



UFR : SCIENCES ET TECHNOLOGIES

Département de Physique

Mention : Physique et Applications

Spécialité: Sciences de l'atmosphère et de l'océan

Mémoire de Master

MODELISATION DES IMPACTS DU CHANGEMENT CLIMATIQUE SUR LES RESSOURCES EN EAU DU BASSIN VERSANT DU FLEUVE CASAMANCE A KOLDA

Présenté par : Fatou KHOULE

Encadrant : Dr Mamadou Lamine MBAYE

Soutenu publiquement le 18/12/2020 devant le jury composé de :

Qualité du jury	Nom et Prénom	Grade	Etablissement
Président	SOW Bamol Ali	Maitre de Conférences	UASZ/UFRST
Rapporteur	DIATTA Samo	Maitre-Assistant	UASZ/UFRST
Examineur	TINE Modou	Assistant	UASZ/UFRST
Examineur	DIBA Ibrahima	Chercheur	UASZ/UFRST
Encadrant	MBAYE Mamadou Lamine	Maitre-Assistant	UASZ/UFRST



Remerciements

Je remercie le tout puissant de m'avoir accordé tout ce qui est nécessaire à la réalisation de ce mémoire de master.

A mes parents

J'exprime toute ma gratitude à mes parents qui me soutiennent toujours et qui répondent toujours présents. Papa, maman, vous avez vraiment cru en moi et vous avez suivi pas à pas l'évolution de ce mémoire en partageant avec moi toutes les difficultés rencontrées sur mon chemin. Je tiens à remercier aussi mes grands (es) frères et sœurs Awa, Fatoumata Amy Collé, Souleymane, Mouhamed Khoulé, Salamata Sy, Fatou Gueye, Babacar Gueye, Yacine Gueye et ma meilleur amie Adama Ndour.

A ma famille d'accueil

Un grand merci à mon grand frère Maguette Khoulé qui m'a beaucoup soutenu et sa Femme Bou Ndaw Samb et Fatou Niangue.

A Docteur Mamadou Lamine Mbaye

Je tiens à remercier chaleureusement mon encadrant Dr Mamadou Lamine Mbaye pour son expérience, sa patience et son entière disponibilité qui m'ont permis de mener à bien ce stage de Master. Je vous remercie Dr Mbaye infiniment de m'avoir encadré, orienté, aidé, conseillé, épaulé mais surtout le temps que vous avez consacré pour m'apporter les outils méthodologiques indispensables à la conduite de ce mémoire. Je vous remercie très infiniment pour votre disponibilité et vos encouragements malgré vos charges.

A Tous les membres du jury

Je remercie également les membres du jury avec à la tête le président, pour m'avoir fait l'honneur d'accepter d'évaluer ce travail.

A tout le personnel du département de physique

Je souhaite également remercier l'équipe enseignante du département de physique dont : Pr Moctar Camara, Dr Bamol Ali Sow, Dr Samo Diatta, Dr Mamadou Lamine Mbaye, Dr Lat Grand Ndiaye, Pr Diouma Kobor, Dr Ababacar Ndiaye, Dr Moustapha Thiame, Dr Josephe S. Diatta, Dr Modou Tine et Dr Serigne Thiaw.

Je remercie également tout le personnel du Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat (LOSEC) : Mr Jules Basse, Dr Alioune Badara Sarr, Mr Hamady

Sabaly, Mme Khadidjatou Sy, Dr Ibrahima Diba, Mr Pierre Malang Sadio, Mr Lamine Konté, Mr Youssouf Coly et Mr Moustapha Sow.

A mes camarades

Je tiens à remercier mes camarades de promotion dont : Dioumacor Faye, Amadou Diouf, Assane Ndiaye, Adama Thiandoum, David Sagna, Jaques Damas Diouf pour leurs apports considérables lors de nos échanges entre « physiciens ».

