèle. Ces deux formes de modèle tentent de simuler, sous forme physico-mathématique, les volumes ou les débits d'eau dans un bassin-versant. Ces relations sont valables d'un bassin à un autre, et ce sont les constantes qui varient d'un bassin à un autre pour représenter les caractéristiques de chacun. Cela rend alors le calibrage du modèle indispensable. De par la complexité des processus hydrologiques, ces paramètres, qui sont développés et force d'optimisation mathématique, ne peuvent avoir réellement un fondement physique. Une combinaison de paramètres fournissant la corrélation la plus pertinente est choisie mais les principes de l'hydrologie peuvent être parfois mal représentés. En plus de l'optimisation mathématique, les modèles restent imparfaits et les séries de données sont souvent erronées. Le bassin-versant est souvent appréhendé de manière à ce qu'il réagit uniformément dans l'espace et dans le temps. Nous avons donc à la fois des incertitudes sur la

représentativité des réels processus complexes, des imperfections dû au modèle et sur l'exactitude des paramètres choisis.

Suivant la description du processus, une autre classification des modèles peut être utilisée. Dans cette perspective, on distingue d'abord les **modèles dérivés des données**, qui peuvent être des modèles empiriques, des modèles à base d'hydrogramme unitaire, des modèles de régression et d'auto-régression linéaire, ainsi que des modèles non-linéaires basés sur les réseaux de neurones. Ces modèles établissent des relations entre les variables d'entrée connues et de sorties sans nécessairement tenir compte des lois et processus internes du bassin-versant (Horton, 1938 ; Holtan, 1961; Kostiaikov,1932). Leurs paramètres, identifiables à des variables hydrologiques, prennent des valeurs numériques qui dépendent essentiellement de la qualité de la reproduction. Les résultats sont souvent imprécis (Wheater, 2002). Ensuite, on trouve les **modèles dérivés des processus**, qui peuvent être des modèles physiques ou conceptuels. Les modèles physiques, contrairement aux modèles empiriques, s'appuient sur la connaissance physique du système et sur les lois de la physique pour tenter de décrire les mécanismes des écoulements internes au bassin versant. Les **modèles conceptuels** constituent une classe intermédiaire entre les modèles empiriques et physiques, car ils reposent sur une certaine conceptualisation du fonctionnement du système tout en faisant intervenir des relations empiriques pour le décrire comme les modèles CEQEAU (Morin et al. 1995) et TANK (Sugawara et al. 1984).

La troisième classification peut s'établir selon la représentation de l'espace, on distingue les modèles globaux des modèles distribués. Un **modèle global** considère qu'un bassin-versant est unique. Les liens entre les apports et les débits sont établis sur la base d'observations empiriques, sans nécessairement découler de lois physiques établies. Les équations utilisées ne prennent pas en considération les variations spatiales des processus, des données d'entrée, des conditions aux limites et des caractéristiques géométriques propres au bassin-versant (Singh, 1995 ; Gnouma, 2006). Le **modèle distribué**, de manière explicite, intègre les variations spatiales des processus, des variables d'entrée, des conditions aux limites et des caractéristiques propres au bassin versant (Gnouma, 2006 ; Rathjens et al., 2014). Néanmoins, il est important de noter que les modèles distribués sont susceptibles d'être sur-paramétrés, comme souligné par Gnouma (2006).

L'échelle temporelle d'opération distingue différentes catégories de modèles hydrologiques. Certains sont basés sur des **séquences événementielles**, se focalisant exclusivement sur la simulation des processus hydrologiques lors d'événements spécifiques, tels que les pics de crues. Leur fonctionnement est impulsé par les précipitations associées à ces épisodes, et exige l'introduction de données initiales concernant l'état du bassin, en particulier les conditions d'humidité antérieure du sol avant les pluies (Karambiri, 2003). En contraste, d'autres modèles, désignés comme "**continus**", embrassent une perspective de simulation hydrologique en flux continu, couvrant des périodes prolongées, y compris des phases de temps sec. Ces modèles permettent de surveiller l'évolution continue des variables d'état et des sorties sur une échelle temporelle plus étendue (Anctil et al., 2005). Cela nécessite nécessairement l'inclusion de processus tels que l'évapotranspiration, qui peuvent être négligés dans le cadre des modèles événementiels (Gnouma, 2006).

Ces quatre classifications offrent des perspectives variées pour modéliser les flux d'eau dans les bassins-versants, en tenant compte de la complexité des processus hydrologiques, des données disponibles et des objectifs de la modélisation. Cependant, chaque approche présente des avantages et des limites, soulignant l'importance d'une sélection judicieuse. Aucune représentation simplifiée du comportement hydrologique d'un bassin versant ne saurait prendre en compte toutes les interactions à toutes les échelles à cause de la complexité des phénomènes naturels. De nombreux facteurs peuvent influencer la capacité d'infiltration, comme les caractéristiques de surface du sol, la proportion de sol recouverte par la végétation, les propriétés hydrodynamiques du sol, c'est-à-dire, la conductivité hydraulique à saturation K_s , la relation $K(\theta)$, la courbe de rétention en eau du sol $\Psi(\theta)$, et la teneur volumique en eau initiale avant l'événement pluvieux θ_i . Le lecteur est invité à se référer au chapitre 3 pour plus de détails sur ces propriétés hydrodynamiques. Ces facteurs, qui déterminent le ruissellement de surface, doivent avoir une relation logique dans les modèles de manière à ce que les processus hydrologiques représentés soient dans les limites de l'acceptable. L'annexe 5 présente les diverses variables utilisées dans les modèles pluie-ruissellement. La sélection s'avère être une tâche peu aisée, au vu du nombre de modèles disponibles dans la littérature.

c) Mise en place d'une modélisation hydrologique

Une fois le modèle hydrologique sélectionné selon les objectifs et les données disponibles, il s'agit de faire une analyse de sensibilité des paramètres du modèle. L'objectif de cette étape est d'évaluer l'impact des changements des paramètres des données d'entrées sur les données de sorties (Pechlivanidis et al., 2011). L'analyse de sensibilité peut se réaliser de deux manières : l'analyse locale et l'analyse globale. L'analyse locale implique la modification d'un paramètre tout en maintenant les autres paramètres inchangés, afin d'examiner son impact sur les données de sorties. Cet impact peut être mesuré avec un coefficient de variation, le calcul d'un R^2 etc. L'analyse globale consiste à changer tous les paramètres du modèle. Pour ce faire, il est nécessaire d'utiliser des techniques d'échantillonnage aléatoires telles que celle de d'Hypercube Latin. L'analyse de sensibilité globale évalue les variations moyennes lorsque tous les paramètres sont modifiés. Par conséquent, il devient complexe d'assigner la variation dans les sorties du modèle à un paramètre particulier. Réaliser une étude de sensibilité sur le modèle initial avant de procéder à toute optimisation des paramètres, permet de comprendre comment les différents paramètres du modèle influencent la sortie sans aucune manipulation préalable. Cette approche peut être utile pour identifier les paramètres les plus influents et pour avoir une idée générale de la manière dont ils interagissent. Cela peut aussi aider à sélectionner les paramètres qui nécessitent une optimisation plus approfondie. Réaliser cette étude une fois l'optimisation réalisée, permet d'évaluer comment les paramètres optimisés réagissent aux variations. Cela peut vous aider à comprendre la stabilité de vos résultats optimaux et à évaluer la robustesse de votre modèle face aux incertitudes dans les paramètres.

Ensuite, l'étape du calage du modèle intervient. Le calage consiste à ajuster les paramètres du modèle afin que les simulations soient à l'image des observations. La figure 17 illustre le processus de calage :

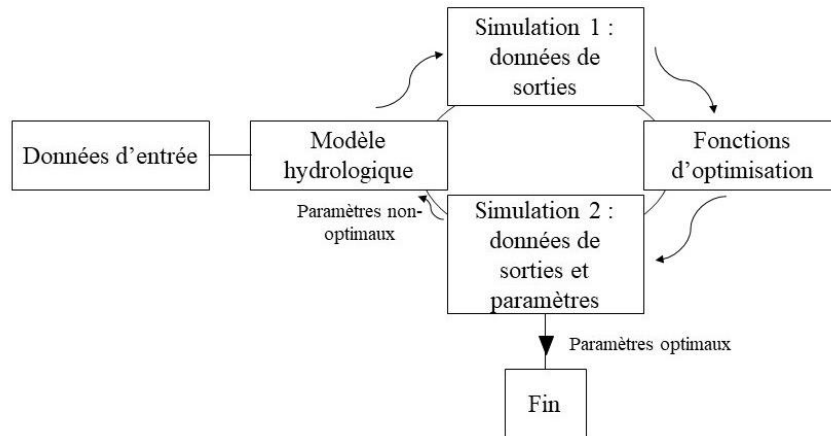


Figure 17 : Processus de calage

Cette étape peut être manuelle ou automatique. Pour la phase manuelle, le modélisateur répète le processus essai-erreur jusqu'à ce qu'il soit satisfait. Autrement dit, il analyse les résultats précédents et modifie les paramètres afin d'améliorer les résultats. Le calage automatique est réalisé selon des algorithmes d'optimisation qui sont lancés et qui évaluent le modèle selon des critères de performance. Toutefois, il ne peut pas totalement substituer à la prise de décision humaine, elle peut être terminée manuellement par le scientifique. Les critères de performances sont des mesures qui permettent d'évaluer la différence entre les données observées et les données modélisées. Le tableau suivant représente une liste des critères de performances :

Tableau 7 : Les critères de performances (D'après Gbohoui P., 2021)

Critères de performances ou fonction objectif	Observations
$R^2 = \frac{[\sum_i(Q_{o,i} - \bar{Q}_o)(Q_{s,i} - \bar{Q}_s)]^2}{\sum_i(Q_{o,i} - \bar{Q}_o)(Q_{s,i} - \bar{Q}_s)]^2} \quad (Eq. 2)$	$R^2 \in [0; 1]$; 1 indique une bonne corrélation ($Q_o = Q_s$)
$NS = \frac{\sum_i(Q_{o,i} - Q_{s,i})^2}{\sum_i(Q_{o,i} - \bar{Q}_s)^2} \quad (Eq. 3)$	$NS \in] - \infty; 1]$; $NS = 1 \Rightarrow Q_o = Q_s$
$PBIAS = 100 \frac{\sum_i(Q_{o,i} - Q_{s,i})^2}{\sum_i Q_{o,i}} \quad (Eq. 4)$	$PBIAS \in] - 100; 100[$; $PBIAS \Rightarrow 0$ pas de biais entre moyenne simulée et observés; $PBIAS < 0 \Rightarrow$ surestimation et $PBIAS > 0 \Rightarrow$ sous-estimation
$KGE_{2009} = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + \left(\frac{\sigma_s}{\sigma_o} - 1\right)^2 + \left(\frac{\bar{Q}_s}{\bar{Q}_o} - 1\right)^2} \quad (Eq. 5)$	$KGE \in] - \infty; 1]$; $KGE = 1 \Rightarrow Q_o = Q_s$
$KGE_{2012} = \frac{1}{1 - (r - 1)^2 + (\sigma_s Q_s \bar{\sigma}_o \bar{Q}_o - 1)^2 + (\bar{Q}_s Q_o - 1)^2} \quad (Eq. 6)$	$KGE \in] - \infty; 1]$; $KGE = 1 \Rightarrow Q_o = Q_s$
$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_o - Q_s)^2} \quad (Eq. 7)$	$RMSE \in]0; +\infty[$; $RMSE = 0 \Rightarrow Q_o = Q_s$
$RSR = \frac{RMSE}{\sigma_s} = \frac{\sqrt{\sum_i(Q_o - Q_s)_i^2}}{\sqrt{\sum_i(Q_{o,i} - \bar{Q}_o)^2}} \quad (Eq. 8)$	$RSR \in]0; +\infty[$; $RSR = 0 \Rightarrow Q_o = Q_s$

R^2 : coefficient de détermination ; NS : Critères de Nash-Sutcliffe ; PBIAS : Pourcentage de biais ; KGE : Critère d'efficacité de Kling-Gupta ; RMSE : Erreur quadratique moyenne ; RSR : Rapport de l'erreur quadratique moyenne (RMSE) à l'écart type de données mesurées ; Q_o et Q_s indiquent respectivement les valeurs observées et simulées ; \bar{Q}_o et \bar{Q}_s ; σ_o et σ_s sont les écarts types des variables observées et simulées respectivement, r est e coefficient de corrélation linéaire entre valeurs observées et simulées.

Enfin, la dernière étape consiste à valider le modèle afin d'évaluer sa robustesse. Dès l'optimisation, l'échantillon de données d'entrée doit être séparé en deux (*split*). Bien qu'il n'existe pas de consensus, le ratio le plus utilisé semble être 70% en calage (entraînement) et 30% en validation (test). Cela créer un moyen de tester le modèle sur des données qu'il n'a pas encore "vues". Cela simule la situation dans laquelle le modèle est utilisé pour prédire de nouvelles données, ce qui est une évaluation plus réaliste de sa performance.

Conclusion :

Un sol est une surface présentant de nombreuses caractéristiques et propriétés qui sont hétérogènes dans l'espace et dans le temps. Pour la modélisation, il est nécessaire de prendre en compte ces caractéristiques et de réfléchir non seulement à la représentativité, mais aussi à l'échelle que l'on souhaite travailler. Cependant, au Sahel, la texture des sols est considérée comme étant homogène du fait de leur constitution majoritairement composée de sable, ce qui peut d'une certaine manière faciliter notre travail. Depuis le XXème siècle, de nombreux modèles hydrologiques ont été proposés prenant en compte différentes variables parmi la multitude qu'il en existe. Dans notre travail, nous nous concentrons sur la variable intensité des pluies, qui joue un rôle fondamental sur la formation du ruissellement, afin de l'intégrer dans le modèle Tiphyc.

III. Méthodologie

Cette troisième partie est consacrée aux choix méthodologiques relatifs à la modélisation du ruissellement et la recherche d'un indicateur généralisé via l'intensité des pluies. Après avoir défini les connaissances et les modèles hydrologiques mobilisés dans ce travail et nécessaires pour sa compréhension, nous allons présenter les données utilisées reposant sur différentes échelles spatio-temporelles. Finalement, les méthodologies utilisées pour répondre aux finalités plurielles seront exposées.

3.1 Point sur les notions utilisées dans ce travail

a) Élément de pédologie

Nous allons introduire les notions générales du sol avant de s'intéresser aux notions purement hydrodynamiques. Rappelons qu'un sol est un milieu triphasique : phase solide, phase liquide, phase gazeuse. L'interaction entre ces trois phases est complexe et est influencée par des facteurs tels que la texture, la structure du sol et les états de surface (Casenave et Valentin, 1989, 1992). Comprendre les propriétés et les interactions de chaque phase est essentiel pour étudier les processus du sol, tels que l'érosion, la rétention d'eau, l'infiltration et le ruissellement. Les caractéristiques des phases liquides et solides peuvent être quantifiées à travers différentes mesures, notamment :

- Le volume (V) qui est défini comme l'espace occupé par le matériau. Le volume total d'un bloc (V_t) s'écrit :

$$V_t = V_a + V_w + V_s \quad (\text{Eq. 9})$$

Avec les volumes d'air (V_a), d'eau (V_w), de solide (V_s). Le résultat s'exprime en m^3 .

- La masse (M) d'un solide fait référence à la quantité de matière présente dans le matériau. La masse totale d'un bloc (M_t) s'écrit :

$$M_t = M_s + M_w \quad (\text{Eq. 10})$$

Avec la masse du solide (M_s), et la masse de l'eau (M_w). Le résultat s'exprime en kg.

- La masse volumique (ρ) : la masse volumique représente la masse d'un matériau par unité de volume. Par exemple la masse volumique d'un solide s'écrit :

$$\rho_s = \frac{M_s}{V_s} \quad (\text{Eq. 11})$$

Le résultat s'exprime en kg/m^3 .

- La porosité (ϕ) : représente la part du volume total du sol occupée par les vides. C'est donc le rapport du volume des vides sur le volume total, ou encore la somme du volume de l'air et de l'eau sur le volume total. Elle varie entre 0 et 1, 0 = absence de vide ; 1 =

absence de sol. En pratique, elle se situe entre 30 et 60%. La porosité et la masse volumique sèche sont étroitement liées.

$$\varphi = \frac{Vv}{Vt} = \frac{Vt - Vs}{Vt} = 1 - \frac{Vs}{Vt} \quad (Eq. 12)$$

- L'indice des vides (n) : est une mesure complémentaire à la porosité qui représente la fraction de volume des pores par rapport au volume solide.

$$n = \frac{Vv}{Vs} = \frac{Va + Vw}{Vs} \quad (Eq. 13)$$

La phase liquide est caractérisée par la teneur en eau volumique (θ), qui désigne à un moment donné la quantité d'eau dans une portion de sol donnée. Nous l'obtenons l'équation suivante :

$$\theta = \frac{Vw}{Vt} \quad (Eq. 14)$$

Avec Vw comme le volume d'eau (m^3) et Vt comme le volume total du sol (m^3). Le résultat s'exprime en m^3 par m^3 . Lorsque tous les pores sont saturés en eau, nous utiliserons le terme de teneur en eau à saturation noté θ_s .

Cette brève mise au point sur les notions de base d'un sol nous permet à présent d'identifier des notions d'hydrodynamiques. Une des notions importantes est celle de la conductivité hydraulique notée K . Elle désigne l'aptitude d'un milieu poreux à laisser passer un fluide sous l'effet d'un gradient de pression. Elle est exprimée en mm/h. On notera K_{sat} la conductivité hydraulique à saturation. Elle dépend très fortement du type de sol, par exemple elle sera élevée dans les textures grossières tels que les sables et faible dans les fines comme l'argile. Elle dépend aussi de la structure du sol. Elle est très fortement liée à la teneur en eau et au potentiel matriciel (paragraphe suivant), ainsi elle s'exprime en fonction de θ (teneur en eau) ou en fonction de h (potentiel matriciel). On la retrouvera alors souvent écrite $K(\theta)$ ou $K(h)$. La conductivité hydraulique peut-être décrite par la loi de Darcy généralisée (Darcy, 1856) :

$$\vec{q} = -K(\theta) \vec{\text{grad}H} \quad (Eq. 15)$$

Où \vec{q} est le flux d'écoulement ; $K(\theta)$ est la conductivité hydraulique variant fortement en fonction de la teneur en eau volumique et $\vec{\text{grad}H}$ comme le gradient de charge hydraulique.

L'énergie potentielle massique est définie comme la quantité de travail par unité de masse d'eau nécessaire pour transporter une quantité inestimable d'eau depuis un état de référence à

un point donné. Dans ce travail, l'état de référence se définit comme une eau libre. Les forces qui influent sur l'énergie potentiel de l'eau dans un milieu poreux sont :

- La force capillaire et d'absorption, force de gravité, force de pression hydrostatique, force de la phase solide.
- Nous avons également la force barométrique, force osmotique.

Pour un milieu non-saturé, nous pouvons donc admettre que le potentiel de l'eau (ψ_w) est égal à la somme de ces composants qui sont : potentiel gravitationnel, potentiel de pression (à la fois potentiel hydrostatique et potentiel matriciel), potentiel osmotique, potentiel géostatique et le potentiel barométrique.

Le potentiel gravitationnel (z) est induit par la force de gravité s'exerçant sur de l'eau. Il représente l'énergie nécessaire pour mouvoir une quantité d'eau d'une certaine hauteur à une hauteur 0.

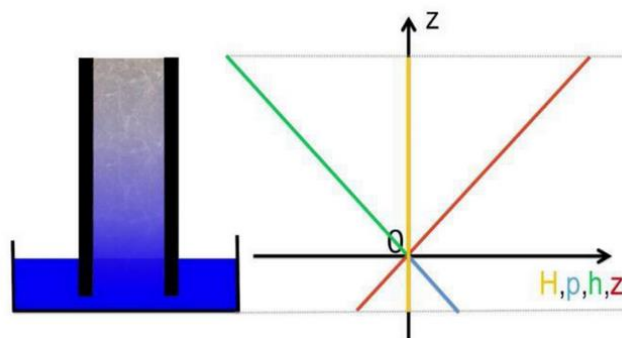
Pour le potentiel de pression (ψ_p) dans un sol saturé, la pression hydrostatique est inférieure ou égale à 0, alors elle se nomme charge hydrostatique (p). Dans un sol non-saturé si le potentiel de pression est supérieur à 0, il se nomme potentiel de pression matricielle qui s'écrit (h) exprimé en mètre d'eau.

Ainsi, nous pouvons écrire :

$$H = h + p + z \quad (Eq. 16)$$

Avec la charge totale de l'eau (H), la charge matricielle (h), la pression hydrostatique (p), la charge de la pesanteur (z).

Pour illustrer les propos précédents, admettons une colonne d'eau (Figure 18) :



z : varie proportionnellement à la hauteur d'eau.

p : en dessous de la référence (0) elle est présente et augmente avec la profondeur.

H : sa valeur est nulle car il n'y a pas de mouvement.

h : on sait qu'au-dessus une nappe h et z sont égal à H donc on peut en déduire que h

sera une droite de pente $-1 = h = -z$

Figure 18 : Exemple de la distribution des composants du potentiel dans une colonne d'eau (d'après MOOC « l'eau et les sols », 2017)

Il existe une relation entre la charge matricielle (h) et la teneur en eau volumique (θ), cette relation est appelée la courbe de rétention. Elle est aussi appelée courbe de pression capillaire. D'après Van- Genuchten (1980), elle s'écrit :

$$\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} = 1 + \left\{ \left(\frac{h}{h_g} \right)^n \right\}^{-m} \quad (Eq. 17)$$

Avec θ_r comme la teneur en eau résiduelle, h_g est un paramètre d'échelle ayant la dimension d'une longueur, n et m sont deux paramètres de forme, sans dimensions et liés par la condition de Burdine (1953) :

$$n = \frac{2}{1 - m} \quad (Eq. 18)$$

La courbe de conductivité est une représentation des relations entre la conductivité et deux variables clés : la teneur en eau (θ), et le potentiel hydrique (h). Ces courbes, notées $K(\theta)$ et $K(h)$, décrivent les variations de la conductivité dans le sol. Leurs variations ne sont pas linéaires, ces courbes montrent des comportements spécifiques :

$$K(\theta_s) = K_s \quad (Eq. 19)$$

Avec K_s comme conductivité à saturation.

Enfin, une dernière notion utilisée dans ce travail est le coefficient de ruissellement/écoulement. Ce coefficient est utilisé pour quantifier la proportion des précipitations qui se transforme en ruissellement à la surface du sol et permet de quantifier la réponse hydrologique d'un bassin-versant. Ce coefficient représente la part des précipitations qui n'est pas absorbée par le sol et qui s'écoule directement. Il se calcule par le rapport entre la lame ruisselée (Lr), c'est-à-dire la quantité d'eau qui s'écoule à la surface. La lame ruisselée se calcule en rapportant le volume ruisselé sur la superficie. La notation de ce coefficient change selon la temporalité : la notion de Ke est utilisée lorsqu'on est sur une temporalité annuelle, et Cr dans le cadre d'événement. Le coefficient de ruissellement se calcule de manière suivante :

$$Ke = \frac{Lr}{P} \quad (Eq. 20)$$

Avec Lr (mm) pour la lame ruisselée et P (mm) pour la hauteur de pluie.

Le coefficient de ruissellement dépend de plusieurs facteurs, tels que la texture et la perméabilité du sol, la pente du terrain, la végétation et les conditions météorologiques. Un coefficient de ruissellement élevé indique que la majeure partie des précipitations se transforme en ruissellement. En revanche, un coefficient de ruissellement faible signifie que le sol a une bonne capacité d'infiltration et peut retenir une plus grande quantité d'eau.

Maintenant que nous avons passé en revue et expliqué les notions de base liées aux caractéristiques du sol, nous allons nous tourner vers un modèle spécifique : le modèle de Green et Ampt. Ce modèle constitue une approche théorique largement utilisée pour étudier l'infiltration de l'eau dans le sol et il nous permettra de mieux comprendre les processus d'infiltration.

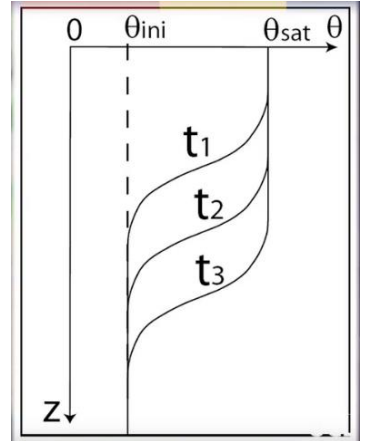
b) Green et Ampt

Le modèle Green et Ampt a été développé par John Philip Green et Gordon Harold Ampt en 1911 (Green et Ampt, 1911) et a largement été utilisé depuis lors. Ce modèle est de type déterministe, il s'appuie sur des théories physiques dans la description de ces processus et fait intervenir des variables hydrologiques difficilement mesurables. Il sert à décrire un processus hortonien (dépassement de la capacité d'infiltration de l'eau dans le sol ; Horton, 1933) d'infiltration de l'eau dans le sol. Dans sa description du processus, c'est un modèle conceptuel qui prend en compte à la fois l'aspect physique du processus mais en utilisant des paramètres non connus dans notre cas, qui seront donc numériques.

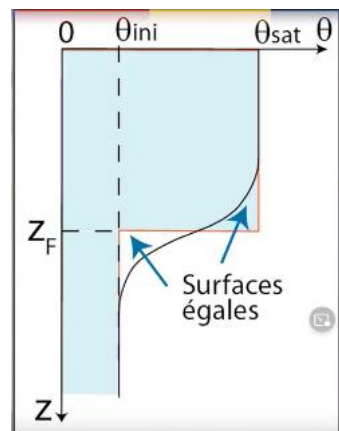
De base cette équation est utilisée pour modéliser l'écoulement de l'eau dans un sol sous une condition limite de pression, mais il est possible de l'adapter pour modéliser l'écoulement de l'eau sous une condition limite en flux. Ce modèle est à base physique et repose sur des hypothèses simplificatrices : le profil d'humidité initiale est uniforme et l'écoulement est purement convectif, c'est-à-dire que le sol est saturé jusqu'au front d'infiltration et reste à sa teneur en eau initiale au-delà. La figure 19 illustre le principe de Green-et-Ampt.

Lors d'une infiltration, le sol est saturé en surface. La distribution verticale de la teneur en eau est décrite par un profil (ici représenté à trois instants $t_1 < t_2 < t_3$). Nous pouvons distinguer trois zones :

- Une partie saturée au-dessus du front d'humectation dont la conductivité est égale à K_{sat} ;
- Le front d'humectation où la teneur en eau est décroissante avec la profondeur au voisinage du front selon un gradient d'humidité ;
- La partie basse en dessous du front où la teneur en eau est encore à sa valeur initiale (ini).



Pour simplifier, on suppose qu'il n'y a plus que deux zones dans ce profil, séparées par un front d'humidification abrupt. Celui-ci progresse en fonction des apports en eau provenant de la surface. Cette progression respecte la Loi de Darcy (Equ.15) que l'on applique entre la surface et la profondeur Z_f . Cette profondeur se place de manière à respecter le bilan de masse, c'est-à-dire qu'on ne doit pas gagner ni perdre d'eau par rapport au profil réel. Les surfaces des profils réels et celles des profils modélisés rectangulaires sont donc égales.



A la profondeur du front (Z_f) comme on passe brutalement de la zone saturée à la zone de charge matricielle initiale (h_{ini}), toutes les valeurs de h intermédiaires coexistent dans cette zone d'épaisseur nulle. Pour appliquer la Loi de Darcy, l'astuce du modèle consiste à faire sur cet intervalle, une moyenne de ces valeurs de h pondérée par la valeur de la conductivité hydraulique (K). Cette expression (Eq. 21) est indépendante du temps et de la position de Z_f .

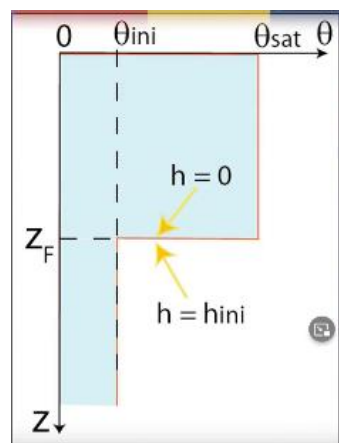


Figure 19 : Principes de Green-Ampt (schémas d'après le MOOC par Vandervaere J-P, 2017)

Si on suit la logique de la figure 19, la charge de front (h_f) reste alors constante tout au long du processus :

$$h_f: -\frac{I}{K_{sat}} h_{ini} \int_{h_{ini}}^{h_0} K(h) dh \quad (Eq. 21)$$

Si on retient la forme exponentielle pour la relation $K(h)$, d'après Gardner (1958), la charge de front h_f se résume à une équation simple :

Si

$$K = K_{sat} \exp(\alpha h) \quad (Eq. 22)$$

Alors

$$h_f = -\frac{1}{\alpha} (\exp(o) - \exp(h_{ini})) \quad (Eq. 23)$$

$$|h_f| = \frac{1}{\alpha} \quad (Eq. 24)$$

La décroissance exponentielle est davantage rapide pour un sol grossier avec par conséquent un paramètre alpha plus grand et donc une succion de front plus faible. On peut estimer alpha sur le terrain avec, par exemple, l'infiltromètre à disque sous tension. Une fois qu'on connaît la charge de front, on peut appliquer la Loi de Darcy entre la surface et le front pour avoir le front d'humectation :

$$Z_f = \frac{I^*(t)}{\theta_s - \theta_i} = \frac{I^*(t)}{\Delta\theta} \quad (Eq. 25)$$

On peut alors en déduire la capacité d'infiltration à l'instant t :

$$i(t) = -K_s \left(\frac{h_f - h_o}{Z_f} - 1 \right) \quad (Eq. 26)$$

Avec $i(t)$ comme l'infiltrabilité (flux maximal que le sol peut laisser entrer au temps t) ; Z_f la position du front d'infiltration à tout instant t et K_s pour la conductivité hydraulique.

Si on considère $I(t)$ comme étant l'infiltration cumulée à l'instant t , elle est reliée à la profondeur du front par la relation :

$$I(t) = (\theta_s - \theta_i) z_f \quad (Eq. 27)$$

Ainsi l'équation Green-Ampt se note comme s'en suit :

$$i(t) = K_s \left(\frac{(h_o - h_f)(\theta_s - \theta_i)}{I(t)} + 1 \right) \quad (Eq. 28)$$

$$i = K_s (z_f - h_f) / z_f \quad (Eq. 29)$$

Avec i = infiltrabilité ; K_s = conductivité hydraulique à saturation ; z_f = profondeur du front d'humectation ; h_f = charge matricielle au front d'humectation.

Dans ce modèle, le potentiel matriciel ainsi que la conductivité hydraulique sont supposés être des paramètres fixes pour un emplacement donné. Ainsi, c'est seulement Zf qui évolue au cours d'une averse en fonction de l'intensité des pluies et de l'infiltrabilité. Ce modèle est utilisé pour modéliser le ruissellement dans ce travail.

- Ce modèle est très simplificateur : certaines variables ne sont pas prises en compte. Par exemple, il est unidimensionnel, la diffusion horizontale est négligée. De plus, l'hypothèse de pression nulle en surface dès le début de la pluie n'est pas réaliste.
- Certains paramètres physiques (h_f , k_{sat}) du modèle doivent être estimés ou mesurés.
- Il nécessite des temps de calcul plus courts que pour d'autres modèles.
- Ce modèle s'avère satisfaisant dans le cas de son application à un sol dont la texture est grossière.

3.2 Présentation des données

Les données utilisées dans cette étude diffèrent en fonction des objectifs des axes, reflétant ainsi différentes échelles spatio-temporelles. Pour rappel, le fil conducteur de ces axes est celui d'appréhender les coefficients de ruissellement dans les modèles climatiques futurs. Toutes les analyses ont été faites sous langage de programmation Python avec le logiciel Pycharm.

a) **Données utilisées pour la paramétrisation de Green et Ampt une échelle spatio-temporelle restreinte : axe 1**

L'échelle temporelle de l'axe 1 est à l'échelle événementielle de durée Δt , tandis qu'en terme spatial, nous nous concentrons sur les bassins-versants de Tondikiboro (trois sous-B-V) de Mélé-Haoussa (deux sous-B-V) et de trois parcelles (cf 1.3). Pour toutes les données des bassins-versants, nous disposons de données de pluie et de ruissellement observés au pas de temps cinq minutes. Tandis que pour les parcelles, nous disposons de la pluie à 5 minutes et du volume total écoulé à l'événement.

Dans ces bases de données, certaines valeurs sont manquantes. Nous les déduisons en supposant que la donnée manquante est égale à la valeur précédente.

Une fois les données uniformisées, il s'agit de définir la notion d'événement. La définition d'un événement pluvieux est subjective et dépend de l'auteur et des données disponibles. Pour un hydrologue, un événement pluvieux se définit par sa trace au sol et est matérialisé par une quantité d'eau. D'après Smith et al (1973) et Bouvier (1986), un événement pluvieux se définit par un seuil minimal de quantité d'eau tombée et une durée minimum de non-pluie de manière à ce que chaque événement soit indépendant. Dans une première étude de synthèse, D'amato (1998) a examiné différents critères pour définir les événements pluvieux dans la zone d'étude. Après avoir réalisé plusieurs tests de sensibilité, il a finalement retenu la définition suivante : un événement est dit pluvieux lorsqu'une quantité minimale de précipitations enregistrées dans une station (1 mm), une proportion minimale de stations du réseau affectées (30%), et une interruption minimale de la pluie (30 minutes) permettant de considérer l'événement précédent comme indépendant du suivant. Cette définition a été réutilisée dans l'étude de Balme M., et al

(2010). Dans notre travail, nous définissons un événement, pour plus d'homogénéité, comme étant :

- Une durée > 10 minutes
- Un seuil de pluie > 5 mm
- Un seuil de ruissellement > 0,1 mm
- Une interruption > 24 h

Les données sur lesquelles nous travaillons sont regroupées dans le tableau 8 ainsi que dans la figure 20. On possède donc en terme spatial de trois sous-B-V et trois parcelles sédimentaires, deux sous-B-V cristallins. Temporellement, les données datent du début XXIème pour les B-V et fin XXème pour les parcelles. Nous sommes donc après la période de grande sécheresse, où les précipitations s'intensifient (cf 1.1b). Pour le bassin versant sédimentaire, des dispositifs ont été mis en place dans le but d'enrayer l'érosion des sols en 2009 avec la mise en place de demi-lune et de banquettes, pouvant ainsi impacter le ruissellement dans ce B-V. Pour plus détail le lecteur est invité à se référer à l'article « Etat des lieux et proposition de restauration des sols sur le Bassin versant de Tondi Kiboro (Niger) » de Decroix et al (2012).

Tableau 8: Caractéristiques des données observées de l'axe 1

Bassins-versants	Tondikiboro			Mélé-Haoussa		Tondikiboro (parcelles)		
Lieux	TK- Amont	TK- Aval	TK- Bodo	MH1	MH2	Ero	Mil	Jachère
Nb d'événements	73	55	49	11	13	11	28	27
Périodes	2006- 2010	2006- 2010	2007- 2010	2011- 2012	2011- 2012	1992- 1993	1992- 1993	1992- 1993
Moyenne de pluie / évènements	25	27,4	27,9	24,3	19,4	17,5	22	19,7
Moyenne de ruissellement /évènements	3,6	4,6	6,4	7,5	9,2	9,2	3	5,6
R²	0,84	0,84	0,82	0,41	0,94	0,94	0,45	0,65

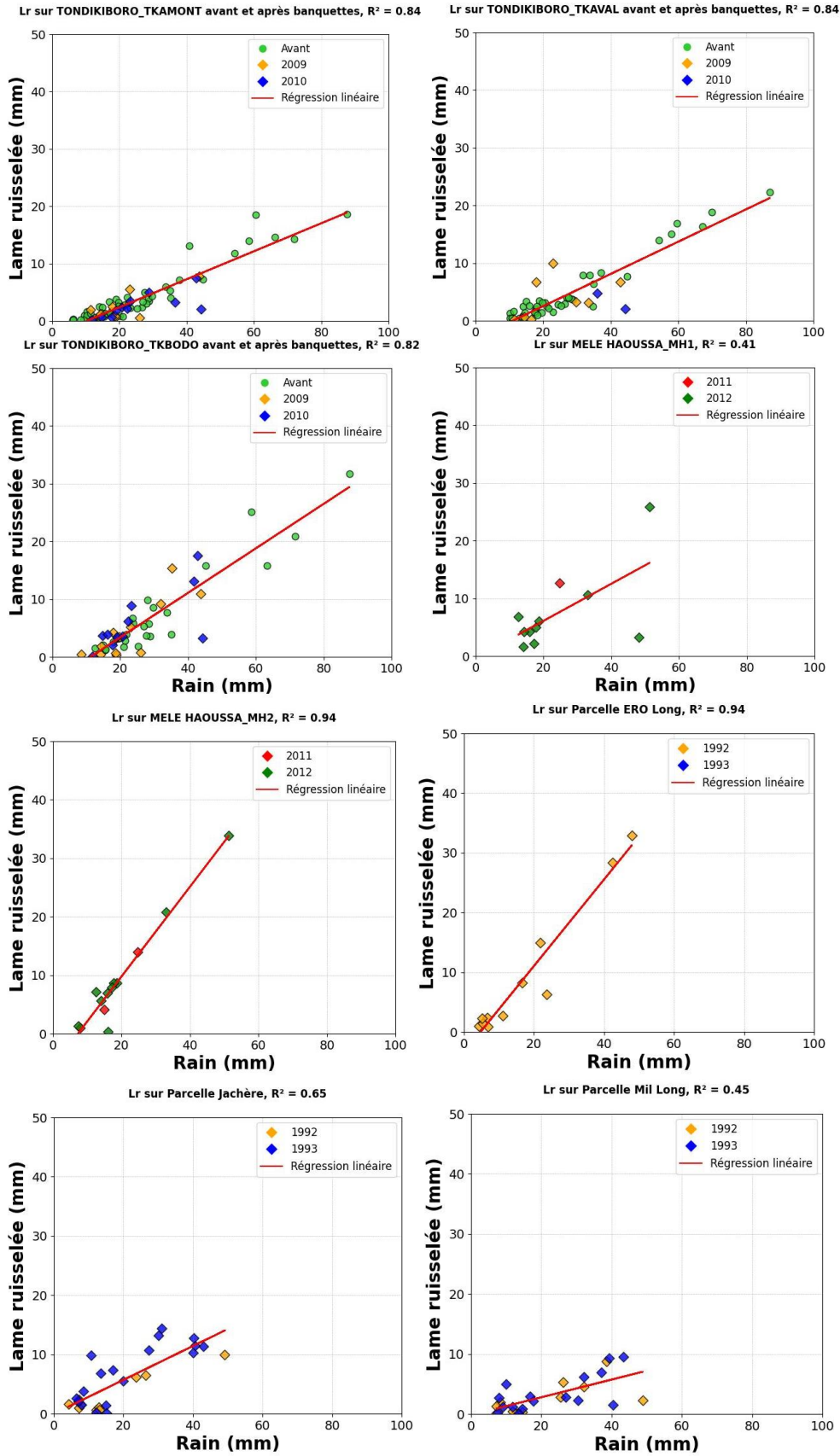


Figure 20 : Planche des lames ruisselées observées en fonction de la pluie

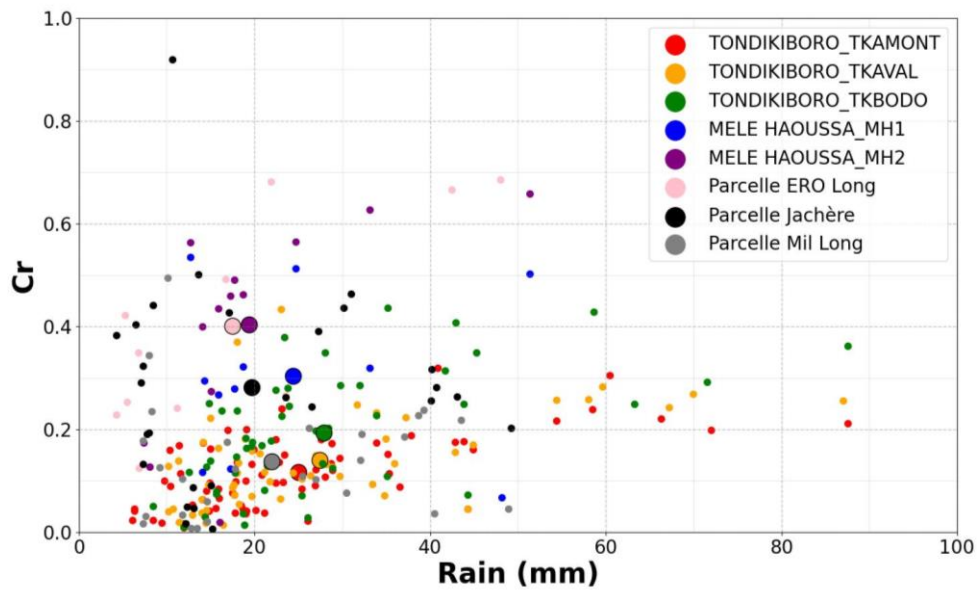


Figure 21 : Coefficients de ruissellements observés. *Les points les plus petits représentent chaque événement et les points de plus grandes tailles représentent la moyenne de la pluie (mm) reçue avec la moyenne du Cr.*

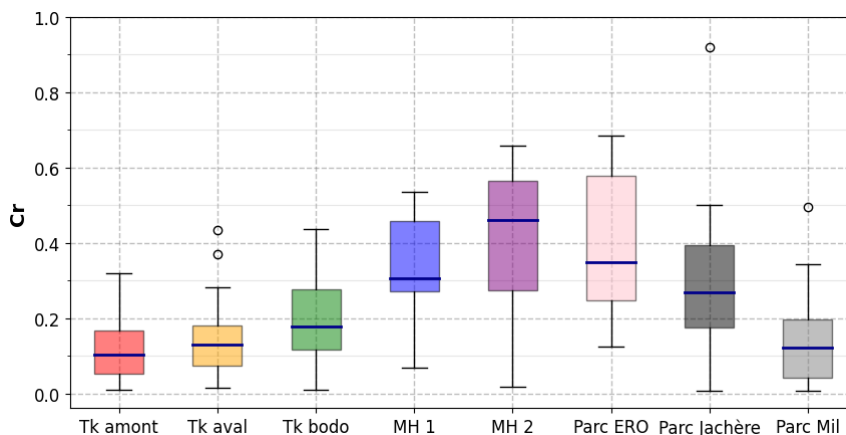


Figure 22 : Boîtes à moustache regroupant les coefficients de ruissellements (Cr) observés par bassin-versant et parcelle. *La ligne bleue représente la médiane.*

Les bassins de TK enregistrent des plus petits Cr qui justifie par le substrat sédimentaire où l'infiltration est davantage importante, ainsi la lame ruisselée n'est que très peu influencée par la pluie. Les bassins de MH ont des coefficients de ruissellement plus importants qui confirment que sur un socle cristallin l'infiltration est moindre. Les parcelles nous montrent qu'importe le contexte, sur des espaces restreints, la capacité d'infiltration est différente : la parcelle ERO présentant le plus grand refus d'infiltration. Quand bien même la nature de la surface du sol (croûte, jachère, culture), lorsqu'on élargit l'échelle spatiale, c'est le substrat géologique qui définit les tendances de ruissellement et d'infiltration. Ainsi, ces divers coefficients de ruissellement sont représentatifs du contexte sahélien et nous permettent de rendre compte de l'hétérogénéité des sols.

b) Données utilisées pour appliquer Green-Ampt sur une large échelle

L'objectif de l'axe 2 est de modéliser le ruissellement à l'image du Sahel. Pour cela nous utilisons des données de pluie provenant de Stochastorm (Wilcox et al, 2021). Ce même jeu de données est également utilisé pour l'axe 3.

Stochastorm est un type de générateur de pluie stochastique (SRG en anglais). Les SRGs visent à simuler des séries de pluie réalistes en s'appuyant sur les caractéristiques statistiques de la variabilité des précipitations. Ces modèles sont utilisés dans de nombreuses applications, notamment pour l'évaluation des risques afin d'estimer les périodes de retour d'événements rares et pour évaluer les incertitudes liées à l'estimation des précipitations et leur propagation dans les modèles d'impact. Stochastorm vise à reproduire les régimes de précipitations convectives, qui se caractérisent par des champs de pluie hautement intermittents et corrélés spatialement à des échelles fines. Il est conçu pour être utilisé dans des situations où les données à haute résolution sont limitées et ne permettent pas d'estimer directement les structures spatio-temporelles à petite échelle, en prenant en compte les caractéristiques spécifiques des régimes de précipitations convectives. Il a été ainsi adapté au climat du Sahel.

Nous disposons des données de pluie annuelle de 1990 à 2014 avec 29 simulations pour 1990 et 30 pour les autres années (Figure 23). Quelques caractéristiques des données sont présentées dans l'annexe 6. Selon les années, les moyennes des cumuls de pluie annuels ne diffèrent guère. On remarque également qu'ils sont bien inférieurs de ceux enregistrés dans l'axe 1. Dans cette étude, nous n'envisageons pas les années individuellement, mais plutôt comme une série de 749 simulations annuelles.

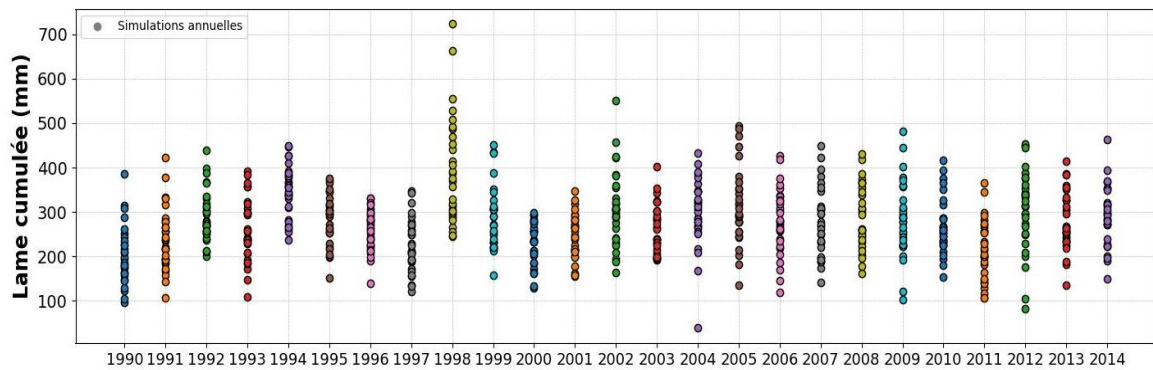


Figure 23 : Jeux de données de pluies de Stochastorm

3.3 Méthodes utilisées

a) Méthode pour une modélisation sur une échelle restreinte

Pour rappel, l'axe 1 consiste à quantifier à quel point G-A est capable de bien reproduire les ruissellements observés dans chaque B-V et parcelles et à obtenir une paire de paramètres optimaux (K_{sat} et h_f) par bassin-versant.

Après avoir créé des événements de pluie, on possède des données sur l'intensité des pluies illustrées par les hyétogrammes. Ils représentent les intensités des pluies (mm) par pas de temps

(Δt) en minute dans notre cas. La figure 24 représente les événements pour les bassins-versants de Tk Amont et de Mh2 et de la parcelle Mil. Un graphique est représenté pour chacun des B-V et parcelles car les données de pluies sont similaires, une légère variation apparaît cependant du fait de la création d'événements. On constate que pour la majorité des événements, l'intensité des pluies est plus importante au début de l'événement jusqu'à 40 minutes environ avant de décroître de manière significative, comme nous pouvons le voir avec la moyenne (courbe rouge). Cela peut s'expliquer par les phénomènes convectifs, auxquels sont associés les événements de pluie. Au début d'un événement convectif, l'atmosphère peut être instable, ce qui entraîne une rapide intensification des précipitations. Cependant, à mesure que l'air humide est consommée et que l'atmosphère devient plus stable, l'intensité des précipitations diminue progressivement.

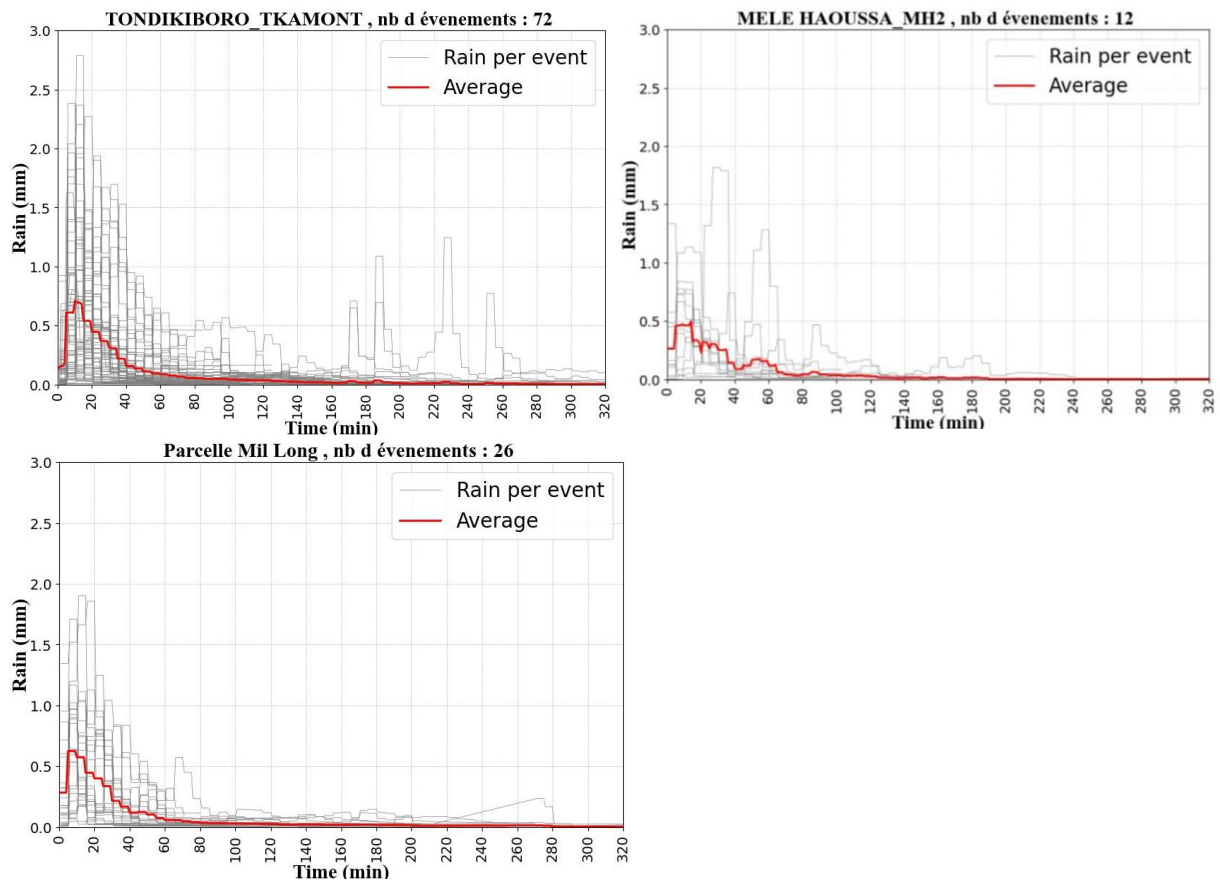


Figure 24 : planche de hyétogrammes

Le modèle Green-et Ampt (G-A) est ensuite utilisé dans ce travail pour prédire l'infiltration et le ruissellement. Le modèle se base sur plusieurs paramètres d'entrée : la conductivité hydraulique à saturation (K_{sat} en m/s), le potentiel matriciel (h_f en m), l'intensité des pluies (mm) et la teneur en eau initiale (θ). La figure 25 ci-dessous présente, selon le modèle G-A à l'échelle d'un événement donné, les variations du ruissellement, de la pluie et de l'infiltration au fil du temps, offrant un aperçu des interactions hydrologiques dans un système donné. Ce sont les premières données de sorties du modèle sans optimisation. L'infiltrabilité et le ruissellement suivent la même tendance. Ainsi, pour un pas de temps donné, pour une intensité de 40 mm/min l'infiltration est de 30 mm/min soit 75 % de l'intensité de pluie, et 25 % du reste des pluies ruissellent ou s'accumule en surface (flaquage). Le ruissellement modélisé

début plus tôt et de manière plus importante que le ruissellement observé qui, lui, augmente plus lentement dans le temps.