RESUME

Le changement climatique est devenu une préoccupation internationale et ses effets sur les activités socio-économiques sont indéniables dans le monde. Le Sénégal n'est pas épargné par ce changement climatique, qui impacte considérablement ces ressources en eau. La compréhension de ses impacts sur les bassins versants au Sénégal, revêt une place cruciale. Malheureusement, les dernières décennies ont vu une réduction considérable des capacités nationales des pays qui se partagent le bassin Sénégal, d'assurer le suivi hydrologique du fleuve et de ses affluents et de produire une information de qualité adaptée aux besoins des utilisateurs. C'est dans ce contexte que l'estimation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau devient essentielle pour mieux comprendre et estimer les changements potentiels sur les ressources en eau. Il est aussi essentiel de disposer d'une représentation réaliste de précipitations pour rendre compte de la réponse des systèmes hydrologiques au forçage des données pluviométriques. Cette étude aborde la modélisation des impacts du changement climatique sur les ressources en eau du bassin du fleuve Casamance à Kolda. Des données d'observation et des sorties de modèles régionaux ont été utilisées en entrée du modèle hydrologique GR2M pour simuler les débits. Les résultats ont montré que le GR2M simule assez bien les débits durant les phases de calage et de validation à l'exutoire du bassin. Les signaux des régimes d'écoulement sont bien reproduits si bien que les amplitudes sont parfois sous-estimées. Les variations des débits simulés en fonction de ceux observés affichent des coefficients de détermination R^2 supérieure à 0,7. Pour les projections, on note une forte variabilité des précipitations d'une année à l'autre. Quant aux écoulements futurs, une tendance à la baisse des débits moyens mensuels est prévue au niveau du sous bassin de la Casamance à Kolda avec les entrées issues des modèles HIRHAM5 et REMO2009, contrairement aux forçages du GR2M par les sorties du modèle SMHI-RCA qui prédit une hausse.

Mots-clés : Modélisation, changement climatique, ressources en eau, bassin versant Casamance

ABSTRACT

Climate change has become an international concern and its effects on socio-economic activities are undeniable in the world. Senegal is not spared by this climate change, which has a considerable impact on its water resources. Understanding its impacts on watersheds in Senegal is of crucial importance. Unfortunately, the last decades have seen a considerable reduction in the national capacities of the countries which share the Senegal basin to ensure hydrological monitoring of the river and its tributaries and to produce quality information adapted to the needs of users. It is in this context that estimating the impacts of climate change on water resources becomes essential to better understand and estimate potential changes to water resources. It is also essential to have a realistic representation of precipitation in order to account for the response of hydrological systems to the forcing of rainfall data. This study deals with the modeling of the impacts of climate change on the flows of the Casamance river basin at Kolda. Observational data and regional model outputs were used as input to the GR2M hydrological model to simulate flows. The results showed that the GR2M simulates the flow rates quite well during the calibration and validation at the Kolda outlet. The signals of the flow regimes are well reproduced even though the amplitudes are sometimes underestimated. The variations of the simulated flow rates as a function of those observed, display coefficients of determination R^2 greater than 0.7. For the projections, we note a strong rainfall variability from one year to the next. As for future flows, a downward trend in average monthly flows is projected at Kolda with the inputs from the HIRHAM5 and REMO2009 models; contrary, the GR2M forced by the output of the SMHI-RCA climate model, shows an increase in streamflow.

Keywords: Modeling, climate change, water resources, Casamance watershed

Table des figures

Figure 1: Schéma d'un Bassin Versant (Source : https://sage-cher-aval.fr/quest-ce-quun-bassin-versant/).....	6
Figure 2: Les différents scénarios RCP avec leurs extensions jusqu'en 2300 (Moss et al 2010)	Erreur ! Signet non défini.
Figure 3: Localisation du bassin versant du fleuve Casamance à Kolda	12
Figure 4: Modèle numérique de terrain du Bassin versant de la Casamance (source: SRMT 90m) (Bodian et al, 2015)	16
Figure 5: Répartition des postes pluviométriques dans sous bassin de Kolda à refaire.....	17
Figure 6: Structure du modèle GR2M (mouelhi, 2003)	21
Figure 7: Méthode du split-sample test (Klemeš, 1986)	25
Figure 8: Hyetogramme des pluies hydrogrammes mensuels simulés et observés en période de calage (1981-1986).....	28
Figure 9: Nuage de point entre débits simulés et observés en période de calage (1981-1986)	29
Figure 10: Hyétogrammes des pluies et hydrogrammes mensuels (simulés et observés) en période de validation (1987-1992)	30
Figure 11: Nuage de points entre débits simulés et observés en période de validation (1987-1992).....	31
Figure 12 : Variations annuelles de l'ETP	33
Figure 13 : Variation mensuelles de l'ETP	34
Figure 14 : Variation annuelles des précipitations	35
<i>Figure 15: Variations mensuelles de précipitations</i>	<i>36</i>
Figure 16: Débits annuels à Kolda de 2006 à 2100 avec le scénario RCP4.5	37
Figure 17: Débits annuels à Kolda de 2006 à 2100 avec le Scénario RCP8.5.....	37
Figure 18: Variations mensuelles de débits.....	38