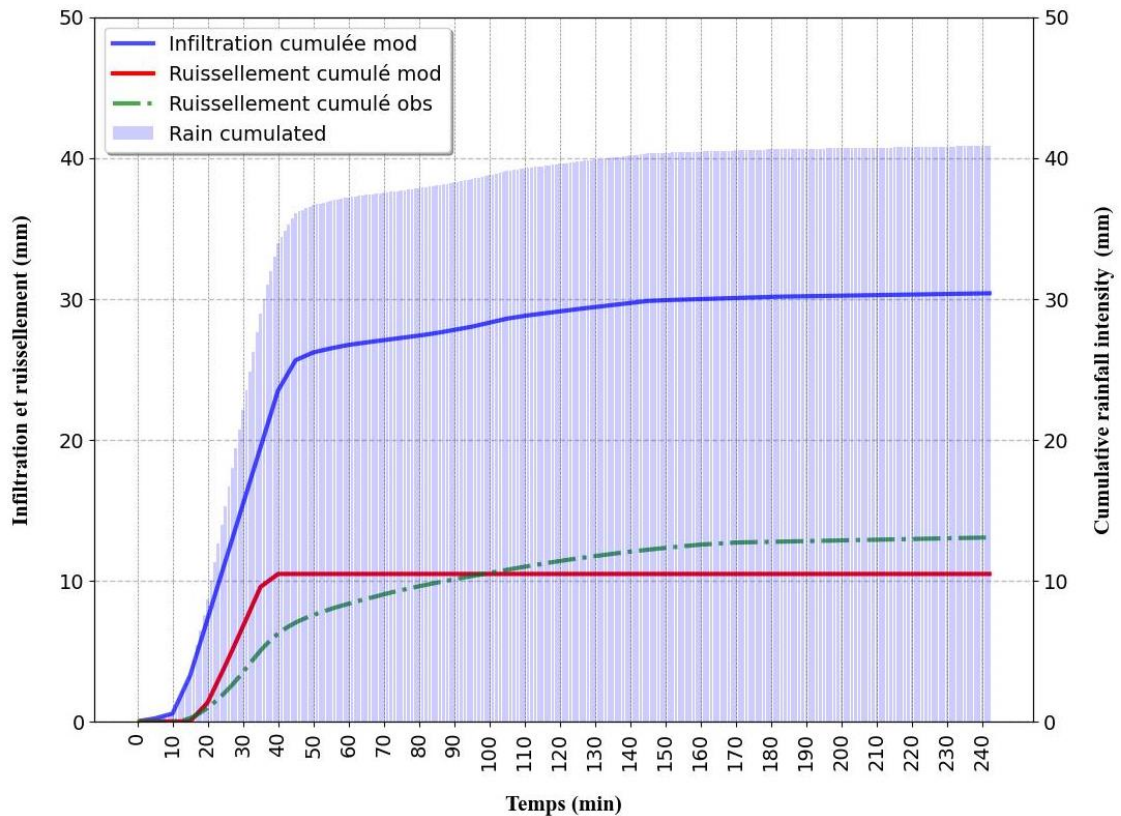


Figure 25 : Exemple du fonctionnement du modèle Green-Ampt pour un événement

Une fois cette première sous-partie réalisée, il s'agit d'établir une étude de sensibilité des paramètres du modèle pour identifier lequel est le plus sensible. Cependant, les valeurs des paramètres diffèrent en fonction des croûtes et des états de surface présents sur ces deux bassins-versants. Puisqu'on travaille à l'échelle d'un B-V, on considère ici que les valeurs des paramètres sont homogènes, donc représentés par une seule valeur par site. La figure 26 représente la méthodologie utilisée pour l'analyse de sensibilité des paramètres du modèle.

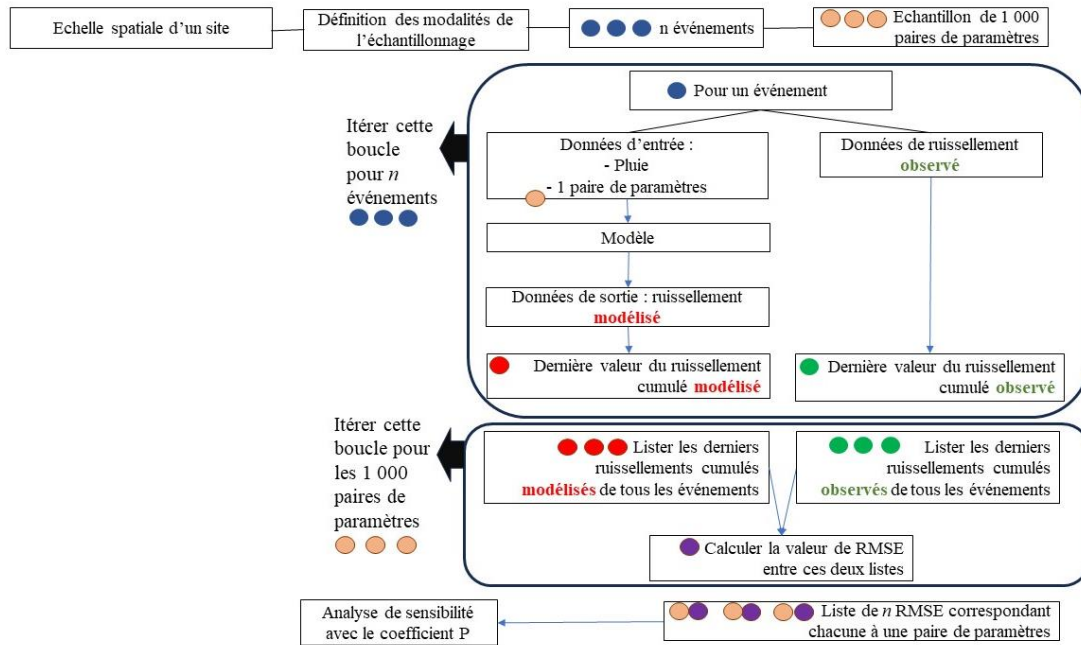


Figure 26 : Méthode utilisée pour l'analyse de sensibilité du modèle Green-Ampt

Tout d'abord, il s'agit de définir les modalités de l'échantillonnage des paramètres. Nous utilisons ici l'étude de **sensibilité globale** avec une méthode d'échantillonnage pour générer un ensemble d'échantillons représentatifs de ces constantes. Ici, nous utilisons la méthode de l'hypercube latin, méthode largement utilisée dans les domaines scientifiques pour améliorer l'exploration de l'espace de recherche des paramètres. Contrairement à l'échantillonnage aléatoire traditionnel, l'hypercube latin garantit une répartition plus uniforme des échantillons dans l'espace de recherche, ce qui permet une exploration plus efficace des différentes combinaisons de paramètres. L'hypercube latin divise l'espace de recherche en sous-intervalles de même taille le long de chaque dimension des paramètres. Pour chaque sous-intervalle, un point aléatoire est sélectionné. Ce processus est répété jusqu'à ce que tous les sous-intervalles soient couverts par des points aléatoires. Nous utilisons donc la méthode du latin hypercube avec la fonction de distribution log-normale inverse pour obtenir des valeurs aléatoires comprises entre 0 et 1 pour deux constantes : K_{sat} et hF . En statistique et probabilité, une variable aléatoire X est dite suivre une loi normale de paramètres μ et σ^2 où μ est l'espérance et σ^2 représente la variance.

Pour chaque paire de paramètres, le modèle Green-et-Ampt est lancé par événement. On calcule ensuite le critère de performance par la métrique RMSE [Eq.7] pour mesurer la différence moyenne entre les valeurs de ruissellement prédites par un modèle et les valeurs réelles observées. Tout d'abord, les valeurs observées et les valeurs prédites sont obtenues pour chaque point de données. On prend ensuite les dernières valeurs du ruissellement cumulé observé et celui modélisé par événement. La valeur de RMSE est calculée sont calculés via la racine de la moyenne des erreurs quadratiques notée RMSE en soustrayant les valeurs prédites des valeurs observées. Cette valeur représente les écarts entre les prédictions du modèle et les données réelles. En élevant les écarts au carré, on élimine les signes négatifs et on met en évidence les écarts entre les valeurs prédites et les valeurs observées. La moyenne des carrés

des résidus est ensuite obtenue en divisant la somme des carrés des résidus par le nombre total d'observations. Cependant, il convient de noter que la RMSE peut être influencée par les valeurs aberrantes, car les écarts sont mis au carré. Une fois la liste de RMSE obtenue pour tous les paramètres de chaque B-V, l'analyse de sensibilité consiste à évaluer la corrélation entre la liste des RMSE obtenues et les listes de K_{sat} et de h_f respectivement.

Dans un deuxième temps, nous allons **optimiser** le modèle. La méthodologie est la suivante :

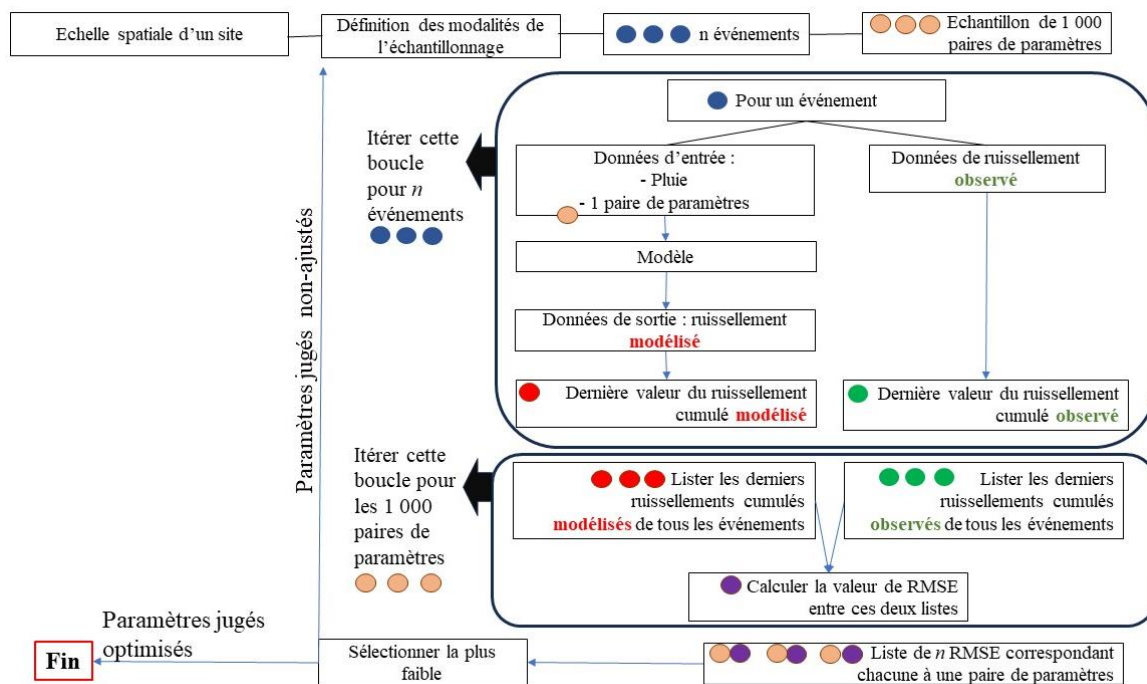


Figure 27 : Méthode utilisée pour l'optimisation du modèle Green-Ampt

Une fois qu'on a obtenu la RMSE de chaque paire, nous sélectionnons ensuite pour chaque bassin-versant la paire de paramètres qui a le score le plus faible. Puis, manuellement, nous changeons les modalités de l'échantillonnage : sigma (σ^2) et l'espérance (μ). De cette manière, nous réduisons la RMSE au fur-et-à-mesure des itérations. Réduire la variation (σ^2) et avoir une espérance (μ) plus précise, permettent d'augmenter la précision du modèle. Ainsi, l'optimisation du modèle se réalise à la fois automatiquement et manuellement.

Pour réaliser l'étude de sensibilité et débiter l'optimisation, il faut un point de départ pour l'espérance μ de l'échantillon de paramètres. Différentes données ont été récupérées dans les travaux de Peugeot C. (1995), Vandervaere (1995) et dans l'article "Prediction of crust-induced surface runoff with disc infiltrometer data" de Vandervaere J-P. et al (1998). Nous avons ainsi débuté le travail avec ces valeurs (Tableau 9) :

Tableau 9 : Paramètres de l'espérance utilisées pour calibrer le modèle

Ks			Hf			Teneur en eau (teta)
Article						
Sédi-mentaire	Structural (croûte)		Sédimentaire	Structural (croûte)		
1,9 mm/h	3,1 mm/h		Alpha = 0,015 mm ⁻¹	Alpha = 0,014 mm ⁻¹		0,02
Peugeot C.						
SEDIMENTAIRE						
sol nu	mil	jachère	sol nu	piémont	jachère	
0,2 cm/h	0,3 cm/h	0,7 cm/h	0,33 cm ⁻¹	0,3 cm ⁻¹	0,3 cm ⁻¹	0,02
Vandervaere J-P.						
Sol nu	Mil	Jachère				
10 mm/h	45 mm /h	48 mm/h				

Concernant la teneur en eau volumique (θ), elle doit être supérieure à 0. Étant donné la zone spatiale, la teneur en eau du sol est très faible. Nous l'attribuons alors d'office à 0,02.

La validation du modèle par la séparation de l'échantillon en deux ne sera pas exécutée ici en raison du nombre d'événements qui est limité.

b) Approche de modélisation annuelle pour une étude régionale et recherche d'un indicateur

Avec les pluies générées par Stochastorm comme donnée d'entrée, nous créons une base de données. Nous modélisons le ruissellement grâce aux 8 paires de paramètres obtenues dans l'axe 1, chacune correspondant à un petit-bv et pour chaque parcelle. Pour un même jeu de données de pluie comportant 749 simulations annuelles, nous appliquons G-A à chacune des paires de paramètres. Nous obtenons alors huit gammes de 749 ruissellements modélisés représentatifs du Sahel, ce qui permet de calculer huit gammes de 749 coefficients de ruissellement (K_e) annuel. Après avoir modélisé la réponse hydrologique des B-V, la seconde étape de cet axe est de trouver une relation entre les gammes de K_e annuels (qu'elles soient faibles ou importantes) et les pluies. Dans le projet Tiphyc, les données de pluie sont au pas de temps journalier alors que les données de Stochastorm sont au pas de temps de la minute. À des fins d'homogénéisation, nous calculons les derniers ruissellements et de pluie cumulés par jour.

Grâce à cette base de données de pluies, il existe une multitude d'indicateurs et d'échelles temporelles pour étudier la relation entre les précipitations et le ruissellement. La liste suivante regroupe ces derniers (non-exhaustif) selon des thématiques :

- Les échelles temporelles : créé-t-on événement ? si oui avec quelles conditions ? Restons-nous à l'échelle des jours, des mois, des années ?
- Variabilité de la durée : nombre, durée (minute, heure), intermittence, fréquence

- Pluies : cumuls, moyennes, médianes, écart, maximum, minimum
- Opérations : division, multiplication, addition, soustraction, racine carrée

Ce qui nous laisse un large éventail de choix à tester pour obtenir un indicateur. Une fois trouvé, on représente la relation entre l'indicateur et Ke par une fonction sigmoïde. L'utilisation sigmoïde est pertinente ici car c'est une fonction non-linéaire qui permet de modéliser les relations complexes entre deux variables. De plus, la fonction sigmoïde peut être bornée. Dans notre cas, elle sera bornée de manière à ce qu'elle soit toujours positive puisqu'un Ke se situe entre 0 et 1. Elle permet également un lissage des données, ce qui est davantage réaliste. Elle s'exprime par la relation suivante :

$$f(x) = \frac{1}{1 + e^{-\lambda x}} \quad (Eq. 30)$$

Elle est symétrique par rapport au point (0 ; 1/2) : c'est son point d'inflexion, qui vérifie $\frac{d^2f}{dx^2} = f''(x) = 0$. Elle tend vers 0 quand x tend vers $-\infty$ et vers 1 quand x tend vers $+\infty$.

On se sert de la représentation qualitative pour visualiser rapidement et clairement les tendances, les schémas et les relations entre les données. Afin de représenter les données de manière quantitative plusieurs métriques sont utilisées et calculées entre cette sigmoïde et les valeurs de Ke calculés. Nous utilisons la RMSE [Equ.7], MAE [Equ.31], la première étant plus sensible aux variables extrêmes mais davantage utilisée dans les domaines de la science. Nous utilisons également la valeur du R² [Equ.2] entre l'indicateur et les Ke. La formule MAE est la suivante :

$$MAE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (O_i - M_i)^2} \quad (Eq. 31)$$

Avec O_i comme la valeur réelle (observée) pour la i-ème observation et M_i comme la valeur prédite pour la i-ème observation.

Au terme de cet axe 2 nous aurons modélisé le ruissellement puis obtiendrons les coefficients de ruissellement annuels dans un premier temps. Ensuite, déterminerons un indicateur pertinent par l'intermédiaire de plusieurs métriques et de représentations visuelles. La figure ci-dessous (Figure 28) résume la méthodologie utilisée :

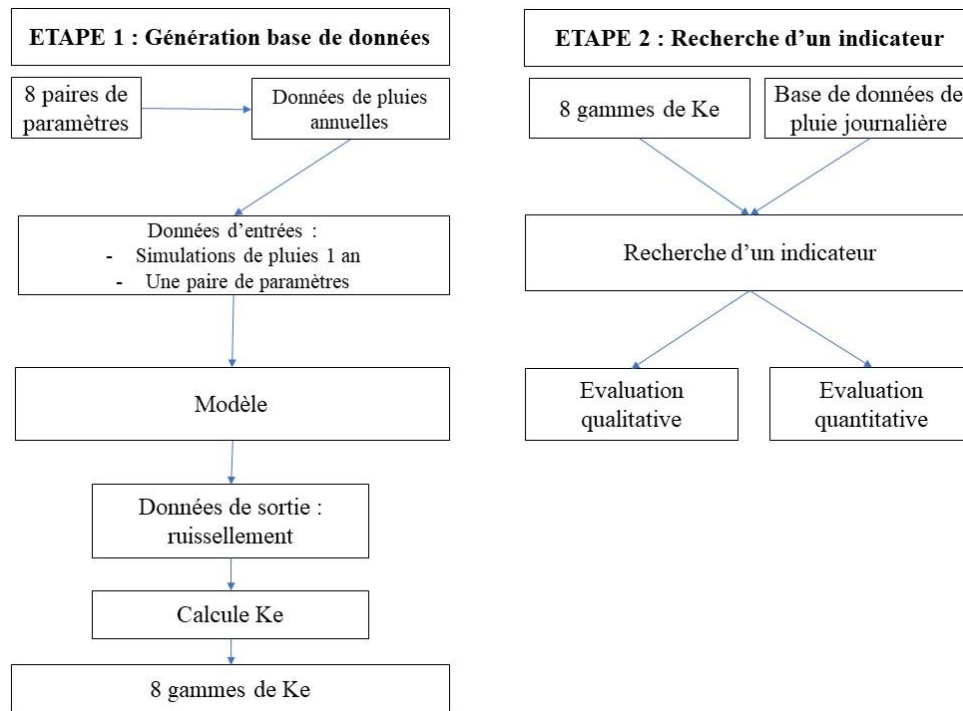


Figure 28 : Méthodologie pour la recherche d'un indicateur

c) Approche de modélisation à plus grande échelle et généralisation de l'indicateur

Pour modéliser à plus grande échelle, nous passons par trois étapes (Figure 29). La première consiste à générer une autre base de données de ruissellement avec G-A pour le passage à l'échelle sahéenne. A partir de celle-ci, on utilise différentes paramétrisations de la fonction sigmoïde. Enfin, la dernière étape consiste à réaliser une étude de sensibilité sur les paramètres optimaux obtenus.

Afin de construire la base de données, nous réutilisons les données de pluies générées par Stochastorm (cf : 3.2b). Nous nous servons des paires de paramètres trouvées dans l'axe 1. Puis nous construisons un échantillon aléatoire avec la méthode de l'hypercube par gamme. Cette gamme est créée en utilisant des bornes avec le minimum et le maximum $\pm 10\%$ de tous les paramètres regroupés par contexte (sédimentaire et cristallin). Par échantillon, nous retiendrons 100 paires de paramètres. Ainsi, nous avons une gamme pour le B-V sédimentaire et une gamme pour le B-V cristallin. Puis nous faisons tourner G-A sur le nombre d'échantillons (100) multiplié par le nombre de simulations annuelles (749), nous calculons le Ke à partir du dernier cumul de pluie par simulation annuelle. Nous obtenons alors 74 900 Ke par gamme.

Pour optimiser cette relation, nous utilisons ces Ke qu'on appellera par la suite données observées. Ces données observées et l'indicateur trouvés dans l'axe 2 ont été divisées en deux. Une partie qui va nous servir d'entraînement (70%), et une partie nous servira de validation (30%). Cette division se fait dans la totalité, sans prendre en compte les paramètres selon lesquels ont été générés les Ke. Pour optimiser le modèle, nous avons :

- Les données d'entrée : valeur de k_{sat} , valeur de h_f , valeurs de l'indicateur.
- Paramètres : a, b, aksat, bksat et d'autres coefficients selon la paramétrisation.

- Données de sorties : Ke prédicts

La première paramétrisation de la fonction sigmoïde s'exprime de la manière suivante :

$$\sigma(x) = \frac{1}{1 + e^{-(a \cdot x + b + bksat \cdot ksat + bhf \cdot hf)}} \quad (Eq. 32)$$

- **a** : contrôle à quel point la courbe sigmoïde est inclinée. Plus la valeur de **a** est grande, plus l'inclinaison de la courbe est abrupte.
- **b** : ajuste la position verticale de la courbe. Il la déplace vers le haut ou vers le bas.
- **bksat** : valeur qui est multipliée par la valeur de **ksat**. Cela signifie que la valeur de **ksat** influence la position verticale de la courbe.
- **ksat** : son influence est contrôlée en partie par **bksat**.
- **bhf** : valeur multipliée par la valeur de **hf**. Cela permet à **hf** d'influencer la courbe de manière similaire à **ksat**.
- **hf** : son effet est ajusté par **bhf**.

La seconde paramétrisation (2) de la fonction sigmoïde est exprimée comme :

$$\sigma(x) = \frac{1}{1 + e^{-(a + aksat \cdot ksat + ahf \cdot hf) \cdot x + b}} \quad (Eq. 33)$$

- **x** est toujours la valeur d'entrée pour laquelle on calcule la valeur de la fonction sigmoïde.
- **a**, **b**, **aksat**, et **ahf** sont des coefficients qui ajustent différents aspects de la courbe sigmoïde. Comparé à la précédente équation, **aksat** et **ahf** agissent en tant que coefficients linéaires pour **ksat** et **hf** respectivement. Ils contrôlent comment les variables **ksat** et **hf** influencent la courbe.
- **ksat** et **hf** sont encore des variables qui ont un impact sur la fonction sigmoïde. Cependant, dans cette nouvelle équation, leur effet est ajusté par les coefficients **aksat** et **ahf**.
- **b** ajuste la position verticale de la courbe, tout comme dans la précédente équation.

La dernière paramétrisation (3) de la fonction sigmoïde s'exprime de manière suivante :

$$\sigma(x) = \frac{1}{1 + e^{-(a + aksat \cdot ksat + ahf \cdot hf) \cdot x + b + bksat \cdot ksat + bhf \cdot hf}} \quad (Eq. 34)$$

- **x** est toujours la valeur d'entrée (ou variable) pour laquelle on calcule la valeur de la fonction sigmoïde.
- **a**, **b**, **aksat**, et **ahf** sont des coefficients qui ajustent différents aspects de la courbe sigmoïde, tout comme dans les équations précédentes.
- **ksat** et **hf** sont des variables qui ont un impact sur la fonction sigmoïde. Dans cette équation, elles apparaissent deux fois : une fois dans le terme **aksat * ksatsat** et une fois dans le terme **ahf * hf**.
- **b** ajuste la position verticale de la courbe, tout comme dans les équations précédentes.

Dans la première équation, les coefficients **ksat** et **bhf** agissent comme des coefficients multiplicatifs pour les variables **ksat** et **hf**, tandis que dans la seconde équation, les coefficients **aksat** et **ahf** agissent comme des coefficients linéaires pour les mêmes variables. La troisième équation est une extension des équations précédentes en ajoutant des termes supplémentaires pour les variables **ksat** et **hf**. Cela permet un ajustement plus complexe et flexible de la courbe sigmoïde en fonction de ces variables, en utilisant des coefficients spécifiques pour chaque terme.

Ces fonctions ont respectivement 4, 4 et 6 **paramètres optimisés** (POPT). Lorsqu'on ajuste ces équations aux données d'entrée, les valeurs POPT renvoyées par le processus d'ajustement indiquent les valeurs optimales de ces paramètres qui correspondent le mieux à aux données d'entrée (données d'entraînement). Ensuite, on évalue les K_e d'entraînement prédits par les fonctions avec les K_e d'entraînement observés.

Une fois les trois fonctions sigmoïdes optimisées, on passe par l'étape de **validation pour évaluer la qualité de notre optimisation**. Nous utilisons les données de validation (30%) comme données d'entrée. Ces données passent directement dans les fonctions avec les valeurs de POPT trouvées précédemment. Puis, on procède au même processus d'évaluation qu'avec les données d'entraînement. Les optimisations s'évaluent avec les métriques suivantes : RMSE, MAE, R^2 entre les K_e observés et les K_e prédits.

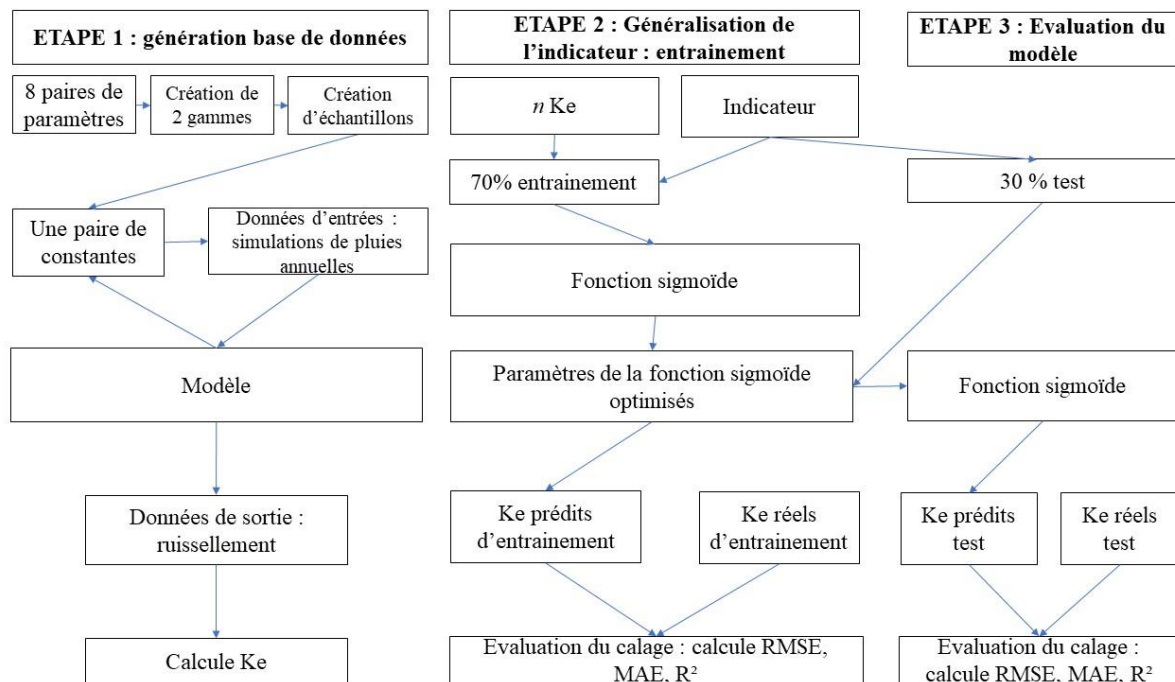


Figure 29 : Méthode utilisée pour le passage à l'échelle du Sahel (Axe 3)

Les tests d'hétéroscédasticité et la comparaison entre différents modèles en termes de leurs propriétés d'hétéroscédasticité sont des étapes que l'on va mettre en place par la suite pour plusieurs raisons. Ils permettent de :

- Évaluer la variance d'un modèle : les tests d'hétéroscédasticité, tels que le test de Goldfeld-Quandt, sont conçus pour évaluer si les variances des résidus diffèrent de

manière significative en fonction de la variable indépendante. L'hétéroscédasticité peut affecter la qualité des paramètres du modèle.

- Utilité des tests : ces tests aident à diagnostiquer si les résidus présentent une hétéroscédasticité significative, dans ce cas il faudra utiliser des techniques de correction d'hétéroscédasticité.
- Comparaison des propriétés d'hétéroscédasticité entre modèles : l'examen de leurs propriétés d'hétéroscédasticité aide à choisir le modèle le plus approprié : celui qui présente la meilleure homogénéité des variances des résidus. Un modèle avec des résidus présentant des variances relativement constantes est généralement préféré, car il offre des estimations plus stables et fiables des paramètres du modèle.
- Évaluation des différences : Si les p-values des tests d'hétéroscédasticité varient entre les modèles, cela peut indiquer des différences dans la manière dont les modèles ajustent les données à différents niveaux. Cela aide à comprendre les points forts et les faiblesses de chaque modèle.

Le test de Goldfeld-Quandt est utilisé. C'est un test statistique non-paramétrique utilisé pour évaluer l'hétéroscédasticité dans un modèle de régression. L'hétéroscédasticité se produit lorsque les variances des résidus (les différences entre les valeurs observées et les valeurs prédites par le modèle, dans notre cas les K_e) ne sont pas constantes à travers différentes plages de valeurs des variables indépendantes. Le principe du test de Goldfeld-Quandt est de diviser les données en deux groupes en fonction des valeurs prédites. Généralement, les données sont triées en fonction des valeurs prédites et divisées en deux parties égales. Les résidus sont calculés pour chaque observation en soustrayant les valeurs observées des valeurs prédites par le modèle. Pour chaque groupe de données résultant de la division, on effectue une régression des carrés des résidus sur les valeurs prédites (ou d'autres variables) du groupe. Cette régression permet d'estimer les variances des résidus pour chaque groupe. Le test compare les variances estimées des résidus entre les deux groupes. Si les variances des résidus sont similaires, cela suggère une homogénéité des variances et donc une absence d'hétéroscédasticité. Si les variances diffèrent significativement, cela suggère une hétéroscédasticité. Ainsi, la comparaison des p-values de trois modèles en utilisant le test de Goldfeld-Quandt, combinée à l'évaluation des métriques de performance, nous aidera à sélectionner le modèle qui ajuste bien les données et montre une absence d'hétéroscédasticité significative dans les résidus.

La dernière étape sera l'analyse de sensibilité. Elle permet de comprendre comment les variations des paramètres influent sur les prédictions du modèle. Dans le cadre de cette étude, nous visons à effectuer une **analyse de sensibilité locale** afin d'évaluer l'impact des variations spécifiques des paramètres sur le modèle. Contrairement à une analyse globale qui explore une large gamme de valeurs, l'approche locale se concentre sur des variations modérées et ciblées autour des valeurs optimales déterminées par l'ajustement du modèle aux données d'entraînement. Cette approche nous permettra d'observer comment de petites modifications dans les paramètres du modèle, d'une ampleur choisie en accord avec le contexte de l'étude, peuvent impacter les résultats prédits. En adoptant une perspective locale, nous serons en mesure d'obtenir une compréhension plus fine des interactions entre les paramètres et de discerner leur influence respective sur les prédictions du modèle.

Pour résumer sur cette partie méthodologie, le modèle G-A, utilisé dans l'axe à l'échelle des bassins versants et des parcelles, permet de reconstituer le ruissellement lors d'événements et de trouver une paire de paramètres (Axe 1). Ces paires sont utilisées dans l'axe 2 afin d'obtenir différentes réponses hydrologiques représentées par des K_e pour un même jeu de données de pluie. Au terme de cet axe 2, nous aurons également un indicateur qui permet de prédire les K_e en fonction de la base de données de pluie. Enfin, pour généraliser cette relation (axe 3), nous créerons un deuxième jeu de données de réponses hydrologiques puis nous utiliserons trois paramétrisations sigmoïdes différentes pour généraliser et optimiser cette relation. Pour chacune des paramétrisations sigmoïdes, on étudie l'hétéroscédasticité des résidus avec le test de Goldfeld-Quand. Enfin, on choisira la paramétrisation qui présente les meilleures performances et nous ferons une analyse de la sensibilité.

IV. Résultats

4.1 Analyse de la modélisation du ruissellement à une échelle spatio-temporelle fine

a) Analyse de sensibilité du modèle Green-et-Ampt

L'analyse de sensibilité sert à connaître lequel des deux paramètres influe le plus sur la modélisation du ruissellement avec Green-et-Ampt. Pour construire l'échantillon des données dans cette partie, les modalités de l'échantillonnage des paramètres sont les suivantes (tableau 10) :

Tableau 10 : Modalités pour l'échantillonnage de l'étude de sensibilité. Les valeurs de l'espérance viennent du tableau 3.3.

	Tk amont	Tk aval	Tk bodo	MH1	MH2	Ero	Jachère	Mil	
Sigma	1								
Taille de l'échantillon	1000								
Espérance Ksat (m/s)	5,27E-7			8,61E-7		5,5E-8	1,94E-7	8,3E-8	
Espérance hF (m)	1,4E-05			1,5E-05		0,00033	0,0003	0,0003	

La figure 30 représente, pour respectivement les B-V de Tk Amont et MH2, l'impact de la variation des paramètres en comparant chacun des paramètres (Kat et hF) avec la RMSE calculée entre le ruissellement observé et le ruissellement modélisé. Le tableau 11 confirme avec les coefficients de corrélation que c'est la conductivité hydraulique à saturation ($Ksat$) qui a le plus d'impact sur la modélisation du ruissellement. Pour le socle et les parcelles, nous avons les courbes de $Ksat$ en forme de V reflétant ainsi des points d'inflexion comme un effet de seuil à partir desquels la valeur de $Ksat$ n'a aucun sens. Pour hF , nous avons des points dispersés reflétant l'absence de relation.

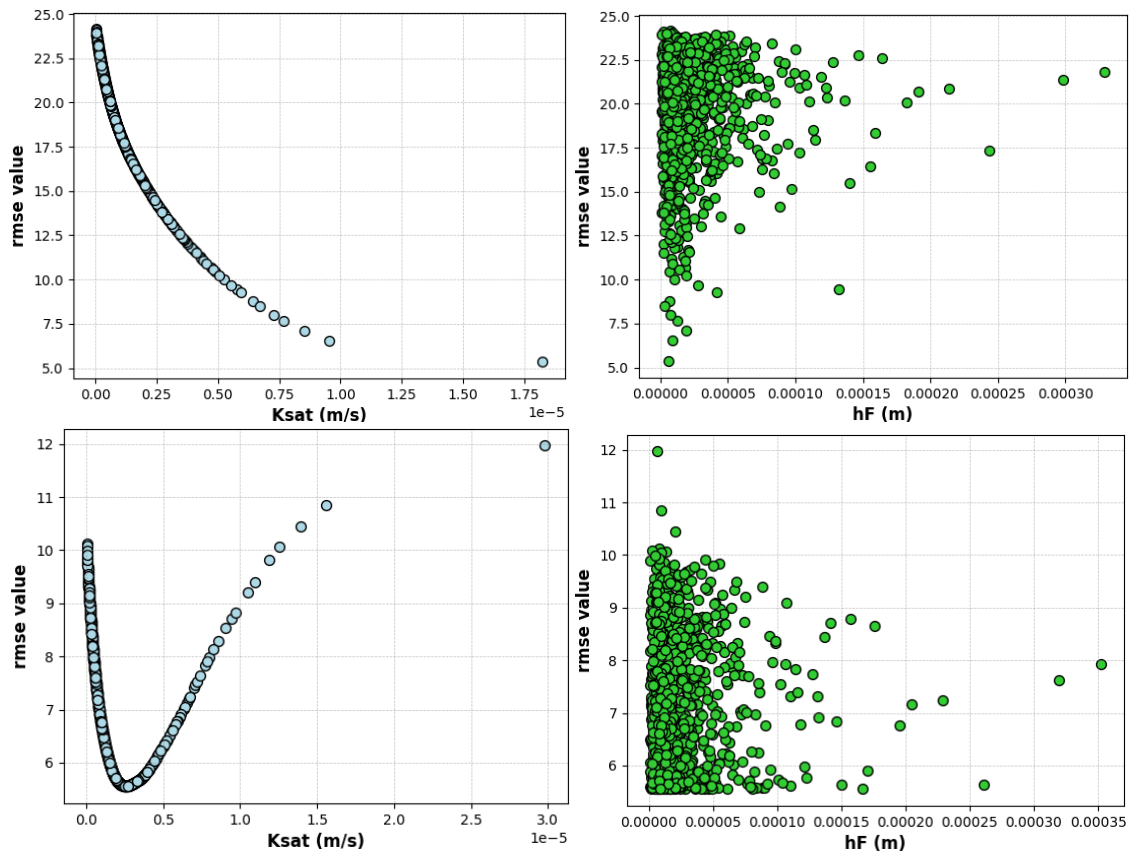


Figure 30 : Exemples d'analyse de sensibilité selon K_{sat} et H_f pour Tk Amont et MH2

Tableau 11 : Résultat de l'étude de sensibilité avec le coefficient de corrélation de Pearson

	Amont	Aval	Bodo	MH1	MH2	ERO	Jachère	Mil
K_{sat}	-0,8	-0,8	-0,8	-0,8	-0,2	-0,01	-0,04	0,02
H_f	0,04	0,04	0,04	0,03	-0,001	0,09	0,2	0,09

b) Optimisation du modèle et discussion

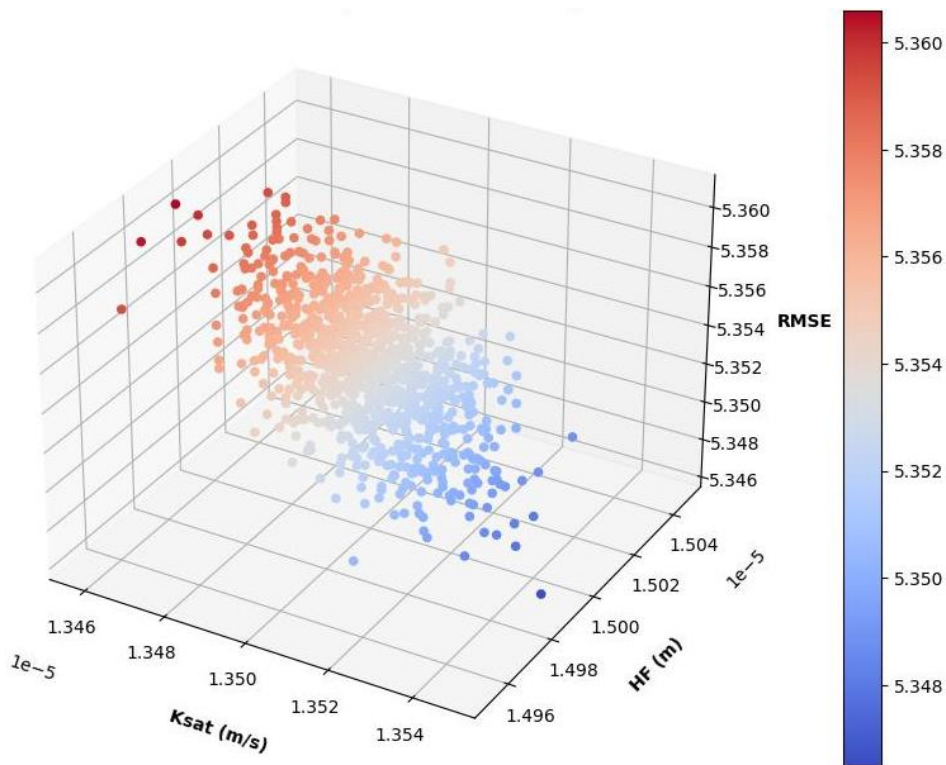


Figure 31 : Critère de performance pour Tondikiboro-Amont

La figure 31 représente le critère de performance (RMSE) de modélisation selon les valeurs des paramètres K_{sat} et h_f explorées par un exemple de gamme d'échantillon par paire (K_{sat}, h_f). Pour rappel, cet échantillon a été construit avec les méthodes de l'hypercube latin et de la loi log-normale (cf partie 3.3.a), les paramètres utilisés finaux sont les espérances et les sigmas (l'écart-type de la distribution normale des logarithmes des valeurs) notés dans le tableau 12. Les valeurs finales de K_{sat} et h_f (Figure 32) sont différentes de celles trouvées dans la bibliographie (cf : tableau 9). Cela est dû aux échelles spatio-temporelles différentes (échelle événementielle, échelle annuelle, échelle d'un bassin-versant, échelle d'une parcelle). De plus, la définition d'un événement varie selon les auteurs, ce qui influence la construction des données observées et modélisées. Dans le but d'aligner les derniers ruissellements cumulés des événements observés et modélisés et pour avoir une équivalence entre ces ensembles, nous avons sélectionné deux mesures principales. La première est la RMSE. En réduisant sa valeur, elle réduit la dispersion moyenne entre l'ensemble des ruissellements observés et modélisés. Nous avons souhaité que la droite de régression quadratique (R^2) soit alignée avec la droite de la fonction identité $x=y$. La régression quadratique, mesurée par le coefficient R^2 , évalue à quel point les variations de x expliquent les variations de y . En alignant la droite de régression R^2 avec la droite $x=y$, nous avons cherché à minimiser la divergence entre les deux ensembles de données et à réduire au minimum les perturbations entre eux (Figure 33). Pour atteindre cet objectif, nous avons diminué les valeurs de sigma et ajusté les espérances de la loi log-normale au fur et à mesure des exécutions du modèle.

Tableau 12 : Espérances de base vs espérances trouvées par le modèle et valeurs de RMSE

	Espérances		Sigma	Valeurs optimales trouvées par le modèle		
	Ksat (m/s)	Hf (m)		Ksat (m/s)	hF (m)	RMSE
Tk Amont	1,35E-5	1,50E-5	0,001	1,3543e-05	1,499e-05	5,35
Tk aval	1,25 ^{E-5}	1,62 ^{E-5}	0,001	1,254e-05	1,619 e-05	4,8
Tk bodo	9,6 ^{E-5}	3 ^{E-5}	0,001	9,634e-06	2,998e-05	4,4
MH1	4,9 ^{E-6}	4 ^{E-4}	0,001	4,917e-06	3,99E-04	10,2
MH2	2,99 ^{E-6}	4 ^{E-5}	0,001	3e-06,	3,997e-05	5,6
Ero	12,5 ^{E-7}	0,0017	0,001	1,246e-06	1,69E-03	3,24
Jachère	4,9444 ^{E-6}	1 ^{E-5}	0,001	4,962e-06	9,992 e-06	3,95
Mil	10,1 ^{E-6}	9 ^{E-5}	0,001	1,014e-05	8,993e-05	3,8

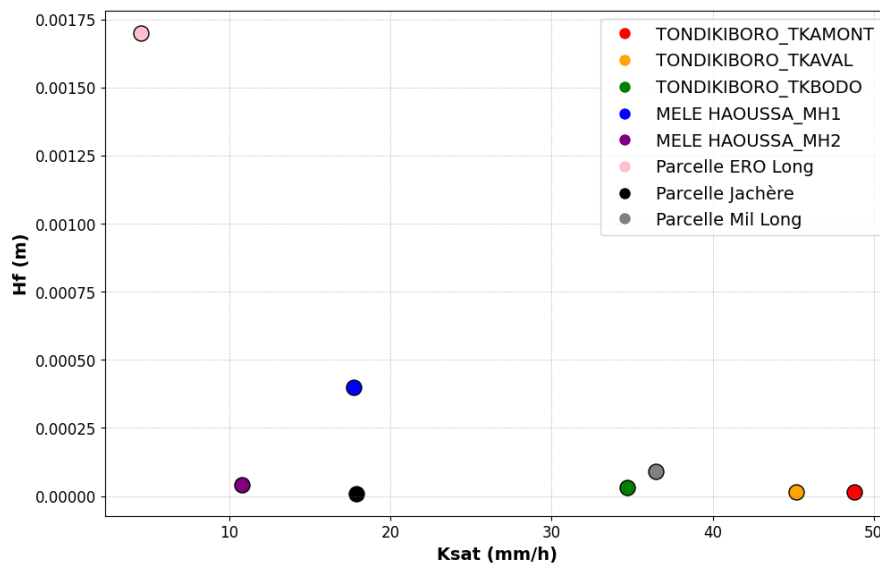


Figure 32 : Paires de paramètres optimaux obtenues par bassin-versant et parcelles

Lorsqu'on prend le paramètre le plus influent, c'est-à-dire K_{sat} , on remarque qu'il est quasi équivalent pour Tk Amont, Aval et Bodo avec une moyenne à $1,19E-05$ m/s. Si on calcule le coefficient de variation entre chaque K_{sat} des parcelles et le K_{sat} moyen des parcelles et sous-B-V sédimentaire, celui-ci peut varier jusqu'à 75% pour la parcelle Ero, 50% pour la parcelle jachère et 12% pour la parcelle Mil. Ainsi, on peut conclure que les paramètres hydrodynamiques ont tendance à devenir de plus en plus hétérogènes et peuvent varier considérablement d'une échelle spatiale à l'autre, ce qui va poser question dans la suite du travail. Cependant, les données des parcelles ont été récoltées en 1990 et pour les sous-B-V de 2006 à 2014 avec certes des méthodes différentes, mais on pourrait supposer que cette variation pourrait être attribuée aussi au temps.

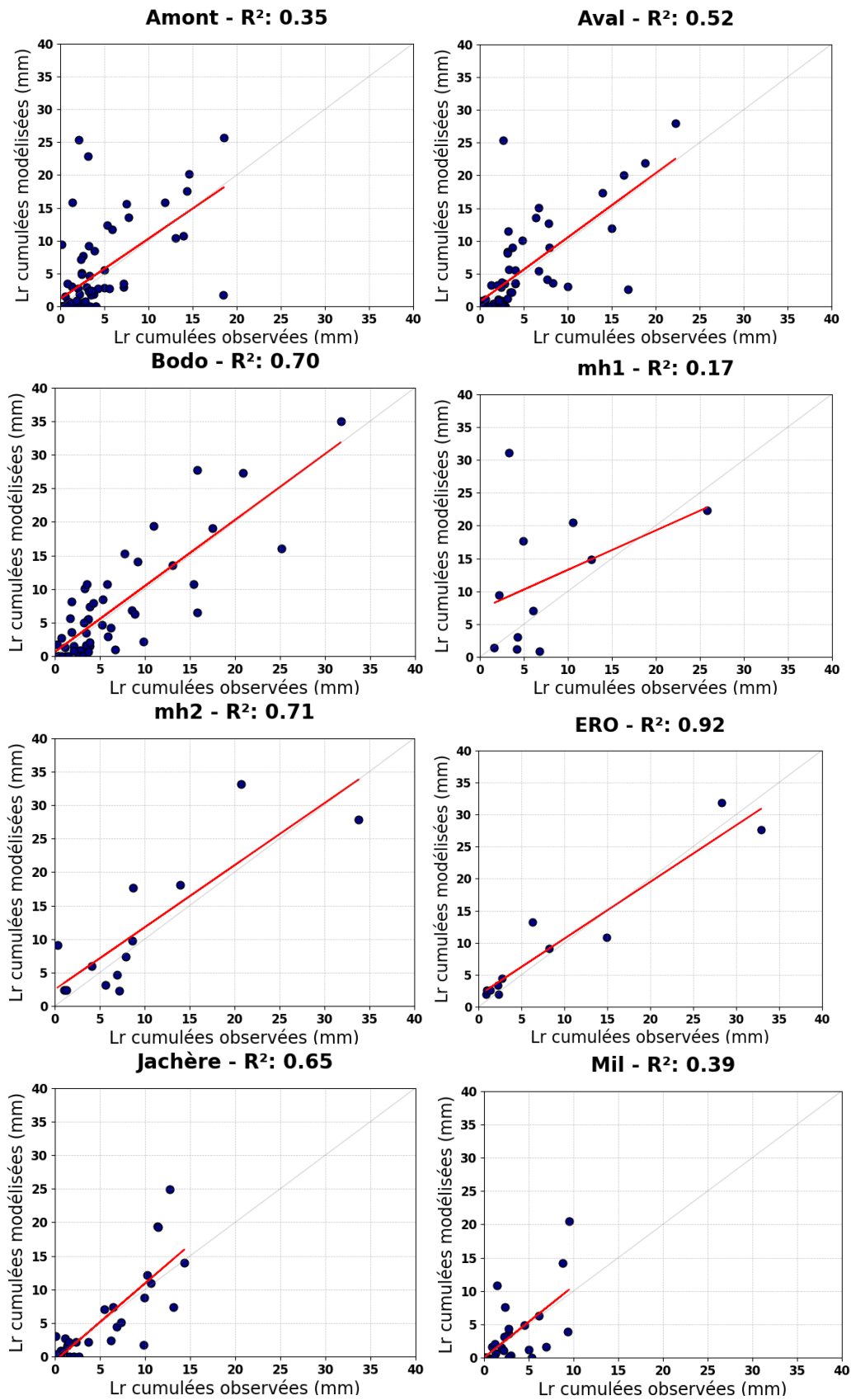


Figure 33 : Comparaison des lames ruisselées et observées pour différents B-V et parcelles.
 La courbe rouge représente la droite de régression et la ligne grise représente $y=x$.

Tableau 13 : Coefficient de ruissellement observés et modélisés pour chaque bassins-versants

Substrat géologiques	Sédimentaire			Cristallin		Sédimentaire		
	Noms des sites	Tk Amont	Tk Aval	Tk Bodo	MH1	MH2	Ero	Jachère
Moyennes des Cr observés	0,12	0,14	0,19	0,3	0,4	0,4	0,28	0,14
Moyennes des Cr modélisés	0,15	0,15	0,2	0,42	0,5	0,5	0,23	0,11

Les réponses hydrologiques (Tableau 13) représentées par les Cr de chaque B-V modélisées sont à l'image de celles observées. Le modèle parvient donc à représenter correctement la tendance générale et les caractéristiques moyennes du bassin versant lorsque tous les événements sont considérés ensemble.

c) Discussions

Cependant pour la validation du modèle au vu du bruit autour de la droite de régression (Figure 33), nous avons cherché à comprendre les raisons. Elles peuvent être multiples :

- Données observées hétérogènes : lorsque les pluies observées n'ont pas de R^2 élevé avec les ruissellements observés (cf : figure 20) comme c'est le cas pour les parcelles Mil et le bassin versant MH1, G-A modélise le ruissellement avec beaucoup de biais, puisque l'intensité des pluies n'a pas autant de poids sur le ruissellement que les autres B-V et parcelles.
- Comportement du ruissellement et variation des constantes : de par l'analyse des événements de MH1 étant donné que c'est le bassin versant où les données sont les moins uniformes, on remarque que le comportement du ruissellement observé ne suit pas les mêmes tendances selon les événements (Figure 34). Prenons l'exemple de ces deux événements, quasi similaires en termes de temps, mais qui diffèrent en termes de pluie. Sur le premier, le cumul de pluie augmente jusqu'à 20 mm pour le premier et jusqu'à 50 mm pour le second. Lors du premier, la quasi-moitié des pluies tombées ruisselle (courbe verte), pour le second c'est le contraire, pratiquement tout s'infiltré. Ainsi, la seconde raison pour être une variation des constantes. Celles-ci varient dans le temps ou selon la pluie que l'espace reçoit.
- Modèle : il est basé sur des hypothèses très simples comme la considération que les surface sont homogènes. Aussi, il ne capture pas toutes les sources de variabilité dans la transformation de la pluie et de l'écoulement telle que la végétation.
- Valeur du ruissellement : le modèle est plus performant lorsque le ruissellement est important comme sur la parcelle ERO et MH2, contrairement à Tk Amont.
- Définition d'événements : les conditions les restreignent, ils sont davantage homogènes que la réalité.
- Optimisation : sur certain B-V, une RMSE plus petite signifie que le ruissellement modélisé serait à 0 avec la paire de paramètre choisie car l'écart des moindres carrés serait moins important et les points seraient moins dispersés s'ils sont tous à 0.

- Une question que l'on se pose porte sur la variabilité des paramètres. Les données des sous-bassins-versants et parcelles se caractérisent par des échelles spatio-temporelles différentes. Suivant laquelle pourrait-on attribuer cette variabilité ?

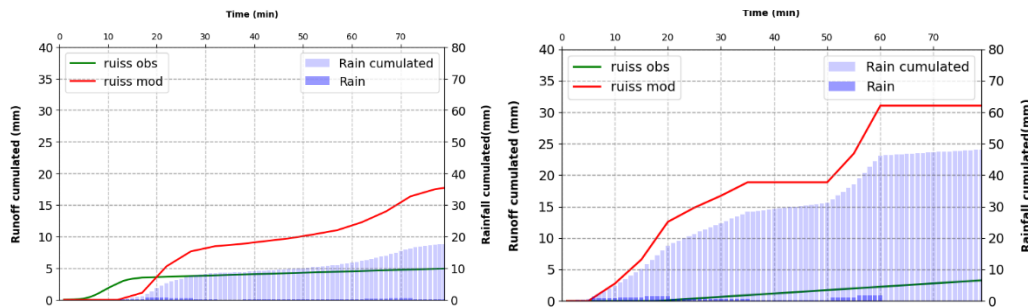


Figure 34 : Différences de réponse hydrologique face à la pluie pour MH1

4.2 Expansion de l'échelle spatio-temporelle et recherche d'indicateurs

a) Construction de la base de données

Cet axe 2 débute par la construction de la base de données d'entrée. La figure 35 représente les K_e modélisés avec le modèle G-A pour un même jeu de données provenant de Stochastorm selon chaque paire de paramètres obtenus dans l'axe 1. Pour les K_e à l'échelle des B-V, on retrouve les mêmes tendances que dans l'axe 1 avec un contexte sédimentaire qui infiltre davantage à grande échelle qu'en contexte cristallin. A l'échelle des parcelles, les K_e sont plus importants. La première raison à ce phénomène est que les K_e diminuent avec la taille du bassin. La seconde raison pourrait être qu'à l'échelle d'une parcelle, le ruissellement est davantage régi par l'état de surface que dans le contexte dans lequel elle se trouve, comme illustré par les K_e de la parcelle Ero (croûte d'érosion) qui sont importants. De plus, les différences de K_e à l'échelle des parcelles sont considérables. Ainsi, les propriétés du sol à l'échelle métrique peuvent varier considérablement. Certains sols peuvent permettre un ruissellement important tel que la parcelle ERO, entraînant un ruissellement accru. À l'échelle de l'hectare (B-V), la variation des propriétés du sol peut être moyennée, ce qui réduit potentiellement les différences de ruissellement.