Liste des tableaux

Tableau 1:Les dénivelées spécifiques	14
Tableau 2:Paramètres physiographiques des bassins versant de la casamance à Kolda (Bodian et al 2015).....	15
Tableau 3: Données de modèles climatiques regionaux	18
Tableau 5:Coefficient d'efficacité de Nash	26
Tableau 6:Résumé des résultats sur la performance et les paramètres du modèle en calage et validation.....	32

Liste des Acronymes

GIEC : Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat

APC : Agence Parisienne du Climat

GR2M : Génie Rural à deux Paramètres Mensuels

CRU : Unité de Recherche sur le Climat

ETP : Evapotranspiration Potentielle

MCG : Modèle de Climat Global

MRC : Modèle Régionale Climatique

FAO: Organisation pour l'alimentation et l'agriculture

RCP : Représentative Concentration Pathways

NASA : National Aeronautics and Space Administration

ICC : Initiative sur le Changement Climatique

SRTM : Shuttle Radar Topography Mission

CORDEX : Expérience régionale coordonnée de réduction d'échelle climatique

PPmv : Partie par million en Volume

DGPRE : Direction de la Gestion et de la Planification des Ressources en Eau

Table des matières

Remerciements	II
RESUME.....	IV
ABSTRACT	V
Tables des figures.....	VI
Listes des tableaux	VII
Liste des Acronymes	VIII
Tables des matières	IX
INTRODUCTION.....	1
Chapitre I : GENERALITES SUR LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET LE FONCTIONNEMENT DU BASSIN VERSANT.....	3
I.1) Généralités sur les changements climatiques	3
I.1.1) Définitions, Causes, conséquences	3
I.1.1.1) Définitions	3
I.1.1.2) Causes	3
I.1.1.3) Conséquences	4
I.1.2) Les impacts du changement climatique sur les ressources en eau	4
I.2) Généralités sur le fonctionnement du Bassin Versant	5
I.3) Généralités sur les modèles climatiques et hydrologiques	6
I.3.1) Les modèles climatiques.....	6
I.3.1.1) Les scenarios climatiques	7
I.3.2) Les modèles hydrologiques	9
I.3.2.1) Intérêt de la modélisation pluie-débit	9
I.3.2.2) Types de modèles hydrologiques	9
Chapitre II : DONNEES ET METHODES	10
II.1) Présentation de la zone d'étude : bassin versant du fleuve Casamance	11
II.1.1) Le réseau hydrographique du bassin du fleuve Casamance	12
II.1.2) Caractérisations physiographiques du bassin versant	12
II.1.3) Localisation des stations utilisées	17
II.2) Présentation des données hydroclimatiques	17
II.2.1) Les données d'observation	17
II.2.2) Données de modèles climatique régionaux	18
II.3) Les Variables du modèle	19
II.3.1) La pluie.....	19
II.3.2) L'évapotranspiration	19

II.3.3) Le débit.....	20
II.4) Modélisation hydrologique	20
II.4.1) Présentation du modèle GR2M	20
II.4.2) Le fonctionnement du modèle GR2M.....	22
II.5) Evaluation de la performance du modèle	24
II.5.1) Calage et validation du modèle GR2M	24
II.5.1.1) Nécessite d'un calage	24
II.5.1.2) Contrôle du modèle	25
II.5.2) Les critères d'évaluation de la performance du modèle hydrologique	25
Chapitre III : RESULTATS ET DISCUSSION	28
III.1) Calage et Validation du GR2M.....	28
III.1.1) Hyétogramme et hydrogramme obtenus lors du calage.....	28
III.1.1) Nuage de point entre débits simulés et débits observés durant le calage...	29
III.2) Les Hydrogrammes et Hyétogramme des pluies obtenus lors de la validation	30
III.2.1) Nuage de point entre débit simulés et débits observés durant la validation	30
III.3) Evaluation de la performance du Modèle GR2M durant la période de Calage et Validation	32
III.4) Projections de précipitations et d'évapotranspiration	33
III.4.1 Variations interannuelles et mensuelles de l'ETP	33
III.4.1.1) Variations interannuelles de l'ETP	33
III.4.1.2) Variations mensuelles de l'ETP	34
III.4.2) Variations interannuelles et mensuelles des précipitations.....	35
III.4.2.1) Variations interannuelles des précipitations	35
III.4.2.2) Variations mensuelles des précipitations	36
III.4.3) Impact du changement climatique sur les débits	37
III.4.3.1) Variations interannuelles des débits.....	37
III.4.3.2) Variations mensuelles des débits	38
CONCLUSION ET PERSPECTIVES	40
RECOMMEANDATIONS	41

INTRODUCTION

La température de la surface moyenne mondiale a augmenté de 0,85°C sur la période 1880-2012, et le début du 21^{ème} siècle a été le plus chaud jamais enregistré (GIEC, 2013). En 2015, l'accord de Paris a fixé un objectif à long terme de maintenir l'augmentation de la température moyenne globale en dessous de 2,0°C. Plusieurs secteurs (ressources en eau, agriculture, santé, etc.) sont affectés par le réchauffement global. Ce réchauffement climatique a des impacts majeurs sur le cycle hydrologique (Huntington, 2006; Milliman et al. 2008; Arnell et Gosling, 2013), notamment en modifiant le régime des précipitations, de la diminution ou l'augmentation des débits moyens annuels des cours d'eau ou de l'accroissement de la fréquence des événements hydrométéorologiques extrêmes. L'eau est une ressource naturelle indispensable pour la survie de la société humaine et les activités économiques.

Le changement climatique va modifier les dynamiques de l'eau dans les années à venir. D'après le GIEC, 2014, les épisodes extrêmes (sécheresses et inondations) vont devenir plus fréquents. C'est dans ce contexte qu'il serait donc important de prévoir les impacts des changements climatiques sur les ressources en eau pour une meilleure planification. Ainsi, les ressources en eau du bassin versant du fleuve Casamance à Kolda jouent un rôle important sur le plan socio-économique en Casamance, il serait donc intéressant d'anticiper les impacts des changements climatiques pour la planification et l'organisation des usages futurs. Les dynamiques de l'eau englobent des phénomènes complexes tels que l'infiltration, le ruissellement, l'évapotranspiration et la pluviométrie (Neitsch *et al*, 2011). Les projections climatiques données par les modèles climatiques globaux (MCG) et les modèles climatiques régionaux (MCR) ont été de plus en plus utilisées pour les études d'évaluation d'impact concernant les réponses du cycle hydrologique et des bassins versants. Les modèles hydrologiques sont souvent associés à des scénarios climatiques générés à partir de modèles climatiques pour étudier les effets du changement climatique sur les ressources en eau de la Casamance à Kolda. Plusieurs études précédentes avaient évalué les impacts des changements climatiques sur les ressources en eau de certains bassins hydrographiques en Afrique de l'Ouest et Centrale (Ouédraogo, 2001 ; Ardoin, 2004). Au Sénégal, le modèle GR2M a été utilisé par Ardoin, (2004) dans les bassins du Sénégal ; Sambou *et al*, (2011) et par Faye *et al*, (2003) dans le sous bassin du Bafing-Makana et Falémé, fleuve Sénégal. En effet, l'application d'un modèle hydrologique global n'est pas souvent recommandée (Perrin, 2000), seuls les modèles distribués peuvent contribuer à mieux comprendre le fonctionnement des bassins versants. Ces derniers permettent d'intégrer de multiples données et de faire des analyses pouvant tenir

compte de contraintes très diversifiées pour une gestion optimale de l'eau sur un bassin versant. Pour cette gamme étude, le modèle hydrologique GR2M a été retenu du fait de sa performance dans certains bassins du Sénégal (Faye et al, 2003). C'est un modèle pluie-débit simple et apte à simuler les débits à l'exutoire d'un bassin. Le couplage entre les modèles climatiques et les modèles hydrologiques permet aujourd'hui de connaître l'évolution future des débits en une section d'un cours d'eau.

❖ L'OBJECTIF GENERAL

L'objectif général de ce travail est de modéliser les impacts du changement climatique sur les ressources en eaux du bassin versant de la Casamance à Kolda.

❖ OBJECTIFS SPECIFIQUES

- ✓ Caler et valider le modèle GR2M sur le bassin du fleuve Casamance à Kolda
- ✓ Evaluer l'impact du changement climatique sur l'hydro climatologie du bassin
- ✓ Estimer les changements potentiels sur les débits aux horizons futurs

Nous avons subdivisé le travail en trois chapitres. Après l'introduction, nous avons étudié quelques généralités sur le fonctionnement d'un bassin versant et le changement climatique (chapitre I), le chapitre II est consacré à la présentation de la zone d'étude ainsi que les données et méthodes utilisées pour mener cette étude et le chapitre III regroupe les résultats obtenus et les discussions menées sur les différents aspects. La dernière partie est dédiée à la conclusion et aux perspectives.