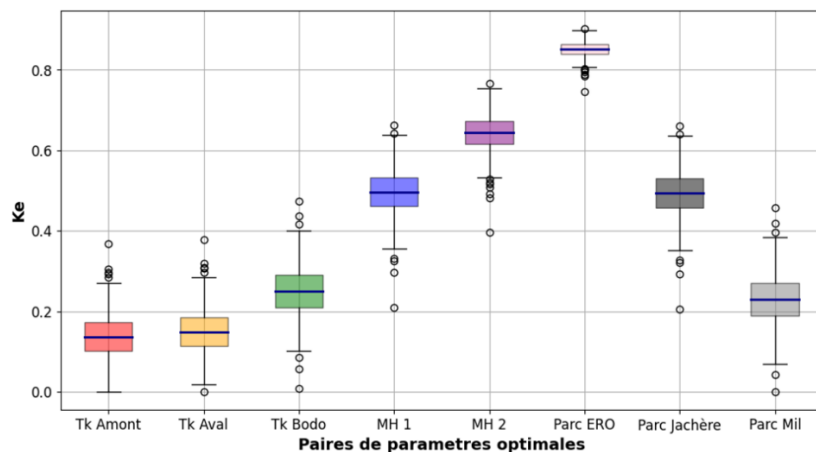


Figure 35 : Les K_e modélisés selon chaque paire de constantes obtenues dans l'axe 1

b) Recherche d'indicateur

La recherche d'indicateurs a débuté par la définition de l'échelle temporelle selon laquelle nous allons rechercher l'indicateur. Le tableau 14 ci-dessous définit les points forts et faibles de chaque échelle.

Tableau 14 : Points forts et faibles de chaque échelle pour la recherche d'un indicateur

	Échelle événementielle	Échelle journalière	Échelle mensuelle	Échelle annuelle
Points forts	<ul style="list-style-type: none"> - Niveau détaillé - Analyse les effets de chaque événement de pluie individuellement - Utile pour comprendre les réponses du ruissellement aux précipitations intenses. 	<ul style="list-style-type: none"> - Compromis entre la résolution temporelle et la fiabilité des données (prise en compte des variations) 	<ul style="list-style-type: none"> - Lisse les fluctuations quotidiennes. - Met en évidence les tendances saisonnières à long terme. - Utile pour étudier les variations saisonnières et annuelles du ruissellement en fonction des précipitations. 	<ul style="list-style-type: none"> - Utile pour analyser les tendances à long terme. - Utile pour choisir les relations générales entre les précipitations et le ruissellement. - Les variations saisonnières sont lissées.
Points faibles	<ul style="list-style-type: none"> - Nécessite la recherche d'une approximation de la durée des événements. - Données très variables et bruitées. - Complication de la détection de tendances annuelles. - Les événements de pluie sporadiques peuvent ne pas refléter les conditions générales. 	<ul style="list-style-type: none"> - Certaines informations détaillées peuvent être perdues, en particulier pour les événements de pluie très courts. 	<ul style="list-style-type: none"> - Les variations à court terme sont masquées. - Il peut y avoir des événements de pluie exceptionnellement intenses difficilement saisissables. 	<ul style="list-style-type: none"> - Imprécision

Nous cherchons à quantifier les mécanismes de ruissellement en réponse à des précipitations intenses. Pour cela l'échelle événementielle pourrait être plus appropriée car elle est la plus détaillée. Elle permet d'étudier le ruissellement à l'échelle des événements de pluie individuels, en étudiant les délais de réponse, les taux de ruissellement et les effets des différentes intensités. L'échelle mensuelle et annuelle seraient plus adaptées si nous avions souhaité étudier les tendances saisonnières et annuelles. En fin de compte, il aurait pu être judicieux de combiner plusieurs échelles pour obtenir une vue d'ensemble complète des relations entre les précipitations et le ruissellement. Par exemple, utiliser l'échelle événementielle pour rendre compte des réponses immédiates du ruissellement aux précipitations, puis utiliser l'échelle mensuelle ou annuelle pour mettre en évidence les tendances à plus grande échelle et enfin, déterminer laquelle des deux échelles aurait le plus de

pois dans les réponses hydrologiques du B-V, pour finaliser la relation. La plus forte contrainte pour choisir l'échelle temporelle réside quand bien même dans les bases de données disponibles et leurs types, dont on dispose à la fois dans les séries historiques de pluie et les scénarios futurs.

Nous allons donc utiliser l'échelle événementielle pour être plus précis et traiter les événements de pluie individuellement. Pour la durée des événements, étant donné que les données sont journalières, nous devons définir la durée moyenne d'un événement au Sahel. Aucune étude récente porte sur le sujet. Néanmoins, D'amato (1998) a trouvé en moyenne qu'un événement dure 305 minutes, soit 5h environ, nous allons donc garder cette valeur. Également, créer des événements permet de prendre en compte, de manière limitée tout de même, la durée. Lorsqu'il pleut deux jours successivement, la durée se multiplie alors par deux. Or, si nous avons travaillé à l'échelle journalière cet aspect aurait été négligé.

Ensuite, nous avons calculé les métriques suivantes : MAE, RMSE, R^2 entre les Ke et la sigmoïde des différents indicateurs recherchés. Les résultats dans le tableau 15, représentent la moyenne des métriques pour les 8 gammes des Ke. Des exemples de graphiques sont donnés en annexe 7 pour les paires de paramètres de Tk Amont et de Mh1.

Tableau 15 : Recherche d'indicateurs et calcul des métriques

Variables	MAE	RMSE	R^2	Variables	MAE	RMSE	R^2
Moyenne annuelle du cumul de pluie (mm) total par événement	0,07	0,09	0.4	Rapport (1) cumul de pluie annuels / cumul des durées annuelles (en h)	0,07	0,09	0,44
Moyenne annuelle de la durée total (h) par événement	0,04	0,05	0	Rapport (2) nombre d'événements / cumul de pluie annuels (mm)	0,07	0,09	0,4
Fréquence annuelles	0,04	0,05	0	Rapport (3) moyenne cumul annuel / moyenne durée annuelle	0,07	0,09	0,44
Intermittence moyenne	0,04	0,05	0	Rapport (4) fréquence annuelle / cumul total de pluie annuel	0,1	0,1	0,16

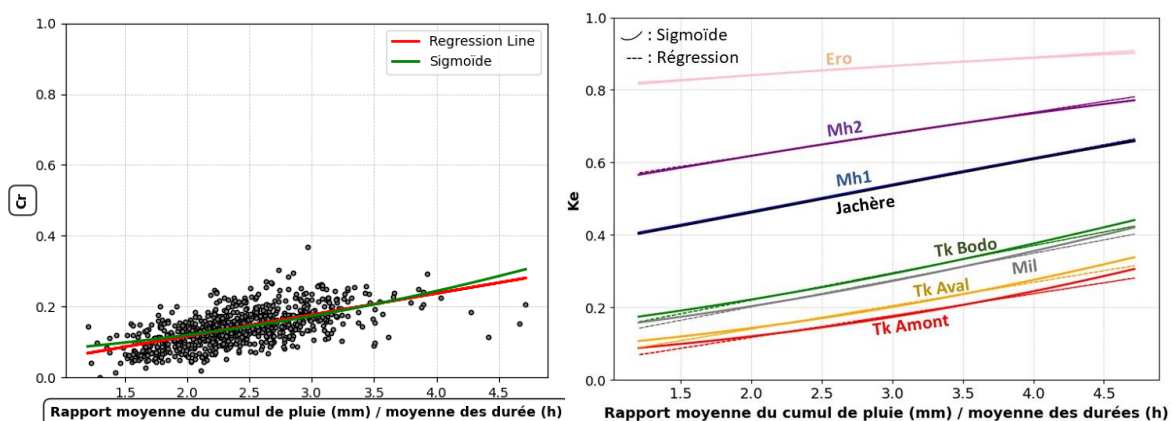
Moyenne annuelle du cumul de pluie (mm) total par événement a été calculée en calculant le cumul total par événement puis en faisant la moyenne à l'année. La même chose a été faite pour la moyenne annuelle de la durée totale. La fréquence a été calculée en divisant le nombre d'événements sur le nombre total de jour par an (365). L'intermittence a été calculée en comptant le nombre de jours sans pluie entre les événements de pluies lors de la période pluvieuse, puis une moyenne annuelle a été réalisée. Le rapport 1 a été calculé en prenant la dernière valeur de la pluie cumulée annuelle en la divisant par le cumul de la durée totale des événements par an. Le rapport 2 a été calculé en faisant la somme des nombres d'événements divisé par le cumul de pluie annuel. Le rapport 3 a été effectué en divisant les deux premières variables de ce paragraphe.

On constate :

- Le cumul de pluie a un impact considérable sur les Ke annuels. Avec un R^2 plutôt élevé par rapport aux autres, cela signifie que le cumul a un impact plus prononcé et dominant sur les Ke par rapport à d'autres facteurs ou variables. De plus, plus les Ke sont importants et moins il y a de bruits autour de la sigmoïde (annexe 7), ce qui est logique car les Ke importants signifient que la zone réagit beaucoup plus vite qu'un Ke moins élevé.
- La durée : l'avoir fixée à 5h simplifie l'indicateur, donc il n'y a aucune relation. Les jours pluvieux ne se succèdent qu'alors très peu.
- La fréquence : cette mesure permet de comprendre comment les précipitations sont réparties sur l'année. Ici, la fréquence des événements n'a aucun impact sur la réponse hydrologique des Ke annuels, sûrement dû à leurs faibles occurrences annuelles et à leurs constances dans les différentes simulations.
- Intermittence : sur les graphiques les points se regroupent autour d'une valeur. Cela indique une certaine stabilité dans les intervalles entre les événements de pluie.
- Les rapports (1) et (3) sont très similaires dû fait de la durée des événements fixée à 5h (sauf si les jours se succèdent). Ils indiquent en moyenne la quantité de pluie tombée par événement en admettant qu'il dure 5h. Leurs similarités indiquent également une régularité sur le cumul de pluie tombé par événement.
- Rapport (2) : le résultat donne des informations sur l'intensité des pluies, mais indépendamment de la durée. De ce fait, il est beaucoup moins précis.
- Rapport (4) : ce résultat permet de savoir si les précipitations se produisent en rafales intenses ou de manière plus régulière. La représentation graphique laisse à penser une homogénéité une fois de plus.

c) Indicateur choisi et discussions

L'indicateur choisi est alors le rapport 3 : la moyenne annuelle par événement du cumul de pluie (mm) divisée par la moyenne de la durée (heure), toujours en supposant que les événements de pluie durent 5h (sauf s'il se succèdent). Dans la figure 36, l'indicateur choisi est représenté par les sigmoïdes ainsi que la droite du R^2 à partir de laquelle nous mesurons la pente. Cette valeur de pente nous indique les seuils de Ke à partir desquelles la relation entre rapport et Ke n'est plus pertinente, une pente faible indique une relation faible et vice-versa.



Le schéma à gauche représente les réponses hydrologiques du B-V de Tk Amont. Chaque point représente le résultat de l'indicateur pour une simulation annuelle de pluie. A droite, le schéma représente les sigmoïdes de l'indicateur pour chaque B-V et parcelles.

	Tk amont	Tk aval	Tk bodo	Mh1	Mh2	Ero	Jachère	Mil
RMSE	0,088	0,93	0,1	0,099	0,079	0,033	0,99	0,1
MAE	0,069	0,073	0,084	0,079	0,064	0,026	0,08	0,08
R2	0,36	0,37	0,42	0,48	0,49	0,49	0,48	0,41
Pente du R2	0,06	0,064	0,075	0,074	0,06	0,025	0,074	0,074

Figure 36 : Caractéristiques de l'indicateur choisi

On peut alors constater que :

- L'indicateur choisi : n'a plus réellement de relation à partir du moment où le K_e est $> 0,8$ comme sur la parcelle Ero. Le cumul de pluie et la durée représente l'intensité donc si dans la parcelle toute la pluie ruisselle, ni la durée ni le cumul impactent la réponse hydrologique de la zone.
- Recherche d'indicateurs : de multiples variables auraient pu être testées. Pour une raison de temps, les indicateurs testés ne sont pas exhaustifs.
- Base de données Stochastorm : certaines variables semblent être homogènes comme la fréquence et l'intermittence des événements. On pourrait se demander si ces données générées sont représentatives de la réalité.
- Échelle de données journalière : elle limite considérablement les détails et notamment la durée. On pourrait répartir les données en minute ou en heure. La répartition de cette distribution aiderait à mieux ajuster l'indicateur choisi. Par exemple, cet indicateur a été testé avec les données de pluies à la minute (la base de données de départ avant de la transformer au pas de temps journalier) donc la durée était réelle et la relation s'est avérée être satisfaisante (Figure 37). Ainsi, la durée de l'événement est un indicateur pertinent et impacte considérablement les K_e .
- Distribution de la durée choisie : on a admis que les événements durent 5h or, nous pouvons voir que dans la base de données les événements sont plus courts dans la réalité et beaucoup plus variables dans la durée.

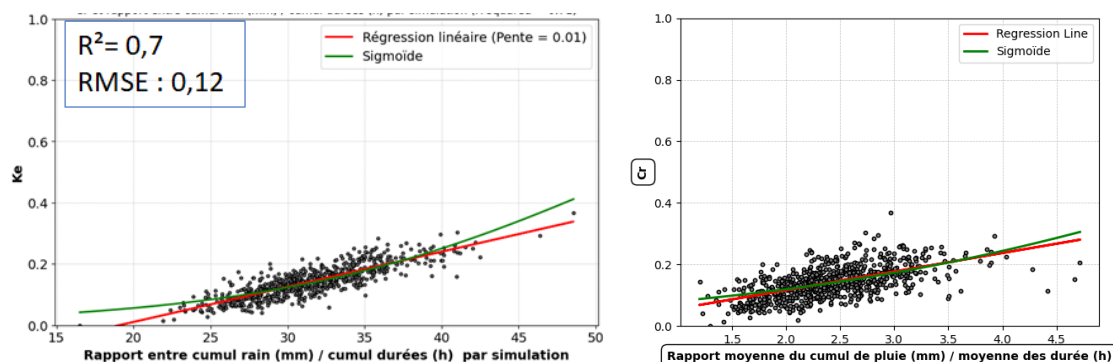


Figure 37 : L'indicateur choisi avec des données au pas de temps minute vs au pas de temps journalier pour Tk Amont. Les données au pas de temps une minute sont à gauche et au pas de temps journalier à droite.

4.3 Généralisation de la relation

a) Construction de la base de données

Nous débutons cet axe par la génération d'une base de données. Nous créons deux gammes de paramètres (tableau 16) : la première regroupe les gammes trouvées pour les sous-B-V de Tk et la seconde utilise celles de M-H. On émet l'hypothèse qu'en agrandissant les échelles, les paramètres hydrodynamiques varient de 10%. On prend le minimum et maximum et nous ajoutons (pour le maximum) ou soustrayons (pour le minimum) 10% pour les incertitudes. L'échantillon est construit avec la technique de l'hypercube. Par échantillon, nous retiendrons cent paires de paramètres (Figure 38). Puis nous faisons tourner G-A autant qu'il y a de paires de paramètres (dans notre cas 100) fois le nombre de simulation (dans notre cas 749), nous calculons un coefficient de ruissellement à partir du dernier cumul de pluie par simulation annuelle. Nous obtenons alors 74 900 coefficients de ruissellement par gamme.

Tableau 16 : Gamme utilisée pour générer la base de données de la généralisation

	SÉDIMENTAIRE	CRISTALLIN
Max Ksat (m/s)	1,35E-05	4,92E-06
Max Ksat +10%	1,49E-04	5,41E-05
Min Ksat (m/s)	9,63E-06	3E-06
Min Ksat -10%	8,67E-06	2,70E-06
Max hF (m)	3E-05	3,99E-04
Max hF +10%	3,30E-04	4,39E-03
Min hF (m)	1,5E-05	4E-05
Min hF -10%	1,35E-05	3,60E-05

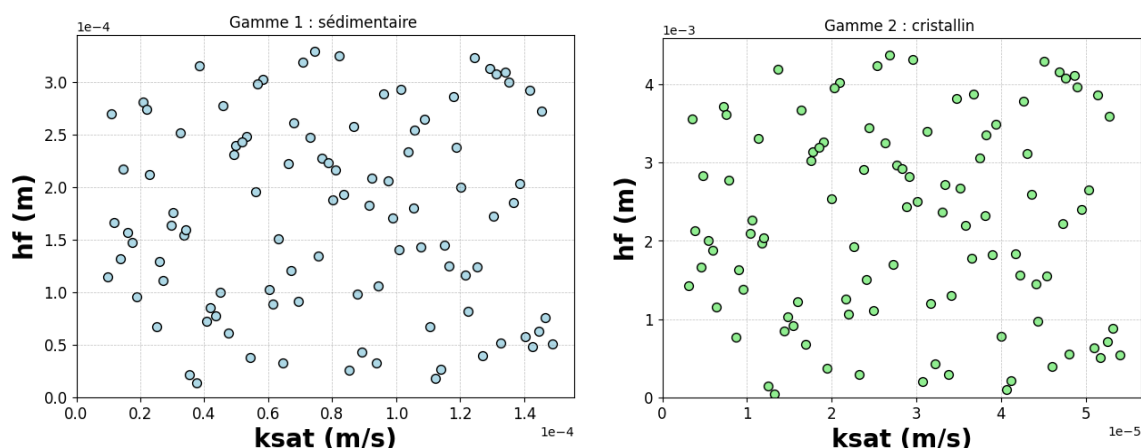


Figure 38 : Échantillon de 100 constantes tirées aléatoirement par l'hypercube latin

Tableau 17 : Statistiques descriptives de tous les coefficients de ruissellement obtenus

	Gamme B-V sédimentaire	Gamme B-V cristallin
Moyenne	0,01	0,09
Médiane	0	0,01
Ecart type	0,04	0,15
Maximum	0,5	0,75
Minimum	0	0

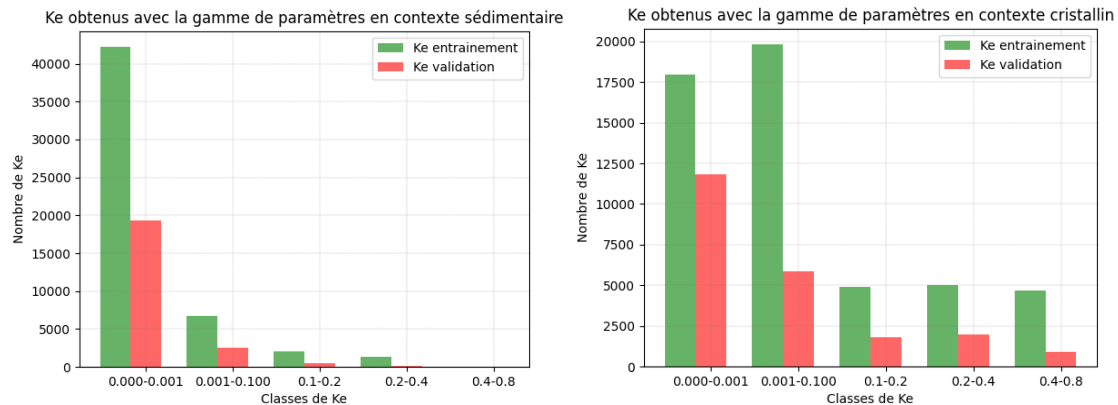


Figure 39 : Distributions des Ke obtenus par gamme

Le tableau 17 représente une analyse statistique descriptive des deux gammes de Ke. On constate que la gamme 1, en contexte sédimentaire, ruisselle beaucoup moins que la gamme 2 basée sur les paramètres du socle. Les paramètres, qui ont été identifiés dans l'axe 1 pour modéliser le Cr à partir d'un jeu de données de pluie, étaient caractérisés par un cumul de précipitations annuelles plus important que celui donné par Stochastorm. Par exemple pour Tondikiboro, en moyenne ce ne sont pas moins de 600 mm de pluie cumulée par an qui ont été enregistrés sur la période 2006-2010. Pour la base de données de Stochastorm, les cumuls de précipitations annuels sont significativement moindres (environ 277 mm par an), cela justifie alors les Ke notablement réduits. Ainsi, les Ke annuels modélisés sédimentaires et cristallins sont logiquement très bas (figure 39).

b) Optimisation et hétéroscédasticité des modèles sigmoïdes

Une fois la base de données créée, nous allons optimiser les fonctions sigmoïdes [Eq.32, Eq.33, Eq.34] pour trouver celle qui prédira au mieux le ruissellement. Toutes les données utilisées pour optimiser les fonctions sigmoïdes ont été séparées en deux (70% pour l'entraînement et 30% pour la validation), on utilise d'abord les données réelles puis elles ont été rééchantillonnées. Ces données pour entraîner les modèles sont :

- 70% des Ke (on en rentre 52 430 sur 74 900) : ils sont également les valeurs de sorties du modèle. Ils sont utilisés pour guider l'ajustement des paramètres du modèle.
- 70% de l'indicateur (au départ on en a 749), on les concatène pour chacun des paramètres, étant donné qu'on a 100 paramètres, on en prend 52 430 sur 74 900. Ils sont utilisés comme étant des valeurs indépendantes des modèles.

- 70% des paires (K_{sat} et h_f , on en prend 70 sur 100), elles sont considérées aussi comme des valeurs indépendantes.

Avec ces données, nous allons débiter l'optimisation des trois modèles sigmoïdes, les résultats sont présentés dans le tableau 18. L'annexe 8 présente sous forme de trois graphiques, l'optimisation de ces trois modèles pour une même paire de paramètres dans la gamme cristalline, avec les données observées.

Tableau 18 : Critères de performance calculés pour le choix, l'optimisation et la validation des différents modèles

		GAMME SÉDIMENTAIRE			GAMME CRISTALLINE		
		R ²	MAE	RMSE	R ²	MAE	RMSE
	Variables utilisées	Les Ke obs et les Ke prédits			Les Ke obs et les Ke prédits		
S1	Données réelles train	0,86	0,005	0,0002	0,96	0,018	0,0009
	Données réelles test		0,003	0,0001		0,013	0,0007
	Données resamplées train	0,86	0,005	0,0002	0,96	0,017	0,0009
	Données resamplées test		0,003	0,0001		0,013	0,0006
S2	Données réelles train	0,82	0,006	0,0003	0,94	0,022	0,0013
	Données réelles test		0,004	0,0001		0,016	0,0009
	Données resamplées train	0,82	0,006	0,0002	0,94	0,023	0,0014
	Données resamplées test		0,004	0,0001		0,016	0,0009
S3	Données réelles train	0,85	0,005	0,0002	0,96	0,017	0,0009
	Données réelles test		0,003	0,0001		0,012	0,0006
	Données resamplées train	0,83	0,005	0,0002	0,96	0,017	0,0008
	Données resamplées test		0,003	0,0001		0,012	0,0006

S1, S2 et S3 représentent respectivement les 3 fonctions sigmoïdes expliqués dans le c) de la partie méthodologie (3.3). Le terme "resampler" peut être traduit comme "rééchantillonné", le terme "train" par "entraînement" et « test » par validation.

La troisième fonction offre la meilleure performance en termes de prédiction lorsque les Ke sont supérieurs à 0. Pour les Ke les plus faibles, c'est la S1, fonction avec le moins de paramètres qui est la meilleure. Cependant, rappelons que les données de précipitations de Stochastorm sont relativement faibles par rapport aux précipitations sur le terrain. Ce qui, par conséquent, nous donne des Ke faibles. Si les données de pluie dans le modèle Typhic sont plus importantes que celles de Stochastorm alors il serait préconisé d'utiliser la fonction sigmoïde S3.

En examinant la généralité des résultats, on constate que la valeur de MAE est plus grande que la RMSE. Cette tendance soulève des interrogations quant à son origine. Une explication plausible réside dans la gamme de valeurs d'entraînement (Ke). Dans le contexte où une grande partie de la gamme Ke est environ égale à 0, la situation est particulière. Les

fonctions sigmoïdes sont intrinsèquement bornées dans une plage allant de 0 à 1. Cette particularité implique que les valeurs prédites ne peuvent pas être négatives. Les erreurs positives, même si elles sont relativement petites en valeur absolue, peuvent contribuer à augmenter la MAE, tandis que la pondération par les carrés dans la RMSE peut atténuer cette influence. De plus, les valeurs de K_e se situent entre 0 et 1, la somme de leurs carrés est donc forcément plus faible. Tous les R^2 sont élevés, ce qui suggère que les K_e d'entraînements correspondent bien aux sigmoïdes des K_e prédits.

Les résidus peuvent révéler des problèmes tels que l'hétéroscédasticité (variances inégales), la non-linéarité, les valeurs aberrantes et les erreurs de spécification. En analysant les propriétés des résidus, nous pouvons identifier les domaines où les modèles pourraient avoir des faiblesses. Pour évaluer les résidus, le test de Goldfeld-Quandt a été utilisé (cf 3.3c), pour rappel, une valeur (P) proche de 1 rejette l'hypothèse de l'hétéroscédasticité, ce qui signifie qu'il y a toujours la même variance dans les résidus entre les K_e observés et les K_e prédits par les fonctions sigmoïdes.

Tableau 19 : Test de Goldfeld-Quandt pour l'hétéroscédasticité des trois modèles sur les K_e (non-rééchantillonnés) réels et prédits

Ke	Valeurs réelles de la gamme sédimentaire				Valeurs réelles de la gamme cristalline			
	Tous	0 à 0,001	0,001 à 0,1	0,1 à 0,7	Tous	0 à 0,001	0,001 à 0,1	0,1 à 0,7
S1	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,8	0,5	0,7
S2	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,7	0,5	0,8
S3	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,9	0,5	0,5

S1, S2 et S3 représentent respectivement les 3 différents algorithmes des sigmoïdes expliqués dans le c) de la partie méthodologie (3.3).

Pour ce test (tableau 19), nous avons divisé la gamme de K_e selon leurs valeurs car lorsqu'ils étaient regroupés la p-values à 0,5 n'était pas pertinente. Pour un $K_e < 0,001$ les variances homogènes des résidus indiquent que les trois modèles sont capables de capturer les relations entre les variables et les données de manière cohérente à travers différentes plages de valeurs prédites. Pour les K_e de 0,001 à 0,1, la p-value à 0,5 indique que les trois modèles seraient probablement moins capables de prédire les K_e en raison d'une probabilité plus faible d'homogénéité des résidus (quand bien même l'hétéroscédasticité n'est pas validée). Pour les K_e de 0,1 à 0,7, le dernier modèle présente une probabilité que de 50 % d'observer des résidus avec des variances relativement homogènes à travers les différentes valeurs prédites. Bien que cela indique toujours une absence d'hétéroscédasticité significative, la p-value plus basse que dans les modèles 1 et 2 pourrait signifier qu'il y a une légère variabilité dans la détection de l'hétéroscédasticité pour ce modèle particulier. Pour le contexte sédimentaire, une statistique de 0,5 dans le test de Goldfeld-Quandt suggère que la variance des résidus est relativement

constante à travers différentes valeurs de la variable indépendante, mais cette capture de la variance reste tout de même moins importante avec des K_e si faibles.