Chapitre I : GENERALITES SUR LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES ET LE FONCTIONNEMENT DU BASSIN VERSANT

I.1) Généralités sur les changements climatiques

I.1.1) Définitions, Causes, conséquences

I.1.1.1) Définitions

Les changements climatiques désignent l'ensemble des variations des caractéristiques climatiques en un endroit donné, au cours du temps : réchauffement ou refroidissement. On parle aussi de **dérèglements climatiques** car on note des changements importants dans les phénomènes climatiques: plus de canicules, ou inversement plus de précipitations, fréquence plus élevée des tempêtes ou des ouragans, etc. (<https://doi.org/10.4000/vertigo.4042>).

La Convention Cadre des Nations Unies sur les Changements Climatiques (CCNUCC) définit les changements climatiques comme "les changements de climat qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables".

I.1.1.2) Causes

Un tiers des rayons du soleil que reçoit la terre est renvoyé par elle dans l'atmosphère sous forme de **rayonnement infrarouge** ; les deux tiers restants étant absorbés par les océans et les sols (APC, 2019). Des gaz naturellement présents dans l'atmosphère, comme l'**ozone** (O₃), la **vapeur d'eau** (H₂O), le protoxyde d'**azote** (NO₂), le méthane (CH₄) ou le dioxyde de carbone (CO₂), empêchent une partie de ce rayonnement de s'échapper dans l'espace et le renvoient vers la terre, ce qui la réchauffe (APC, 2019). Les activités humaines telles que l'utilisation de combustibles fossiles, l'exploitation des forêts tropicales et l'élevage du bétail exercent une influence croissante sur le climat et la température de la terre. Ces activités libèrent d'énormes quantités de gaz à effet de serre, qui viennent s'ajouter à ceux naturellement présents dans l'atmosphère, renforçant ainsi l'effet de serre et le réchauffement de la planète.

Des climatologues pensent que les activités humaines sont très probablement la principale cause du réchauffement observé depuis le milieu du XX^e siècle. Ils considèrent qu'une augmentation de 2°C par rapport à la température de la période préindustrielle est le seuil au-delà duquel le risque d'assister à des changements climatiques dangereux, voire catastrophiques, est beaucoup plus élevé. Pour cette raison, la communauté internationale a reconnu la nécessité de maintenir le réchauffement de la planète en dessous de 2 °C (https://ec.europa.eu/clima/change/causes_fr).

I.1.1.3) Conséquences

Le changement climatique peut entraîner des dommages importants. Selon le GIEC (2013), ce changement climatique s'accompagnerait :

- ✓ d'une perturbation du cycle de l'eau ;
- ✓ d'une augmentation de la fréquence et de l'intensité des catastrophes naturelles d'origine climatique (sécheresse, inondation, tempêtes, cyclones) ;
- ✓ d'une menace de disparition de certains espaces côtiers, en particulier les deltas, les mangroves, les récifs coralliens, les plages d'Aquitaine, etc.

Le changement climatique menace aussi la biodiversité et les écosystèmes, qui constituent le pilier de l'agriculture. Ces pertes affecteront la qualité des sols et de la végétation dont dépend le bétail pour son alimentation. Selon la Banque Mondiale, la réduction potentielle de la biodiversité, des cultures et des ressources en eau devrait obliger l'Afrique à réexaminer son système alimentaire actuel, obligeant le continent à travailler avec la nature et non contre elle (Munang *et al*, 2014).

I.1.2) Les impacts du changement climatique sur les ressources en eau

Le changement climatique s'accompagnera d'effets sans précédent ; parmi ces effets il y'a les modifications du régime des précipitations et des cours d'eau qui impactent fortement les activités socio-économiques (agriculture, élevage, etc.). Les crises liées à l'eau et au changement climatique sont régulièrement cités parmi les crises les plus graves que l'humanité aura à affronter pendant les prochaines décennies (Petitjean, 2008). La publication en 2008 par le GIEC d'un rapport sur le thème permet de fournir un tableau d'ensemble des conséquences du changement climatique sur les ressources en eau et vice-versa. L'Afrique de l'Ouest est sans doute l'une des rares régions au monde à avoir connu des signaux forts de changement du climat (Tschakert, 2007). De plus, sa grande vulnérabilité face aux effets néfastes des extrêmes hydroclimatiques fait d'elle une zone très sensible à cette variabilité climatique. Les études de Mbaye *et al*, (2015) ont montré que d'ici la fin du 21^e siècle, les ressources en eau disponibles devraient diminuer considérablement dans la majeure partie du bassin du fleuve Sénégal, en particulier sous le scénario RCP8.5. La tendance à la baisse des débits est attendue sur les bassins de Sokotoro, Dakka Saidou et Bafing Makana à l'horizon 2030, 2060 et 2090 (Bodian *et al*, 2013) ; Bafing Makana à l'horizon 2050 (Bodian *et al*, 2018) la baisse à Bakel à l'horizon 2020, 2050 et 2080 (Ardoin *et al*, 2009), puis à l'horizon 2100 (Mbaye *et al*, 2015). Une légère augmentation des débits de Sokotoro à l'horizon 2030, 2060 et 2090 (Bodian *et al*, 2013) et de Kolda (Bodian *et al*, 2016) à l'horizon 2080 est attendue.

I.2) Généralités sur le fonctionnement du Bassin Versant

Le bassin versant (BV) est l'unité de base pour la détermination du bilan hydrologique, Il est défini comme la surface parcourue par un cours d'eau et ses affluents.

Un cours d'eau prend généralement naissance dans une zone à relief élevé et draine la surface topographique. Les écoulements convergent vers la section la plus basse du cours d'eau appelée exutoire. L'exutoire d'un bassin versant (ou sortie) est le point le plus bas en aval du réseau hydrographique par lequel passent toutes les eaux de ruissellement drainées par le bassin (point de convergence). Le fonctionnement du BV est lié à la nature du sol et du sous-sol. Le bassin versant est constitué d'une rivière principale, qui prend sa source le plus souvent sur les hauteurs en amont, au niveau de ce qu'on appelle la « tête de bassin ». Cette rivière s'écoule dans le fond de la vallée pour rejoindre la mer ou se jeter dans un fleuve en aval (fig. 1). Sur son chemin, la rivière collecte l'eau provenant de tous les points du bassin versant : l'eau de ses affluents, l'eau de pluie, la fonte des glaciers, l'eau d'origine souterraine... L'eau de la rivière est donc chargée de toute l'histoire des pentes qu'elle a parcourues. Chaque bassin versant est unique par sa taille, sa forme, son orientation, la densité de son réseau hydrographique, le relief, la nature du sol, l'occupation du sol (cultures, haies, forêts, plans d'eau...), son climat..., mais également l'urbanisation et les activités humaines. L'analyse du comportement hydrologique d'un bassin versant (système hydrologique) s'effectue le plus souvent par le biais de l'étude de la réaction hydrologique du bassin face à une entrée (généralement les précipitations). Cette réaction est mesurée par l'observation de la quantité d'eau qui s'écoule à l'exutoire du système (fig.1). La représentation graphique de l'évolution du débit Q en fonction du temps t constitue un hydrogramme de crue. La réaction du bassin versant peut également être représentée par un limnigramme qui n'est autre que la représentation de la hauteur d'eau mesurée en fonction du temps (<http://amachnoug-hamid.e-monsite.com/medias/files/chapitre2.pdf>).