Étant donné que dans la réalité les cumuls de pluie sont plus importants que ceux générés par Stochastorm, alors le ruissellement sera plus important. Et c'est S3 qui offre les meilleures prédictions et le plus d'homoscédasticité dans les résidus lorsque le ruissellement est important. Elle fonctionne mieux pour prédire les K_e en raison de sa capacité à modéliser des relations plus complexes et non linéaires entre les variables d'entrée. L'ajout de termes multiplicatifs ($aksat * ksat$, $ahf * hf$) aux côtés des coefficients (a , b , $bksat$, bhf) permet à l'expression d'introduire des relations non linéaires entre les variables. Cette expression est alors davantage en mesure de mieux capturer ces relations complexes. L'utilisation de termes multiplicatifs ajoute de la flexibilité au modèle pour ajuster les effets de différentes variables en fonction de leurs coefficients respectifs. Cela peut aider le modèle à s'adapter à des relations variables et à expliquer des variations importantes dans les données. L'annexe 9 représente les K_e observés d'entraînement et les K_e prédits pour chaque substrat en utilisant les équations finales.

Ainsi les équations finales pour prédire les K_e en contexte sédimentaire et en contexte cristallin sont :

$$K_{e_{sed}}(x) = \frac{1}{1 + e^{-(2.33E-01 + 3.23E-0.2 * ksat + 1.488 * hf)x - 2.626E+01 + 2.07E+05 * ksat - 6.752 * hf}} \quad (Eq. 35)$$

$$K_{e_{cr}}(x) = \frac{1}{1 + e^{-(1.484E-01 + 2.262E+0.4 * ksat + 9.564 * hf)x - 5.989E-01 + 2.62E+05 * ksat + 6.5096 * hf}} \quad (Eq. 36)$$

En déterminant x comme l'indicateur :

$$x = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N C_i}{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N D_i} \quad (Eq. 37)$$

Donc

$$\frac{C_i}{D_i} \quad (Eq. 38)$$

Avec N comme le nombre d'événements de pluie sur une période annuelle, C_i : le cumul de pluie (en millimètres) du i -ème événement de pluie. D_i comme la durée (en heures) du i -ème événement de pluie.

c) Etude de sensibilité

Nous adoptons une analyse de sensibilité locale. Dans ce contexte, chaque valeur des paramètres optimisés est multipliée par deux. Cette valeur a été identifiée comme une magnitude suffisamment significative pour induire des changements discernables dans les prédictions du modèle, tout en restant modérée pour éviter des perturbations excessives qui pourraient altérer la cohérence générale des résultats. En outre, le fait de multiplier toujours par deux chacune des valeurs à leur tour permet une comparaison directe des impacts relatifs des

changements de paramètres entre eux. Ce choix tient également compte des échelles des paramètres, garantissant que les variations restent pertinentes pour toute la gamme de paramètres du modèle.

Pour rappelle dans le modèle choisi [Equ.34] avec six paramètres optimisés. L'étude de sensibilité se calcule avec l'utilisation de MAE, étant donné les faibles valeurs de la RMSE. L'étude de sensibilité se réalise qu'avec les données d'entraînement, on admet que ce serait les mêmes résultats avec les données tests. Pour rappel avec les paramètres optimaux, les valeurs de la MAE étaient :

- B-V sédimentaire : 0,005
- B-V cristallin = 0,171

Tableau 20 : Etude de sensibilité des paramètres du modèle

	Valeurs des paramètres trouvés		Valeurs des paramètres x2		Valeurs de MAE entre Ke réels et Ke prédits	
	SED	CRI	SED	CRI	SED	CRI
Paramètre 1 (a)	2,33E-01	1,48E-01	4,66E-01	2,96-01	0,01	0,029
Paramètre 2 (b)	3,23E-02	-5,99E-01	6,46-02	-1,20	0,004	0,043
Paramètre 3 (aksat)	1,49E+04	2,26E+04	2,98+04	4,52E+04	0,012	0,05
Paramètres 4 (ahf)	-2,42E+01	9,56	-4,84+01	1,91E+01	0,005	0,0173
Paramètre 5 (bksat)	2,07E+05	2,62E+05	4,14+05	5,24E+05	0,0150	0,072
Paramètre 6 (bhf)	6,75E+01	56,51	1,35E+02	1,13+02	0,0048	0,0172

Le tableau 20 montre que les paramètres aksat et bksat sont les plus influents et sont ceux qui impactent le plus le résultat du modèle. Cependant, le modèle final n'est pas très sensible aux variations, ainsi le modèle peut être appliqué à de nouvelles situations ou à des conditions qui ne correspondent pas exactement à celles de l'ensemble d'entraînement. Il peut être considéré comme robuste dans le sens où de petites fluctuations dans les valeurs des paramètres n'entraînent pas de changements majeurs dans les résultats. Ainsi les incertitudes des paramètres choisis n'auront pas de grande conséquence sur les résultats.

d) Discussions

- Jeux de données : les paramètres identifiés dans l'axe 1 pour modéliser le Cr à partir d'un jeu de données de pluie était caractérisé par un cumul de précipitations annuelles bien plus important que celui donné par Stochastorm. Par exemple pour Tondikiboro, en moyenne ce ne sont pas moins de 600 mm de pluie cumulée par an qui ont été enregistrés sur la période 2006-2010. Pour la base de données utilisée ici (Stochastorm), les précipitations

- sont significativement moindres (environ 277 mm par an), cela justifie alors les K_e notablement réduits. Il faudrait, pour la reprise de ce travail, multiplier les données de pluie.
- Taille de l'échantillonnage des paramètres : nous avons tiré 100 paramètres par gamme pour modéliser le ruissellement, on aurait pu agrandir cet échantillon pour être plus représentatif.
 - Les gammes de paramètres : ils dépendent d'un seul B-V par substrat géologique (cristallin et sédimentaire), cela questionne sur la représentativité du contexte, quand bien même nous les avons fait varier de $\pm 10\%$. Les conditions géographiques et climatiques peuvent varier considérablement d'un bassin à l'autre, toutes les variables qui influencent le ruissellement ne sont pas homogènes. Nous aurions pu utiliser des données de plusieurs bassins-versants par substrat géologique.

Conclusion et perspectives

Le Sahel fait l'objet de fluctuations climatiques depuis le XX^{ème} siècle. D'abord caractérisée par une période humide de 1950 à 1967 suivant les zones, cette région a connu ensuite une longue période de sécheresse jusqu'aux alentours de 1990. Depuis lors, les coefficients de ruissellement ont augmenté et sont identifiés sous l'expression de "premier paradoxe hydrologique sahélien". Plusieurs causes ont été étudiées et identifiées pour expliquer ce changement de régime intervenu de manière soudaine. Mais depuis 1990, on observe un accroissement des cumuls de pluies annuelles. Cet accroissement semble être le fait d'une intensité des précipitations lors d'épisodes pluvieux en dépit de leurs fréquences d'apparition.

Ce mémoire s'est attaché à analyser l'importance de l'intensité des pluies sur les réponses hydrologiques des bassins versants sahéliens. Il a permis d'apporter des réponses quant aux liens qui unissent ces deux variables hydrologiques, dans un domaine novateur puisque qu'aucune étude ne traite du sujet spécifiquement.

Ce travail a d'abord été l'occasion d'étudier dans quelle mesure le modèle assez simple de Green-et-Ampt peut modéliser la réponse hydrologique aux événements pluvieux à l'échelle de plusieurs sous-bassins- versants des bassins-versants de Tondikiboro et Mélé-Haoussa, mais aussi à l'échelle de parcelles situées dans Tondikiboro. Les résultats ont démontré une bonne représentation des coefficients de ruissellement en considérant tous les cumuls de ruissellement événementiel ensemble pour un même sous-bassin-versant. Cependant, quelques biais au niveau du ruissellement cumulé ont été identifiés lorsqu'on travaille à l'échelle événementielle spécifiquement. Après l'optimisation, nous avons pu récupérer les paramètres du modèle spécifique pour chaque bassin-versant et parcelle. La différence d'échelle a également permis de conclure qu'à l'échelle parcellaire, les états de surface influencent davantage le ruissellement alors que lorsqu'on travaille à l'échelle d'un bassin versant, c'est le substrat géologique qui a le plus d'influence. Autrement dit, à l'échelle du bassin-versant, nous pouvons avoir des phénomènes d'infiltration d'eau ruisselante comme c'est le cas avec le bassin de Tondikiboro.

Ce premier axe nous a permis dans un second temps de modéliser, pour un même jeu de données (plusieurs simulations annuelles de précipitations au pas de temps une minute), les différentes réponses hydrologiques (K_e annuels) des bassins-versants et parcelles initiales. Pour la recherche d'indicateurs, la base de données utilisée pouvait constituer plusieurs variables possibles (durée, fréquence, occurrence, intermittence,). Il s'agissait ensuite de quantifier/qualifier les relations entre chaque gamme de K_e obtenu avec les indicateurs testés à l'échelle annuelle. L'indicateur retenu est la moyenne annuelle par événement du cumul de pluie (mm) divisée par la moyenne annuelle par événements de la durée (heures), en suggérant que la durée des événements est égale à 5h lorsque le jour précédant et suivant les précipitations valent 0 mais que si la valeur des précipitations journalières se succèdent alors la durée est multipliée par le nombre de jours pluvieux qui se succèdent.

Une fois l'indicateur le plus pertinent obtenu, nous avons repris le même jeu de données de pluies et créé cette fois deux gammes de K_e correspondant respectivement au substrat géologique cristallin et sédimentaire. Pour ce faire, nous avons repris les paramètres utilisés

précédemment et nous avons sélectionné le maximum et le minimum pour chaque contexte géologique. Ainsi, nous avons obtenu deux gammes de K_e représentant les réponses hydrologiques pour chaque contexte géologique. Ensuite, nous avons généralisé la relation entre l'indicateur trouvé précédemment et les K_e en testant plusieurs modèles logistiques. Le modèle sélectionné permet donc de prédire les K_e avec l'indicateur trouvé.

Perspectives :

- **Deep-learning** : utiliser les réseaux neuronaux pour la recherche d'indicateurs en prenant en compte toutes ou certaines des variables de disponible pour extraire des relations non-linéaires. Il pourrait potentiellement exister un indicateur plus pertinent que celui trouvé dans ce mémoire.
- **Réaliser une étude des propriétés hydrodynamiques sur leurs linéarités dans le temps.** Cela nécessiterait des données de pluie et de ruissellement en période humide et actuelle pour un même site. Or dans ce travail, les périodes des données parcellaires et des bassins-versants n'étaient qu'en période actuelle. Ainsi, nous n'avons pas pu analyser si les propriétés ont différé durant ces deux périodes.—
- **Intensité des pluies** : étudier les caractéristiques de l'intensité des pluies observées dans une région donnée en période humide afin de déterminer les caractéristiques. De plus, il serait nécessaire d'établir si ces caractéristiques sont cohérentes avec celles en période actuelle. Par exemple, le nombre d'événement, la durée des événements, la fréquence, etc.. On pourrait poser la question de la manière dont ces caractéristiques ont changé : ont-elles réduites ou augmentées ?
- **Indicateur** : déterminer si l'indicateur identifié pour la période actuelle est également efficace et pertinent lorsqu'il est appliqué à la période humide, ou s'il nécessite des adaptations ou des ajustements pour être utilisé dans ce contexte spécifique. Selon s'il fonctionne ou non :
 - S'il fonctionne et que les caractéristiques de l'intensité des pluies sont les mêmes : on pourrait émettre l'hypothèse que l'augmentation des K_e ne serait pas la conséquence de l'intensité des pluies. A l'inverse, s'il fonctionne mais que les caractéristiques sont différentes, on pourrait supposer que l'augmentation du ruissellement est la conséquence de l'intensité des pluies.
 - Inversement, si l'indicateur ne fonctionne pas mais que l'intensité des pluies est similaire sur les deux périodes, il y aurait alors un autre facteur qui impacte le ruissellement. Et, si l'indicateur ne fonctionne pas et que les caractéristiques de l'intensité des pluies sont différentes, on pourrait émettre l'hypothèse que les K_e sont aujourd'hui plus impactés par l'intensité des pluies et qu'il y a sûrement un seuil d'intensité à partir duquel les K_e sont impactés.
- Pour répondre davantage à la question, il serait intéressant d'étudier l'intensité des pluies pour ces mêmes périodes dans le bassin guinéen afin de pouvoir comparer les comportements hydrologiques face aux pluies reçues.
- **Chercher à quantifier à quel point on s'éloigne (ou pas) de la réalité.** Admettons que nous nous basons sur des données historiques de pluie et de ruissellement, appliquer la même méthode pour avoir les K_e prédits. Analyser les différences de K_e prédits et

les K_e observés à l'échelle de chaque bassin-versant et comprendre et remédier aux raisons de ces différences si elles sont considérées comme importantes.

Etudier ces questions, permettrait de répondre à la question suivante : le point de bascule du fonctionnement ruisselant pour des cumuls de pluie similaires peut-il s'expliquer par un changement des intensités ?

Bibliographie

Albergel J., 1987, « Sécheresse, désertification et ressources en eau de surface : application aux petits bassins du Burkina Faso », in *The influence of climate change and climatic variability on the hydrologic regime and water resources*, *OSTROM*, vol. 167, p. 355–365

Albergel J., Casenave J., Valentin C., 1986, « Modélisation du ruissellement en zone soudano-sahélienne : simulation de pluie et cartographie des états de surface », *ORSTOM*, Ouagadougou, p. 75-89

Ambouta J-M. K., 1994, *Etude des facteurs de formation d'une croûte d'érosion et de ses relations avec les propriétés internes d'un sol sableux fin au Sahel*, Thèse de Géographie, Université Laval, 97 p.

Ambouta J-M. K., Valentin C., Laverdière M., 1996, « Jachères et croûtes d'érosion au Sahel », *Sécheresse*, vol. 7, p. 269-275

Amogu O., *et al.*, 2015, « Runoff evolution due to land-use change in a small Sahelian catchment », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 60, n°1, p. 78–95

Amogu O., 2009, *La dégradation des espaces sahéliens et ses conséquences sur l'alluvionnement du fleuve Niger moyen*, Thèse d'Hydrologie, Université Joseph Fourier, 444 p.

Armand R., 2009, *Étude des états de surface du sol et de leur dynamique pour différentes pratiques de travail du sol. Mise au point d'un indicateur de ruissellement*, thèse de Géographie, Université de Strasbourg, 208 p.

Balme M., Lebel T., Amani A., 2006, « Années sèches et années humides au Sahel : *quo vadimus?* », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 51, n°2, p. 254–271

Bloschl G., Sivapalan M., 1995, « Scale Issues In Hydrological Modeling - A Review », *Hydrological Processes*, vol. 9, p. 251-290

Boubacar A., Malam Abdou M., Ingatan Warzagan A. , Mamadou I., Faran Maiga O., Bouzou Moussa I., Descroix L., 2017, 'Efficacité du sous-solage dans la restauration des sols sahéliens dégradés : étude expérimentale sur le site de Tondi Kiboro, Niger'. *Afrique Science : revue internationale des sciences et technologies*, vol. 13, p. 189-201

Boulet R., 1968, *Etude pédologique de la Haute-Volta*, Office de la recherche scientifique et Technique Outre-Mer, 351 p.

Bouvier C., 1986. *Etude du ruissellement urbain à Niamey. Rapport général. Tome3.: Interprétation des données*. Rapport CIEH-ORSTOM, 83 p

Brandt M., Hiernaux P., Rasmussen K., Mbow C., Kergoat L., Tagesson T., Ibrahim Y. Z., Wélé A., Tucker C. J., Fensholt R., 2016, « Assessing woody vegetation trends in Sahelian drylands using MODIS based seasonal metrics », *Remote Sensing of Environment*, vol. 183, p. 215-225

Burdine N. T., 1953, "Relative Permeability Calculations From Pore Size Distribution Data", *Journal of Petroleum Technology*, vol. 5, n°3, p. 71-78

Capot-Rey R., 1953, *Le Sahara français*, Paris, Presses Universitaires, 464 p.

Casenave A., Valentin C., 1989, *Les états de surface de la zone sahélienne*, Paris, ORSTOM, 229 p.

Casenave A., Valentin C., 1992, « A runoff capability classification system based on surface features criteria in semi-arid areas of West Africa ». *Journal of Hydrology*, vol. 130(1-4), p. 231–249

Casenave A., 1991, « Spécificité des processus du ruissellement en zone sahélienne : influence des états de surface », *Utilisation rationnelle de l'eau des petits bassins versants en zone aride*. ORSTOM, p. 77-86

Cheggour, A., Simonneaux V., Asma S., Yaro Y., Sadik E., Sabir M., Roose E., 2008a, « Recherche d'indicateurs de ruissellement et des risques d'érosion au moyen de tests d'infiltrométrie dans le bassin versant du Rhéraya (Haut-Atlas occidental, Maroc) », *Revue des sciences de l'eau*, vol. 21, n°3, p. 311–322

Cosandey C., Robinson M., 2000, *Hydrologie continentale*, Armand Collin, 360 p.

Courault D., D'Herbes J.M., Valentin C., 1990, *Le bassin versant de Sema-Dey. Premières observations pédologiques et phytoécologiques*, ORSTOM, Bondy, 36 p.

Dai A., Trenberth K.E., Karl T.R., 1998, « Global variations in droughts and wet spells : 1900-1995 », *Geophysical Research Letters*, vol.25, n°37, p. 3367-3370

Darcy H., 1856, *Les fontaines publiques de la ville de Dijon : exposition et application des principes à suivre et des formules à employer dans les questions de distribution d'eau*, Paris, 647 p.

Dardel C., 2014, *Entre désertification et reverdissement du Sahel : diagnostic des observations spatiales et in situ*, Thèse, Université Paul-Sabatier, 201 p.

Delestre O., 2010, *Simulation du ruissellement d'eau de pluie sur des surfaces agricoles*, Thèse spécialité Mathématiques Appliquées, Université d'Orléan, 293 p.

Desconnets J.C., Galle S., Leduc C., Peugeot C., 1996, « Les processus de redistribution des eaux en région sahélienne : l'hydrologie dans l'expérience Hapex-Sahel », In : Chevallier Pierre (ed.), Pouyaud Bernard (ed.). *L'hydrologie tropicale : géosciences et outil pour le développement : mélanges à la mémoire de Jean Rodier*, Publication n°238, Journées Hydrologiques de l'ORSTOM : Conférence de Paris, 11., Paris (FRA), p. 125-137

Descroix L., Mamadou I., Malam Abdou M., Bachir A., Bouzou Moussa I., Le Breton E., Souley Yéro K., 2012, 'État des lieux et proposition de restauration des sols sur le Bassin versant de Tondi Kiboro (Niger)', *Lutte antiérosive*. IRD Éditions, 11 p.

Descroix L., Niang A.D, Dacosta H., Panthou G., Quantin G., Diedhiou A., 2013, 'Évolution des pluies de cumul élevé et recrudescence des crues depuis 1951 dans le bassin du Niger moyen (Sahel)', *Climatologie*, vol.10, p. 37–49.

Descroix, L. *et al*, 2018, 'Evolution of Surface Hydrology in the Sahelo-Sudanian Strip : An Updated Review', *Water*, vol. 10, n°6, 37 p.

Dunne T., Black R. D., 1970, « An experiment investigation of runoff production in permeable soils », *Water Resources Research*, vol. 6, n°2, p. 478-490

Gardner W., 1958, "Some steady-state solutions of the unsaturated moisture flow equation with application to evaporation from a water table", *Soil Science*, vol. 85, n°4, p. 228-232

Gbohoui P., 2021, *Modélisation hydrologique de bassins emboîtés du Nakanbé au Burkina Faso dans un contexte de changement global*. Thèse de doctorat, spécialité sciences de l'Eau, Université Montpellier ; Institut international d'ingénierie de l'eau et de l'environnement, 306 p.

Gnouma H., 2006, *Aide à la calibration d'un modèle hydrologique distribué au moyen d'une analyse des processus hydrologiques : application au bassin versant de l'Yzeron*, thèse spécialité Génie civil, INSA Lyon, 450 p.

Green and G.A. Ampt, 1911, « Studies on soil physics Part I - The flow of air and water through soils », *Journal of Agricultural Science*, 4 (Part 1), p. 1–24

Habou Z., Boubacar M., Toudou A., 2016, 'Les systèmes de productions agricoles du Niger face au changement climatique : défis et perspectives', *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, n°10, vol. 3, p. 1262-1276

Hama Garba O. K., 2022, *Etude hydrogéophysique des échanges entre le fleuve Niger et les aquifères sédimentaires et de socle au Niger*, Thèse, Université Grenoble Alpes et Université Abdou Moumouni, 182 p.

Horton, R.E., 1933, « The role of infiltration in the hydrological cycle », *Transactions of American Geophysical Union*, vol. 14, p. 446-460

Hulme, M., 1996, *Climate Change and Southern Africa: An Exploration of Some Potential Impacts and Implications in the SADC Region*, Climatic Research Unit, Norwich, 104 p.

Jones P.D, Hulme M., 1996, « Calculating Regional Climatic Time Series for Temperature and Precipitation : Methods and Illustrations. *International Journal of Climatology* », vol.16, n°4, p. 361-377

Karambiri H., 2003, *Crues et érosion hydrique au sahel : étude et modélisation des flux d'eau et de matières sur un petit bassin versant pastoral au nord du Burkina Faso*, Thèse en Science de la Terre : Géoscience et Ressources Naturelles, UPMC : Paris 6, 390 p.

Lamb P.J, 1982, « Persistence of Subsaharian drought », *Nature*, vol. 299, p. 46-47

Lavelle P., 1983, « The Soil Fauna of Tropical Savannas. 1- The community structure. II- Earthworm communities », *Tropical Savannas*, p. 477-484 & 485-497.

Lebel T., Sauvago H., Hoepffner M., Desbois M., Guillot B., Hubert P., 1992, « Rainfall estimation in the Sahel : the EPSAT-NIGER experiment », *Hydrological Sciences Journal*, vol.37, n°3, p. 201-215

Leblanc M. J., Favreau G., Massuel S., Tweed S. O., Loireau M., Cappelaere B., 2008, Land clearance and hydrological change in the Sahel : SW Niger. *Global and Planetary Change*, vol. 61, n° 3, p. 135–150

Lecomte V., 1999, *Transferts de produits phytosanitaires par le ruissellement et l'érosion de la parcelle au bassin versant*, Thèse de l'ENGREF - spécialité Sciences de l'Eau. Université d'Orléans, 213 p.

Le Houérou H. N., 1990, « Définition et limites bioclimatiques du Sahara », *Sécheresse (Montrouge)*, vol. 1, n°4, p. 246-259

Li K. Y., Coe M. T., Ramankutty N., Jong R. D, 2007, « Modeling the hydrological impact of land-use change in West Africa », *Journal of Hydrology*, vol.10, n°3, p. 258–268

Mahé G., 2009, « Surface/groundwater interactions in the Bani and Nakambe rivers, tributaries of the Niger and Volta basins », West Africa. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques*, vol. 54, p. 704-712

Mahé G., Dray A., Paturel J. E., Cres A., Koné F., Manga M., Crès F.N., Djoukam J., Maiga A. A. H., Ouedraogo M., Conway D., Serval E., 2002, « Climatic and anthropogenic impacts on the flow regime of the Nakambe River in Burkina », FRIEND, Regional Hydrology: Bridging the gap between research and practice (ed. by H. Van Lannen & S. Demuth), p. 69- 76

Mahé, G., Paturel, J. E., Servat, E., Conway, D. & Dezetter, A., 2005, « Impact of land use change on soil water holding capacity and river modelling of the Nakambe River in Burkina Faso », *Journal of Hydrology*, Vol. 300, p. 33-43

Mahe G., Lienou G., Bamba F., Paturel J.E., Adeaga O., Descroix L., Mariko A., Olivry J.C., Sangare S., Ogilvie A., Clanet J.C., 2011, « Le fleuve Niger et le changement climatique au cours des 100 dernières années », *Hydro-climatology: Variability and Change*, (Proceedings of symposium J-H02 held during IUGG2011 in Melbourne, Australia, July 2011), 7 p.

Mahé G, Paturel J. E., 2009, « 1896–2006 Sahelian rainfall variability and runoff increase of Sahelian rivers ». *Comptes rendus Géoscience*, vol 341, n°7, p 538-546

Malam Abdou M., 2014, *Etats de surface et fonctionnement hydrodynamique multi-échelles des bassins sahéliens ; études expérimentales en zones cristalline et sédimentaire*, Thèse en Sciences de la Terre, Université de Grenoble ; Université Abdou Moumouni, 268 p.

Malam Abdou M., Vandervaere J-P., Descroix L., Bouzou Moussad I., 2021, « Comparative hydrodynamic study of granitic and sedimentary catchments in Western Niger », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 66, n°10, p. 1541–1551

Moussa Abdou M., Vandervaere J-P., Descroix L., Moussa I., Faran O., et al., 2015, « Évolution de la conductivité hydraulique d'un sol sableux cultivé du Niger », *Biotechnol. Agron. Soc. Environ*, vol. 19, n°3, p. 270-280

Ozer A., Ozer P., 2005, 'Désertification au Sahel : crise climatique ou anthropique ?' *Bulletin des séances*, vol. 51, n°4, p. 395-423

Ozer P., Hountondji J-C., Niang A-J., Karimoune S., Laminou Manzo O., Salmin M., 2010, « Désertification au Sahel : historique et perspectives », *BSGLg*, vol.54, p. 69-84

Ozer,P., 2000, *Les lithométéores en région sahélienne: un indicateur climatique de la désertification*, Thèse spécialité Sciences géographiques, Université de Liège, 304 p

Panthou G., 2013, *Analyse des extrêmes pluviométriques en Afrique de l'Ouest et de leurs évolutions au cours des 60 dernières années*, Thèse spécialité Océan Atmosphère et Hydrologie, Université de Grenoble, 270 p.

Pechlivanidis I.G., Jacson B.M., McIntyre N.R., Wheeler H.S., 2011, « Catchment scale hydrological modelling: a review of model types, calibration approaches and uncertainty analysis methods in the context of recent developments in technology and applications », *Global NEST journal*, vol.13, p.193–214

Perez P, Todoroff P., Touma J., Fortier M., 1999, « Caractérisation hydrodynamique d'un sol encroûté en zone sahélienne. 1. Approche expérimentale in situ », *Agronomie*, vol. 19, n°5, p. 331–340

Peugeot C., Esteves M., Galle S., Rajot J-L., Vandervaere J-P., 1997, « Runoff generation processes: results and analysis of field data collected at the East Central Supersite of the HAPEX-Sahel experiment », *Journal of Hydrology*, vol.188–189, p. 179–202.