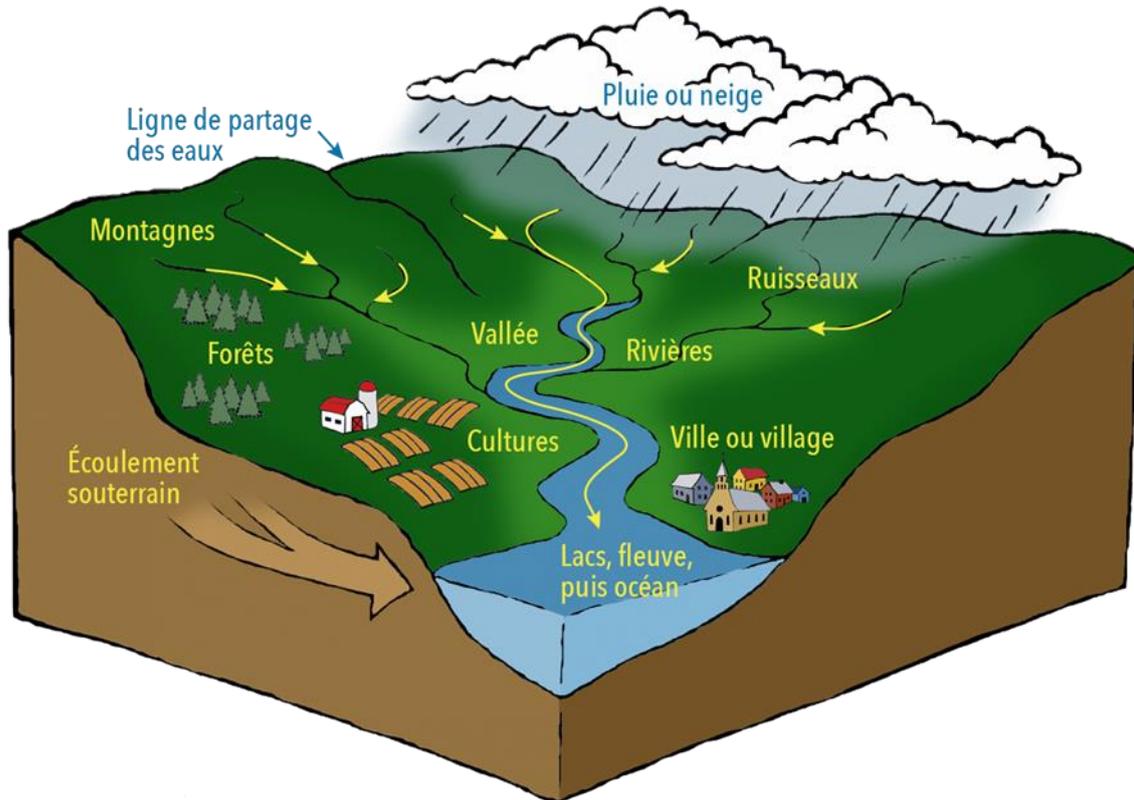


Figure 1: Schéma d'un Bassin Versant (Source : <https://sage-cher-aval.fr/quest-ce-quun-bassin-versant/>)

Dans un bassin versant, l'eau se fraye des chemins sur (eaux superficiels) et dans (eaux souterraines) les sols. Durant son parcours, elle entraîne avec elle une multitude d'éléments : particules minérales et organiques, molécules chimiques, etc. L'occupation du sol, les activités humaines et les aménagements conditionnent le cheminement de l'eau et donc sa qualité à l'exutoire du bassin. Les activités en amont se répercutent en aval et la multiplication des petites perturbations entraîne de grandes dégradations sur l'ensemble du bassin.

I.3) Généralités sur les modèles climatiques et hydrologiques

I.3.1) Les modèles climatiques

Les modèles climatiques détiennent la clé de la prévision de l'évolution du climat au jour le jour ainsi que sur la durée. Les modèles climatiques sont utilisés pour faire des projections allant d'une dizaine à une centaine d'années. Ces projections aident aussi à corrélérer les changements observés à des causes spécifiques et permettent ensuite de développer des stratégies pour atténuer et s'adapter aux effets du changement climatique (CC). Les modèles climatiques sont évalués et testés de plusieurs manières. L'une des informations les plus importantes est de savoir qu'ils sont capables de reproduire les événements climatiques récents

(des 150 dernières années), aussi bien en terme d'évolution moyenne du climat qu'en terme de phénomènes régionaux transitoires (sécheresse, vague de chaleur,...). De meilleures observations permettent de développer des modèles plus fiables et à terme, de fournir des informations de meilleure qualité aux décideurs politiques. L'Initiative sur le changement climatique (ICC) de l'ESA (Agence spatiale Européenne) collabore de manière significative avec la communauté de modélisateurs du climat en lui fournissant des données d'observation de la terre (http://cci.esa.int/sites/default/files/CCI_factsheetA5_150605_Part15.pdf)

I.3.1.1) Les scénarios climatiques

Une des principales raisons qui ont été à l'origine du développement rapide des modèles climatiques (MCG et MCR) est de déterminer l'effet de l'augmentation des gaz à effets de serres (GES) sur l'évolution du climat au cours du 21^e siècle. Il existe actuellement un consensus parmi la majorité des scientifiques sur le réchauffement de l'atmosphère prévu par les MCG (GIEC, 1996), dû à l'augmentation des gaz comme le CO₂ ou le CH₄. Ce consensus s'accompagne toute fois d'une large incertitude quant à l'ampleur de l'accroissement de la température d'ici 2100. D'une part, les scénarios proposés par les MCG dépendent, de façon intrinsèque, des hypothèses quant à l'augmentation de ces gaz dans le futur, selon les prévisions de la croissance économique et démographique dans le monde. D'autre part, l'effet ou non combiné des GES et des aérosols peut modifier les projections de réchauffement des MCG. Comme suggéré dans le rapport du GIEC (1996), l'ensemble des MCG simule une réduction du réchauffement lorsque les modèles incorporent l'effet des aérosols.

Les projections climatiques de modèles sont conçus en se basant sur des descriptions possibles de l'évolution des changements socio-économiques, des changements technologiques, des GES et des polluants atmosphériques (Moss et al., 2010) futurs appelés scénarios (fig.2).