Peugeot C., 1995, *Influence de l'encroûtement superficiel du sol sur le fonctionnement hydrologique d'un versant sahélien (Niger). Expérimentations in-situ et modélisation*, Thèse spécialité Hydrologie, Université Joseph Fourier Grenoble 1, 356 p.

Quezel P.,1965, *La végétation du Sahara. Du Tchad à la Mauritanie*, Geobotanica selecta – II, 333 p.

Rathjen J., Oppelt N., Bosch D. D., Arnold J. G., M. Volk M., 2014, « Development of a grid-based version of the SWAT landscape model », *Hydrological Processes*, vol. 29, n°6., p. 900-914

Richard Molard J., 1949, *Afrique occidentale française*, Édition Berger Levrault, 239 p.

Rousseau M., 2012, *Propagation d'incertitudes et analyse de sensibilité pour la modélisation de l'infiltration et de l'érosion*, thèse spécialité mathématiques appliqués, Université Paris-Est, 160 p.

San Emeterio J. L., Alexandre F., Andrieu J., Génin A., Mering C., 2013, « Changements socio-environnementaux et dynamiques des paysages ruraux le long du gradient bioclimatique nord-sud dans le sud-ouest du Niger (régions de Tillabery et de Dosso) », *VertigO*, vol. 13, n°3, 27 p.

Séguis L., Cappelaere B., Milési G., Peugeot C., Massuel S., Favreau G., 2004, « Simulated impacts of climate change and land-clearing on runoff from a small Sahelian catchment », *Hydrological Processes*, vol.18, n°17, p. 3401–3413

Singh V. P., 1995, *Computer Models of Watershed Hydrology Highlands Ranch, CO: Water Resources Publications*, 1130 p.

Smith R.E., Schreiber H.A., 1973. « Point processes of seasonal thunderstorm rainfall 1. Distribution of rainfall events », *Water Resources Research*, vol. 19, n° 4, p. 871-884.

Souley Yéro K., 2008, *L'évolution de l'occupation des sols à l'échelle des bassins versants de Wankama et Tondikiboro : Quelles conséquences sur les débits ?*, Mémoire de DEA de géographie, Université Abdou Moumouni de Niamey, 75 p.

Steffen W., Richardson K., Rockström J., Cornell S. E., Fetzer I., Bennett E. M., Biggs R., Carpenter S. R., de Vries W., et al, 2015, « Planetary boundaries: Guiding human development on a changing planet », *Science*, vol. 347, n°6223, p. 636-748

Taccone F., 2018, *Modélisation numérique du transfert sédimentaire en bassin versant montagneux fortement érodable*, thèse spécialité mécaniques des fluides, Université Paris-Est, 125 p.

Taylor C.M., Belušić D., Guichard F., Parker D.J., Vischel T., Bock O., Harris P.P., Janicot S., Klein C., Panthou G., 2017, « Frequency of extreme Sahelian storms tripled since 1982 in satellite observations », *Nature*, vol. 544, p. 475-478

Torou B.M., Favreau G., Barbier B., Pavelic P., Illou M., Sidibé F., 2013, « Constraints and opportunities for groundwater irrigation arising from hydrologic shifts in the Iullemeden basin, southwestern Niger », *Water International*, vol 38, n°4, p. 465– 479

Valentin C., 1994, « Sécheresse et érosion au Sahel », *Sécheresse*, vol. 5, p. 191-198

Valentin C., Bresson L.-M, 1992, « Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils », *Geoderma* , vol. 55 (3-4), p. 225–245

Vandervaere J. P, 1995, *Caractérisation hydrodynamique du sol in situ par infiltrométrie à disques : analyse critique des régimes pseudo-permanents, méthodes transitoires et cas des sols encroutés*, Thèse spécialité mécanique, Université Joseph-Fourier - Grenoble I, 320 p.

Vandervaere J.-P., Peugeot, C., Vauclin, M., Angulo-Jaramillo, R. et Lebel, T. 1997. Estimating hydraulic conductivity of crusted soils using disc infiltrometers and minitensiometers. *J. Hydrol.*, 188-189 : 203-223.

Vandervaere J.-P. et al., 1998, “Prediction of Crust-Induced Surface Runoff with Disc Infiltration Data.” *Soil Science*, vol. 163, p. 9-21.

Wendling C.C., *et al.*, 2022, « Higher phage virulence accelerates the evolution of host resistance », *The royal society*, 11 p.

Wendling, V. *et al.* (2019) ‘Drought-induced regime shift and resilience of a Sahelian ecohydrosystem’, *Environmental Research Letters*, vol. 14, n°10, 12 p.

Wilcox C., Aly C., Vischel T., Panthou G., Blanchet J, Quantin G., Lebel T, 2021, “Stochastorm: A Stochastic Rainfall Simulator for Convective Storms”, *Journal of hydrology*, vol. 22, n°2, p. 387-404

Yonaba R.O., 2020, *Dynamique spatio-temporelle des états de surface et influence sur le ruissellement sur un bassin de type sahélien : cas du bassin de Tougou (Nord Burkina Faso)*, Thèse spécialité hydrologie, Institut International d’Ingénierie de l’Eau et de l’Environnement, 300 p.

Annexes

Annexe 1 : Photos de la brousse tigrée de la parcelle ERO (Prises par JL Ragot depuis un ULM)



Annexe 2 : Zoom sur l'agriculture dans la région de Tillabéry

L'économie du pays est tributaire du secteur agricole qui contribue au Produit Intérieur Brut (PIB) pour plus de 40% (INS, 2009). En termes d'occupation du sol, le Niger a défini les zones agricoles cultivables par la loi n°65-5 le 21 Mai 1965. Elle impose alors un découpage administratif des activités agraires en distribuant spatialement les activités agricoles d'une part et, d'autre part, les activités pastorales, essentiellement nomades. Ce découpage a été établi selon l'isohyète de 300 mm correspondant à la limite en dessous de laquelle les cultures pluviales ne sont plus possibles. Cette ligne répartie ainsi les activités agraires en deux : les zones pastorales au nord et les cultures au Sud. Tillabéry comprenait environ les 3/4 de son espace pour l'agriculture. Toutefois, cette limite reste souple en raison des variations pluviométriques. Au début des années 2000 des auteurs ont révélé que cette ligne était descendue de 200 km vers le Sud. En 2004, une étude (ME/LCD, 2004) rapporte que la région de Tillabéry dispose de 4 480 000 ha potentiellement exploitables pour des cultures pluviales, ce qui revient à environ 50% de sa superficie. En quarante ans, les surfaces cultivables sont passées de 75 % à 50 % de la superficie de la région. La réduction des zones cultivables témoigne des changements climatiques et des défis auxquels l'agriculture est confrontée.

Afin d'entrer plus dans le détail de la partie agricole, nous allons aborder la manière dont les sols sont utilisés. Le système agricole se présente sous forme des petites exploitations d'un hectare maximum, essentiellement familiale et de type agro-sylvo-pastoral (Abdoul Habou et al, 2016). Les cultures sont majoritairement pluviales et en monoculture (mil, sorgho, niébé, ...) et parfois irriguées (riz, légumes et arbres fruitiers). Dans le système traditionnel, cette pratique se définit par une rotation des cultures : les habitants cultivent pendant 3 à 5 ans puis laissent les terres en jachère pendant quelques années (jusqu'à 20 ans) pour permettre la régénération des sols (Malam Abdou, 2014). Le calendrier cultural débute avant la saison des pluies où ont lieu le défrichage et le dessouchage (et parfois le brûlis) afin de pouvoir semer manuellement. Lors de la saison des pluies interviennent le sarclage (procédé 1 à 2 fois) consistant à retourner la surface du sol, sur 10 cm environ. Elle permet d'améliorer l'infiltration de l'eau et de retirer les adventices. Cette technique, dite aussi « sous-solage » a été vulgarisée par les ONG après les années 1980. La population utilise l'iler comme outil (constitué d'une lame arrondie à l'avant, possédant deux ailes latérales, et d'un long manche en bois) pour des raisons financières mais serait plus efficace avec la charrue ou le tracteur (Boubacar et al, 2017). Enfin, la récolte manuelle a lieu et peut s'étendre sur une longue période. Cependant, de par la croissance démographique et les aléas climatiques, les phases de rotation diminuent. Pour faire face au déficit pluviométrique, la stratégie mise en place est la tendance à la polyculture où le système de production est extensif. Ce qui tend à étendre la superficie des terres qui

consomment ainsi les espaces en jachère ainsi que les forêts. Une évolution notable dans le domaine de l'élevage est le passage progressif d'un mode nomade à un mode sédentaire, incitant les éleveurs à s'engager dans des activités agricoles pour diversifier leurs sources de revenus. Ces dynamiques agricoles du territoire agraire de la région de Tillabéry, ici simplifiées, doivent faire face à de nombreux défis et ce, en raison de plusieurs facteurs.

Malam Abdou (2014), relève que l'un des facteurs explicatifs de l'extension de l'agriculture est la croissance démographique. Cependant celle-ci n'est viable que si la réserve foncière est disponible comme c'est le cas dans notre zone d'étude. Toutefois, lorsqu'elle est saturée comme c'est le cas dans d'autres régions du Niger, on assiste plutôt à une intensification de la pratique avec des mutations en termes de technicité : gardiennage privé d'animaux, épandage d'engrais manufacturé, tractions attelées. Le second facteur est à la fois climatique et pédologique. La diminution des précipitations et de la fertilité des sols tend à faire diminuer la production et par conséquent, à se traduire par une extension des surfaces agricoles dans les zones jusque-là non-cultivées et par la réduction du temps de jachère. Les sols étant victime de forte pression, et les habitants ne disposant pas d'engrais naturels ou synthétiques, leur fertilité décroît. Également, pour accroître le faible rendement dû à l'outillage rudimentaire, les fermiers agrandissent leurs terres. L'utilisation des terres en continu entraîne dans son sillage une dégradation physique des sols qui se traduit par leur encroûtement et par la généralisation du ravinement. Le stade final de la dégradation des sols est la croûte d'érosion (ERO). Dans la région, 20% des terres fertiles sont en voie de dégradation qui se manifestent par une augmentation de leur acidité et leur encroûtement. Pour l'activité pastorale, Abdoul Habou et al (2016) ont réalisé une étude en interrogeant les habitants de 40 villages répartis au Niger et ont relevé les contraintes majeures auxquels les Nigériens font face : insuffisance des pluies, baisse de fertilité des sols, insuffisance des semences, faible pouvoir d'achat des acheteurs, parasites, réduction de l'alimentation pour le bétail, maladies des animaux ainsi que le défi démographique. Ces quelques exemples non exhaustifs de causes mettent l'accent sur la difficulté que rencontre l'activité agricole qu'elle soit pastorale ou culturale.

Annexe 3 : L'hétérogénéité des sols

Le terme "sol" désigne généralement la fine couche extérieure de la surface terrestre dans la couche pédosphère. Cette couche est soumise à l'influence du climat (en particulier l'eau et le vent) et est le résultat à la fois d'une décomposition lente des roches par des processus physiques et chimiques, mais aussi de l'activité biologique lorsqu'elle est significative. Bien que cette définition suggère la nature dynamique de la structure du sol, dans notre contexte, nous considérons que les changements significatifs dans cette structure nécessitent des échelles de temps importantes. Par conséquent, pour les phénomènes qui nous intéressent, le sol peut être raisonnablement considéré comme un milieu physique "figé". Le sol est organisé de manière tridimensionnelle des phases liquides, solides et gazeuses. Les phases liquides et gazeuses occupent les pores. La phase solide quant à elle, est composée à la fois de matières organiques (litière, humus, organismes vivants) et minérales. Dans la texture des sols, la taille des particules varie sur plusieurs ordres de grandeur : de moins d'un micromètre à plusieurs centimètres. Généralement, ces particules sont triées en quatre classes : les graviers (> 2 mm), les sables (>50 μm > 2 mm), les limons (> 2 μm > 50 μm) et les argiles (< 2 μm). Un autre paramètre en plus de la texture qui caractérise le sol c'est la structure du sol. Elle se définit comme étant l'organisation tridimensionnelle de la phase solide et des vides associés. On distingue généralement six grands types de structures du sol répertoriées dans le tableau 21 qui présentent un niveau de perméabilité différent.

Tableau 21 : Structures des sols et leurs caractéristiques

Structures	Sols	Caractéristiques	Niveau de perméabilité
Particulaire	Sol sableux	Sol peu développé car par définition, ils contiennent peu d'argile et sont pauvres en matière organique.	Bonne perméabilité car il y a de nombreux pores de dimensions importantes.
Grumeleuse		Présence de nombreux petits agrégats arrondis. Nécessite un bon taux de matière organique et une bonne activité biologique.	
Polyédrique	Sols limoneux ou argileux	Agrégats plus anguleux que la structure grumeleuse. On trouve cette structure dans les horizons présentant une moindre teneur en matière organique et moins d'activité biologique, comme dans les horizons profonds.	Le sol est plus compact que dans le cas de la structure grumeleuse, et la perméabilité est moyenne.
Prismatique		Présence d'importants agrégats allongés verticalement. L'eau circule facilement entre les agrégats, mais moins au sein des agrégats.	La perméabilité est aussi moyenne.

Massive	Sols limoneux ou argileux	Absence d'agrégats. Cette structure est caractérisée uniquement par des pores de petites dimensions entre les grains.	L'eau y circule difficilement. La perméabilité est faible.
Lamellaire	Sols argileux	Les pores présentent une orientation préférentielle horizontale plutôt que verticale. Ce type de structure résulte souvent du compactage du sol, par exemple par des engins mécaniques.	L'écoulement de l'eau est moindre. La perméabilité est aussi faible.

La phase liquide d'un sol est dominée par l'eau, mais elle inclut également les composés dissous, de nature diverse. Nous trouvons des anions, principalement nitrate, carbonate et bicarbonate, phosphate, chlorure, et sulfate. Nous trouvons aussi des cations, et principalement le calcium, le magnésium, le potassium, le sodium, et l'ammonium.

- Hétérogénéité des propriétés

Ces phases solides et liquides possèdent de nombreuses propriétés avec une grande hétérogénéité en termes spatial et/ou temporel. Prenons un exemple d'une propriété : le stock d'eau. Le stock d'eau dans un sol définit la quantité d'eau stockée à un moment donné dans un sol sur une certaine profondeur. Cette composante est essentielle pour calculer le bilan hydrique des sols. La variation de stock d'eau (Figure 40) au sein d'un volume de sol, représenté dans le schéma par le trait discontinu rouge, est la résultante des flux qui entrent et qui sortent du sol : infiltration, évaporation, transpiration, drainage et remontées capillaires.

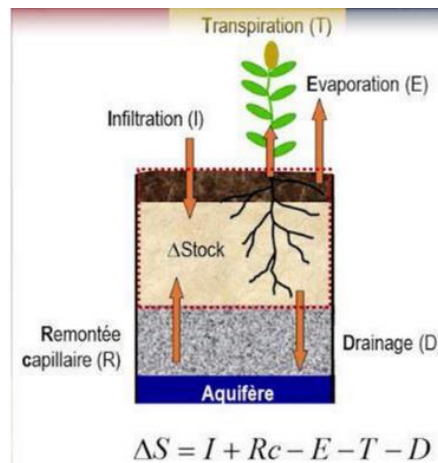


Figure 40 : Les flux dans un sol (D'après l'université catholique de Louvain, 2006)

Pour calculer le stock d'eau dans un sol (exprimé en unité de longueur), il faut définir la profondeur sur laquelle ce stock est mesuré. Dans la pratique, le stock d'eau dépendra de la porosité, du degré de saturation et de la profondeur du sol concerné. Cependant, les sols présentent généralement une très grande variabilité dans leurs propriétés, par exemple la teneur en eau sera différente d'un point à un autre. Cette hétérogénéité s'observe à différentes échelles,

du μm au km . Cette notion d'hétérogénéité est très importante, car elle conditionne fortement les stratégies de caractérisation du sol dans les modélisations hydrologiques. L'hétérogénéité spatiale des propriétés des sols oblige non seulement à répéter les mesures dans l'espace, mais aussi à réfléchir à la taille de l'échantillon qui sera caractérisé.

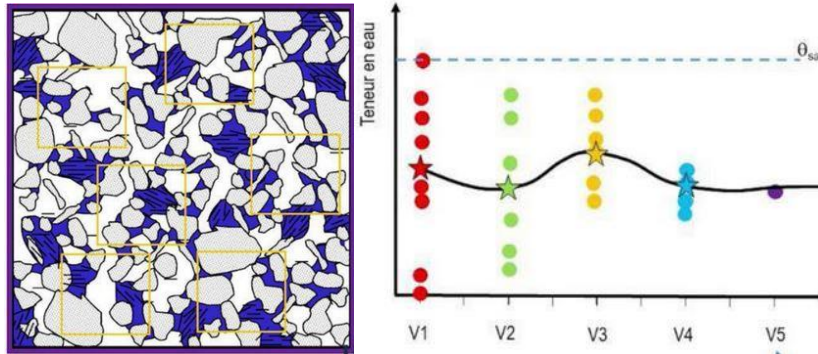


Figure 41 : Exemple d'hétérogénéité spatiale pour une propriété (D'après l'université catholique du Louvain)

Dans la figure 41, l'eau est représentée en bleu, et les pores en blanc. Supposons que nous prenions des échantillons dont la taille est donnée par les carrés jaunes. Nous voulons déterminer leurs teneurs en eau volumique donnée par la proportion de zones bleues. Le graphique à gauche représente, pour chaque échantillon en abscisse l'échantillon, et en ordonné la teneur en eau. Les points de mesures se répartissent entre 0 et la teneur en eau à saturation. La moyenne est représentée par une étoile. Nous voyons que celle-ci tend progressivement vers une valeur constante qui est celle du bloc de sol dans sa globalité : le point mauve sur le graphe. En prenant des échantillons suffisamment grands, il devient donc possible de déterminer la vraie valeur de la teneur en eau avec un petit nombre d'échantillons. Ainsi, le choix de l'échelle implique des conséquences importantes sur l'interprétation des résultats obtenus. Comme le montre Lecomte (1999), une échelle restreinte (m^2) permet de mieux maîtriser les différents facteurs qui influencent la formation du ruissellement. En effet, les variables relatives à la texture, la météorologie, la pente, les techniques culturales, etc. subissent peu de variations à cette échelle. En revanche, travailler sur une surface aussi restreinte réduit le nombre de processus liés à la complexité des bassins-versants (rupture de pente, occupations du sol, variations texturales, présence de fossés d'écoulement) (Bloschl et Sivapalan, 1995).

La connaissance des propriétés hydrodynamiques d'un sol non-saturé est importante dans de nombreux modèles hydrologiques. Elle est utilisée pour estimer les flux d'eau à différentes profondeurs en vue notamment d'effectuer des bilans hydriques et minéraux. Pour réaliser des mesures, il est important de se poser la question du nombre d'échantillons, mais aussi de la taille des échantillons afin qu'elle soit représentative de la propriété que l'on souhaite caractériser. Idéalement, cette question devrait venir avant de se lancer dans une campagne de mesure. En pratique, les chercheurs sont souvent contraints par les caractéristiques des équipements disponibles. Le nombre de mesures est donc fixé par l'équipement et non pas par l'expérimentateur. Dans ce cas, il sera nécessaire de prendre du recul sur la pertinence des mesures réalisées.

Annexe 4 : Classification des croûtes

Valentin C. (1994) a identifié trois grands groupes de croûtes au Sahel : les croûtes structurales, les croûtes de dépôts et les croûtes d'érosion. La première résulte de la réorganisation in situ et la seconde est le produit du transport. Le premier groupe se compose de trois sous-types selon le nombre et la nature des micro-horizons.

-ST1 : un micro-horizon constitué de particules fines. De nature rugueuse due aux reliques d'anciens agrégats, le sol initialement sec subit une humectation rapide qui provoque la sursaturation. Ce processus entraîne de micro-coulées boueuses qui colmatent la macroporosité inter-agrégats. L'humectation peut provenir des pluies ou par irrigation. Les ST1 se forment dans les sols riches en argile (>20%).

Le second sous-type est caractérisé par le tri granulométrique.

-ST2 : tri granulométrique vertical composé de sable qui recouvre une pellicule fine, dure et plasmique.

-ST3 : tri granulométrique vertical composé d'un micro-horizon superficiel de sable grossier qui recouvre un horizon intermédiaire de sable fin qui lui-même recouvre une pellicule plasmique.

Ces deux derniers types sont majoritairement présents au Sahel, car le sol est composé de sable. Les pluies sont le facteur prépondérant du tri granulométrique et s'expliquent de manière suivante : l'impact des gouttes forme de petits cratères (car le sable n'est pas cohésif), et les premiers millimètres subissent un effet de tamis, en dessous duquel les matériaux se tassent. Ces petits cratères sont tapissés de particules fines à la base et grossière en surface. Au fur et à mesure, ces micro-cratères deviennent coalescents et forment les micro-horizons.

-Croûtes gravillonnaires / pavages : elles se démarquent de ST3 par l'inclusion d'éléments grossiers (gravillon, galet), par une épaisseur de croûte plasmique plus marquée et un par un développement net de la porosité vésiculaire. On retrouve ce type de croûte dans les zones sèches. La présence de ces éléments grossiers favorise l'infiltration.

Le deuxième grand groupe, nommé croûte de dépôt, est le produit de particules transportées. Trois sous-types sont distingués.

- Croûtes de dépôt éolien : elles sont constituées majoritairement de sables fins. Soit ces dépôts sont repris par le vent ou bien ils se transforment en ST1 ou ST2.

- Croûtes de ruissellement : elles sont constituées alternativement de lits de sable et de lits d'argile compacts. Elles recouvrent des croûtes structurales formées avant l'apparition de ruissellement. Elles se caractérisent par une faible infiltrabilité.

-Croûtes de sédimentation hydrique : elles sont composées d'un tri vertical où les sables se trouvent à la base et l'argile au sommet. Elle se forme lors de la décantation quand l'eau est immobile (flaques). En séchant elles se fendent. Ce sont ces croûtes qui sont souvent représentées par les médias pour témoigner de la sécheresse.

Enfin, le troisième grand groupe est nommé croûte d'érosion (ERO). Il s'agit d'un micro-horizon mince et dure, argileux et lisse et parfois craquelé. Ce groupe est caractérisé par

une faible porosité et par conséquent, une perméabilité réduite. Il est le stade final de l'érosion d'un sol, il peut se développer autant sur ST1 que sur ST2 et ST3.

- Si ST1 devient ERO : lorsque la capacité d'infiltration devient inférieure à l'intensité des pluies, on voit apparaître des flaques où les produits de la désagrégation s'y déposent, ces flaques s'anastomosent et le ruissellement se généralise. Cette surface devient lisse et concentre des éléments fins compactés, ce qui en résulte l'apparition de croûte d'érosion.

- Si ST1-ST2 devient ERO : une fois que les micro-horizons sont mis en place, ils subissent l'action du ruissellement et du vent. La pellicule plasmique devient soumise à l'effet des pluies et devient une croûte d'érosion.

Ainsi, du fait de la sécheresse au Sahel, les pluies moins abondantes mais encore intenses, désagrègent les sols en surface et les sensibilisent ainsi à l'érosion éolienne. Ces processus d'érosion, présentant de fortes interactions, tendent à changer les structures à la surface du sol.

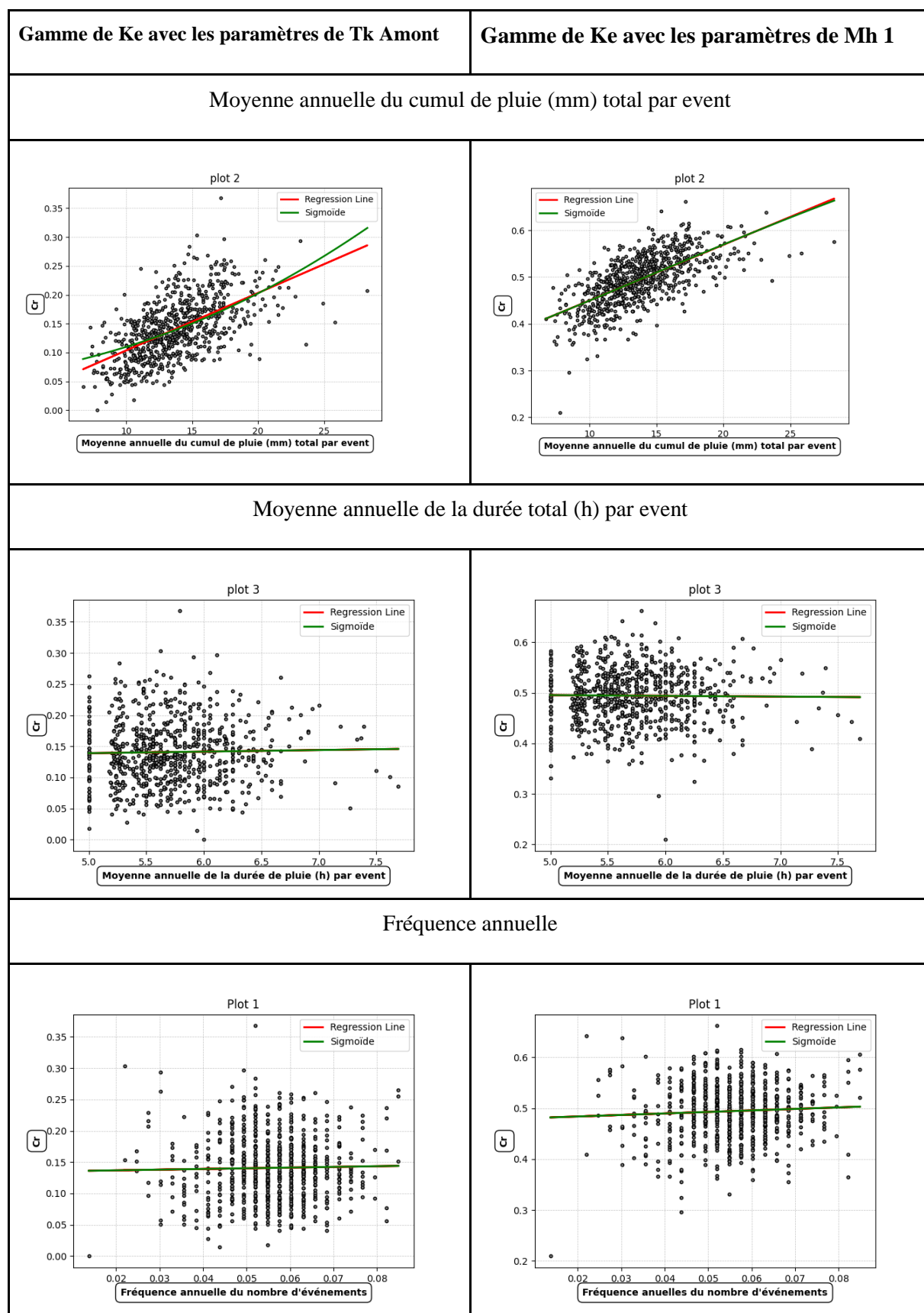
Annexe 5 : Paramètres utilisés dans les modèles pluie-ruissellement (d'après Seyhan, 1982)

		AUTEUR	
		Méthode rationnelle	
CLIMAT	intensité de la pluie		
	intensité moyenne		
	intensité maximum		
	intensité (maximum en 30')		
	durée de la pluie		
	répartition dans le temps		
	répartition dans l'espace		
	haut, bot, de l'averse en fonct. de la bassin		
	précip. en 24 h fonction de la bassin		
	durée critique de la pluie		
	énergie de la pluie		
	angle d'incidence de la pluie		
	neige et teneur en eau de la neige		
	BASSIN VERSANT	superficie du bassin versant	
angle des sous-bassins			
forme du bassin			
superficie en collines			
superficie en terre sans relief			
pourcentage de terres sans relief			
densité de drainage			
distance du centre de gravité			
longueur du bassin			
longueur du lit			
longueur du sous-bassin			
largeur du bassin			
différence d'altitude			
forme du bassin			
SOL	coefficient de rugosité de surface		
	rugosité du lit		
	occupation du sol		
	superficie en forêt		
	superficie en champs et marais		
	volume de stockage dans les dépressions		
	stockage dans le lit		
	types de sols		
	stabilité des sols		
	perméabilité		
	superficie perméable/imperméable		
	humidité antécédente		
	plus court temps d'infiltration		
	RUISSELLEMENT	coefficient de ruissellement	
temps de concentration			
temps de montée			
débit instantané			
débit de pointe			
	débit spécifique		

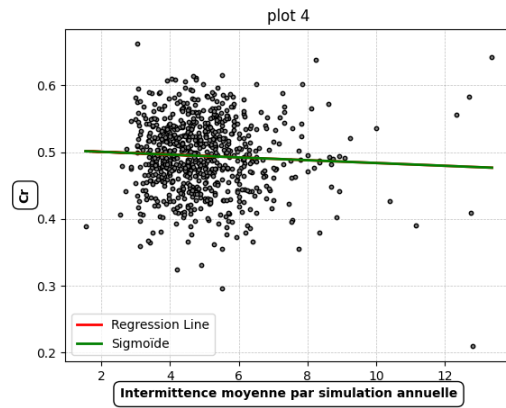
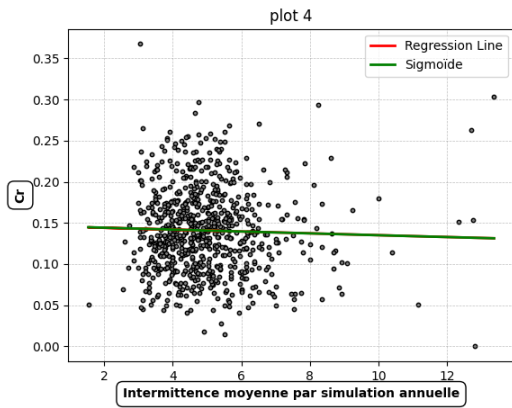
Annexe 6 : Caractéristiques des données sur Stochastorm à partir du dernier cumul de pluie annuel

	Moyennes	Médianes	Minimums	Maximums
1990	203	194	96	384
1991	239	236	108	421
1992	291	277	199	437
1993	261	255	110	391
1994	346	355	236	449
1995	283	295	151	374
1996	259	265	140	330
1997	224	212	121	347
1998	392	375	245	723
1999	288	290	158	450
2000	230	234	129	298
2001	246	256	155	347
2002	307	205	162	549
2003	264	265	192	401
2004	299	311	38	431
2005	314	296	135	492
2006	279	280	120	425
2007	277	271	140	448
2008	290	294	160	429
2009	284	285	102	480
2010	268	258	154	416
2011	214	214	106	365
2012	305	323	83	453
2013	278	263	135	413
2014	290	295	150	463
Moyennes	277	272	141	428

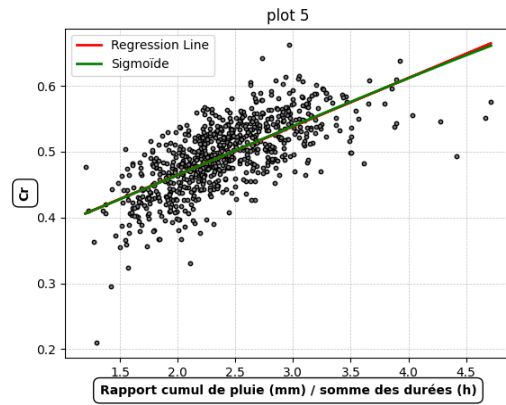
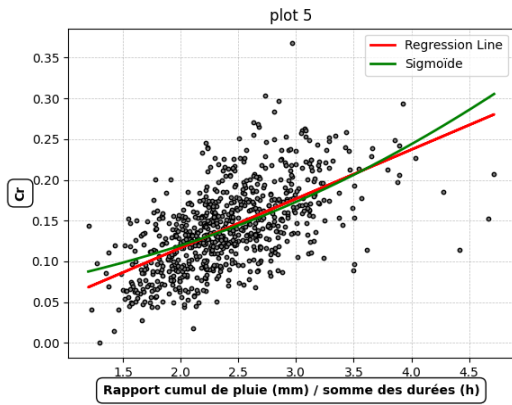
Annexe 7 : Planches de recherche des indicateurs



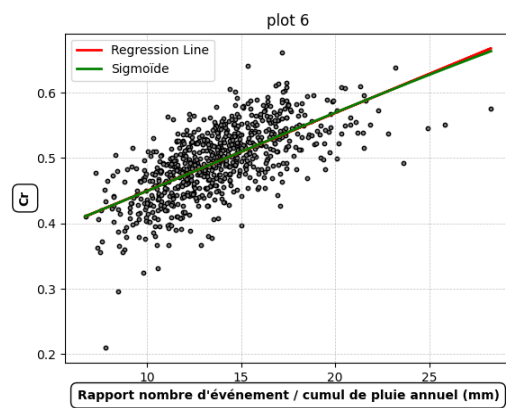
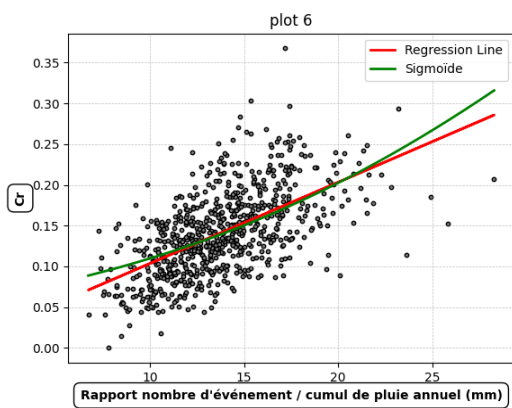
Intermittence moyenne



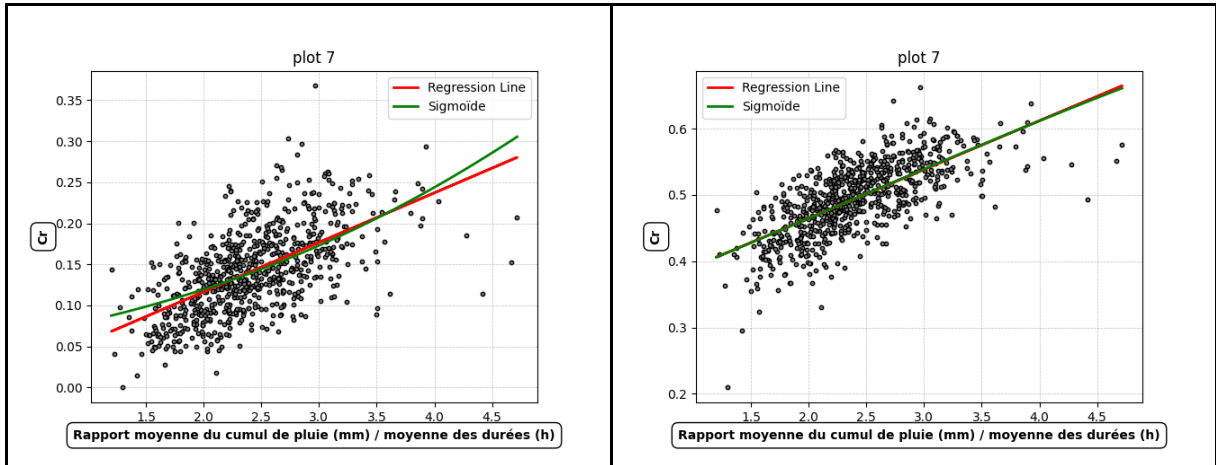
Rapport (1) cumul de pluie annuels sur cumul des durées annuelles (en h)



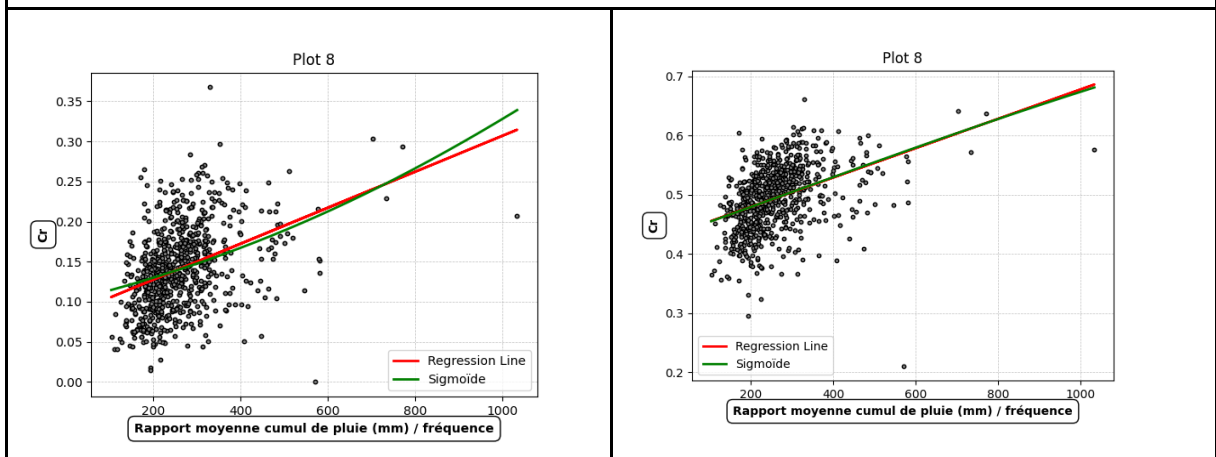
Rapport (2) nombre d'événements sur cumul de pluie annuels (mm)



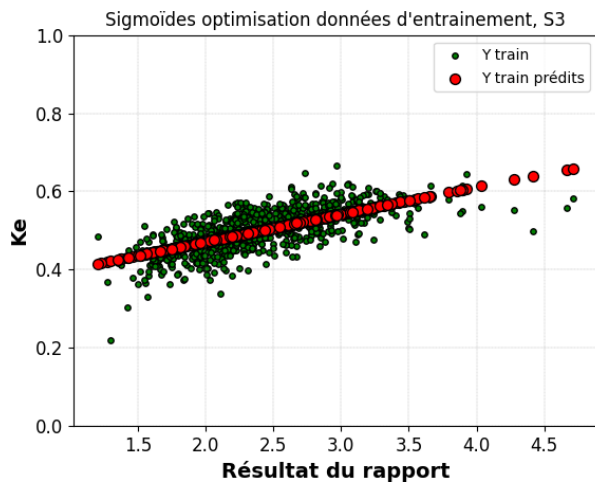
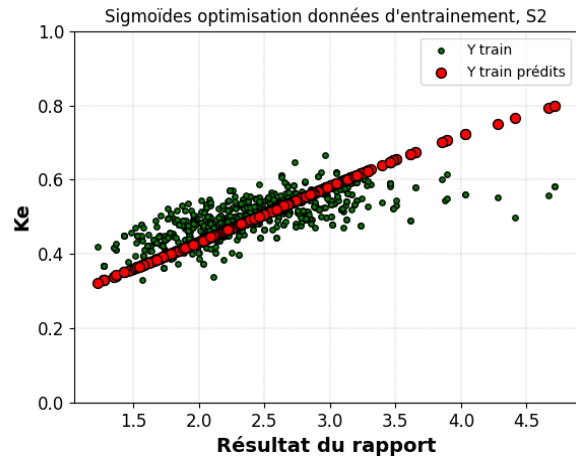
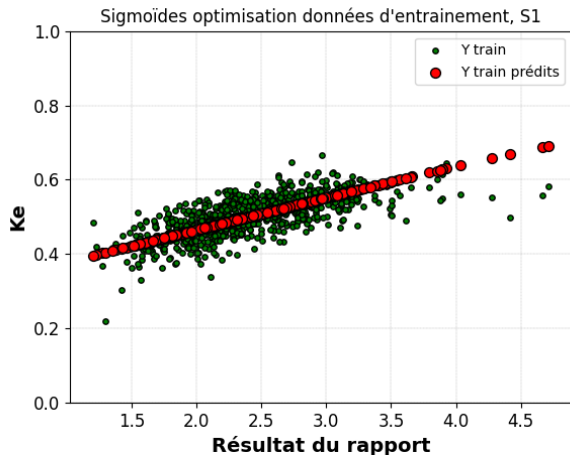
Rapport (3) moyenne cumul annuel / moyenne durée annuelle



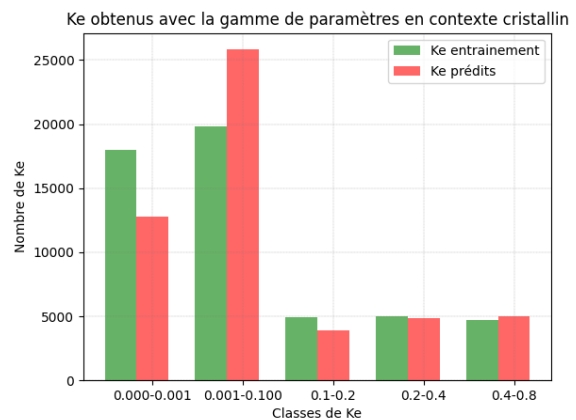
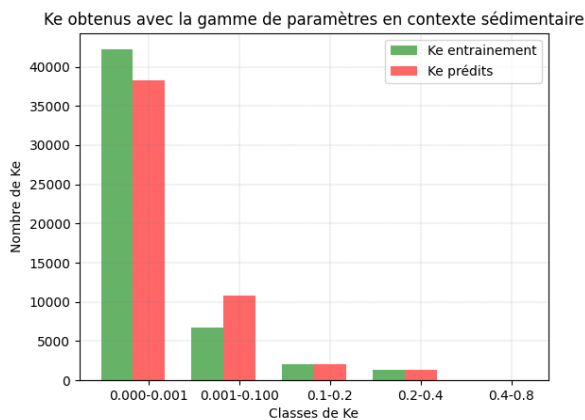
Rapport moyenne cumul / fréquence



Annexe 8 : Représentation de l'optimisation des modèles finaux. Avec le même groupe de coefficients de ruissellement



Annexe 9 : Représentation des Ke d'entrainement (réels et prédits) avec la fonction S3



Liste des figures

Figure 1 : Les bassins du projet Tiphyc.....	5
Figure 2 : Modèle schématique de Tiphyc	6
Figure 3 : Les différentes écorégions en Afrique en 2017	9
Figure 4 : Précipitations au Niger de 1921 à 2004 exprimées en fonction de l'indice d'anomalie pluviométrique » calculé sur 20 stations	11
Figure 5 : Moyennes mensuelles de précipitations (en mm) de 2009 à 2020 à la station de Niamey	13
Figure 6 : Altitudes de la zone d'étude	15
Figure 7 : Bassins Nord et Sud de Tondikiboro	18
Figure 8 : États de surface sur le bassin sédimentaire de Tondikiboro	18
Figure 9 : Topographie de Tondikiboro	19
Figure 10 : Mélé-Haoussa 1 et 2	21
Figure 11 : États de surface sur le socle cristallin	21
Figure 12 : Unités morphopédologiques et position des bassins versants de MH	22
Figure 13: Coupe transversale schématique du bassin versant de Banizoumbou en rive gauche	24
Figure 14 : Conception des parcelles	24
Figure 15 : Clés de détermination des types de surfaces élémentaires	28
Figure 16 : Evolution de deux sols pour, in fine, devenir encroûtés	28
Figure 17 : Processus de calage.....	33
Figure 18 : Exemple de la distribution des composants du potentiel dans une colonne d'eau	38
Figure 19 : Principes de Green-Ampt	41
Figure 20 : Planche des lames ruisselées observées en fonction de la pluie	45
Figure 21 : Coefficients de ruissellements observés.	46
Figure 22 : Boîtes à moustache regroupant les coefficients de ruissellements (Cr) observés par bassin-versant et parcelle	46
Figure 23 : Jeux de données de pluies de Stochastorm	47
Figure 24 : planche de hyétogrammes.....	48
Figure 25 : Exemple du fonctionnement du modèle Green-Ampt pour un événement	49
Figure 26 : Méthode utilisée pour l'analyse de sensibilité du modèle Green-Ampt.....	50
Figure 27 : Méthode utilisée pour l'optimisation du modèle Green-Ampt.....	51
Figure 28 : Méthodologie pour la recherche d'un indicateur.....	54
Figure 29 : Méthode utilisée pour le passage à l'échelle du Sahel (Axe 3)	56

Figure 30 : Exemples d'analyse de sensibilité selon k_{sat} et H_f pour Tk Amont et MH2	60
Figure 31 : Critère de performance pour Tondikiboro-Amont.....	61
Figure 32 : Paires de paramètres optimaux obtenues par bassin-versant et parcelles.....	62
Figure 33 : Comparaison des lames ruisselées et observées pour différents B-V et parcelles.	63
Figure 34 : Différences de réponse hydrologique face à la pluie pour MH1	65
Figure 35 : Les K_e modélisés selon chaque paire de constantes obtenues dans l'axe 1	65
Figure 36 : Caractéristiques de l'indicateur choisi.....	69
Figure 37 : L'indicateur choisi avec des données au pas de temps minute vs au pas de temps journalier pour Tk Amont.....	69
Figure 38 : Échantillon de 100 constantes tirées aléatoirement par l'hypercube latin.....	70
Figure 39 : Distributions des K_e obtenus par gamme	71
Figure 40 : Les flux dans un sol	89
Figure 41 : Exemple d'hétérogénéité spatiale pour une propriété.....	90

Liste des tableaux

Tableau 1 : Croissance démographique au Niger et dans la région de Tillabéry de 2006 à 2010	16
Tableau 2 : Caractéristiques de Tondikiboro	19
Tableau 3 : Evolution des écoulements de Tondikiboro sur les périodes : 1991-2014 et 2004-2010	20
Tableau 4 : Etats de surfaces observées sur le socle cristallin	22
Tableau 5 : Caractéristiques des sous-bassins-versants	22
Tableau 6 : Caractéristiques des parcelles	24
Tableau 7 : Les critères de performances	34
Tableau 8: Caractéristiques des données observées de l'axe 1	44
Tableau 9 : Paramètres de l'espérance utilisées pour calibrer le modèle.....	52
Tableau 10 : Modalités pour l'échantillonnage de l'étude de sensibilité.....	59
Tableau 11 : Résultat de l'étude de sensibilité avec le coefficient de corrélation de Pearson..	60
Tableau 12 : Espérances de base vs espérances trouvées par le modèle et valeurs de RMSE.	62
Tableau 13 : Coefficient de ruissellement observés et modélisés pour chaque bassins-versants	64
Tableau 14 : Points forts et faibles de chaque échelle pour la recherche d'un indicateur.....	66
Tableau 15 : Recherche d'indicateurs et calcule des métriques	67
Tableau 16 : Gamme utilisée pour générer la base de données de la généralisation.....	70
Tableau 17 : Statistiques descriptives de tous les coefficients de ruissellement obtenus.....	71
Tableau 18 : Critères de performance calculés pour le choix, l'optimisation et la validation des différents modèles	72
Tableau 19 : Test de Goldfeld-Quantt pour l'hétéroscédasticité des trois modèles sur les Ke (non-rééchantillonnés) réels et prédits	73
Tableau 20 : Etude de sensibilité des paramètres du modèle	75
Tableau 21 : Structures des sols et leurs caractéristiques	88

Liste des annexes

Annexe 1 : Photos de la brousse tigrée.....	86
Annexe 2 : Zoom sur l'agriculture dans la région de Tillabéry.....	86
Annexe 3 : L'hétérogénéité des sols	88
Annexe 4 : Classification des croûtes.....	91
Annexe 5 : Paramètres utilisés dans les modèles pluie-ruissellement	93
Annexe 6 : Caractéristiques des données sur Stochastorm à partir du dernier cumul de pluie annuel.....	94
Annexe 7 : Planches de recherche des indicateurs.....	95
Annexe 8 : Représentation de l'optimisation des modèles finaux.....	98
Annexe 9 : Représentation des Ke d'entraînement (réels et prédits) avec la fonction S3.....	98

Table des matières

I. Contexte de la zone d'étude	8
1.1 Généralités et tendances de la zone Sahélienne.....	8
a) Sahel : un état des lieux des aspects climatiques et végétales	8
b) Sahel : tendances climatiques et dynamiques anthropiques	10
1.2 Du Niger à la région de Tillabéry	13
a) Niger : géologie, relief et fleuve	13
b) Tillabéry : croissance démographique et pression sur les terres : effet sur la dégradation des sols	15
1.3 Echelle plus locale : Tondikiboro, Mélé-Haoussa et parcelles	17
a) Caractéristiques d'un bassin versant sédimentaire : Tondikiboro	17
b) Un bassin versant en contexte cristallin : Mélé-Haoussa	20
c) Parcelles en contexte sédimentaire	23
II. Etat de l'art des connaissances théoriques dans le domaine de l'hydrodynamique .	26
2.1 Genèse du ruissellement et systèmes d'érosion associés.....	26
a) Définition et formation du ruissellement.....	26
b) États de surface et processus d'érosion	27
2.2 Modèles hydrologiques.....	29
a) Qu'est-ce qu'un modèle hydrologique ?	29
b) Classification des modèles hydrologiques.....	30
c) Mise en place d'une modélisation hydrologique.....	32
III. Méthodologie	36
3.1 Point sur les notions utilisées dans ce travail	36
a) Élément de pédologie	36
b) Green et Ampt.....	40
3.2 Présentation des données	43
a) Données utilisées pour la paramétrisation de Green et Ampt une échelle spatio-temporelle restreinte : axe 1	43
b) Données utilisées pour appliquer Green-Ampt sur une large échelle.....	47
3.3 Méthodes utilisées	47
a) Méthode pour une modélisation sur une échelle restreinte	47
b) Approche de modélisation annuelle pour une étude régionale et recherche d'un indicateur.....	52

c)	Approche de modélisation à plus grande échelle et généralisation de l'indicateur ...	54
IV.	Résultats	59
4.1	Analyse de la modélisation du ruissellement à une échelle spatio-temporelle fine ..	59
a)	Analyse de sensibilité du modèle Green-et-Ampt.....	59
b)	Optimisation du modèle et discussion	61
c)	Discussions	64
4.2	Expansion de l'échelle spatio-temporelle et recherche d'indicateurs	65
a)	Construction de la base de données	65
b)	Recherche d'indicateur	66
c)	Indicateur choisi et discussions	68
4.3	Généralisation de la relation	70
a)	Construction de la base de données	70
b)	Optimisation et hétéroscédasticité des modèles sigmoïdes	71
c)	Etude de sensibilité	74
d)	Discussions	75
	Conclusion et perspectives	77
	Bibliographie.....	80
	Annexes	86
	Liste des figures	99
	Liste des tableaux	101
	Liste des annexes.....	102
	Table des matières	103

Résumé

Le Sahel, région climatique marquée par des précipitations fluctuantes, a connu une période de sécheresse dans les années 70-80 parallèlement à un accroissement du ruissellement identifié sous l'expression de "paradoxe hydrologique du Sahel". Depuis les années 90, nous constatons une augmentation des cumuls pluviométriques annuels qui semble, ne pas être liée à l'occurrence d'événements, mais plutôt être attribuée à l'intensité des pluies plus importante.

Ce présent mémoire s'insère dans le cadre du projet TipHyc (exploring Tipping points in the West African Hydrological Cycle) qui vise à produire des scénarios climatiques futurs. Ce travail propose d'étudier la dépendance entre cette intensité des pluies et les réponses hydrologiques au Sahel à l'échelle annuelle. Notre investigation débute depuis des échelles locales des sous-bassins-versants jusqu'à l'échelle sahélienne. En terme temporel, on se concentrera d'abord à l'échelle d'événements pluvieux avant de travailler à l'échelle annuelle.

Trois axes d'analyse sont retenus afin de décrypter cette relation. D'abord, le modèle Green-et-Ampt nous permet de modéliser le ruissellement afin de pouvoir reproduire les réponses hydrologiques des sous-bassins-versants sahéliens dans des contextes géologiques différents : sédimentaire et cristallin. Nous obtenons ces différentes réponses hydrologiques sur une échelle temporelle événementielle. Les coefficients de ruissellement modélisés sont identiques à ceux observés. Chaque sous-bassin-versant suppose donc des jeux de paramètres différents.

Le deuxième axe s'oriente autour d'une recherche d'indicateur d'intensité des pluies susceptible de fournir des quantités sur le volume de ruissellement associé. Pour un même jeu de données de pluie, nous modélisons le ruissellement avec Green-Ampt pour chacune des paires de paramètres obtenus précédemment. L'enjeu ici est qu'il est essentiel que cette relation entre les précipitations et le ruissellement fonctionne indépendamment de la quantité de ruissellement. L'indicateur trouvé se rapporte à l'intensité des pluies à l'échelle annuelle. Pour qu'il soit plus opérationnel, il suppose de connaître les variables à un pas de temps le plus restreint qu'il puisse.

Enfin, avec un même jeu de données de pluies, nous construisons une gamme de K_e selon le contexte géologique. Plusieurs fonctions sont proposées dans l'objectif de généraliser cette relation, notre ambition finale. Plusieurs formules mathématiques comportant des fonctions exponentielles ont été testées entre les K_e et l'indicateur choisi. La première expression suit un modèle logistique (fonction sigmoïde) et les autres sont des variantes de paramétrisation. Finalement, l'expression choisie prédit les coefficients de ruissellement avec que très peu d'erreurs.

Les principales limites peuvent être imputées à la méthodologie mise en œuvre, mais également aux différentes échelles sélectionnées tout du long mettant en évidence le rôle décisif de l'échelle spatiale.

Mots-clés : intensité des pluies, modélisation, Sahel, Green-et-Ampt, échelle spatiale