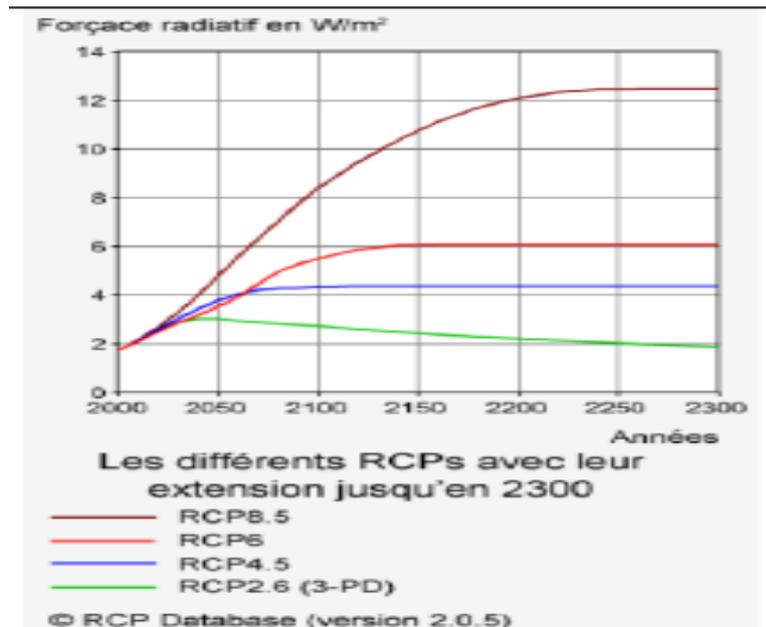


Figure 2: Les différents scénarios RCP avec leurs extensions jusqu'en 2300 (Moss et al 2010)

Ainsi, de possibles scénarios appelés en anglais RCP (Représentative Concentration Pathways) ont été élaborés pour décrire le climat futur dans le cinquième rapport du GIEC, parmi lesquels :

- ✓ **RCP 2.6** : est un scénario d'atténuation conduisant à un niveau de forçage radiatif très bas. Il intègre les effets de politiques de réduction des émissions susceptibles de limiter le réchauffement planétaire à $2^{\circ}C$ (Van Vuuren et al, 2011).
- ✓ **RCP4.5** et **RCP6.0** sont des scénarios de stabilisations. En 2100, on atteint un forçage radiatif de $4.5W/m^2$ à $6W/m^2$ ce qui correspondent à une concentration équivalente en CO_2 proche de 650 ppmv. La stabilisation se fait après 2100, mais commence vers 2060.
- ✓ **RCP8.5** : Il prévoit une augmentation continue de la concentration des gaz à effet de serre (GES) sans aucune politique de réduction et en conséquence un réchauffement continue pour aller jusqu'à $12^{\circ}C$. Ce dernier scénario est considéré comme un scénario pessimiste (Riahi et al, 2011).

I.3.2) Les modèles hydrologiques

I.3.2.1) Intérêt de la modélisation pluie-débit

Les applications des modèles pluie-débit sont multiples, mais tous manifestent le besoin de comprendre la nature et le rôle des processus mis en jeu dans les écoulements à l'intérieur des bassins versants (Villeneuve et al. 1998). Nous pouvons les synthétiser de la façon suivante:

- ❖ faire avancer la connaissance et la compréhension des processus hydrologiques qui s'y déroulent.
- ❖ prédire ses états futurs en modifiant les variables d'entrée,
- ❖ étudier sa réponse à différents scénarios d'évolution de sa structure interne et de ses conditions aux limites.

Tout modèle hydrologique est caractérisé par:

- ❖ des Variables d'entrée,
- ❖ des Variables de sortie.

Dans le cas d'un modèle pluie-débit, les entrées sont toujours les données de précipitations puis, selon la complexité du modèle, des données d'évapotranspiration potentielle (ETP), de température, de type des sols, de végétation, de topographie, d'altitude, etc. (Eckert, 2002)

I.3.2.2) Types de modèles hydrologiques

Modèle global: Un modèle global fonctionne à l'échelle du bassin versant entier, en le considérant homogène en tout point.

Modèle distribué : Dans un modèle distribué, certains processus sont modélisés en divisant le bassin versant en plusieurs entités spatiales. Ce découpage de l'espace peut être réalisé grâce à des critères hydrologiques (découpage en sous bassin versant), ou des critères topographiques (découpage par bandes d'altitude). Ce type de modèle permet de prendre en compte la variabilité spatiale des processus étudiés.

La famille des modèles génies ruraux (GR)

Les modèles GR tiennent en compte trois niveaux au cours de la modélisation :

- ✓ **au niveau des processus** : les modèles GR proposent des relations comportementales simples à l'échelle du bassin, mises au point empiriquement et sans liens directs avec la physique des processus à petite échelle et pouvant représenter une moyenne de plusieurs processus;
- ✓ **au niveau de l'espace**: les modèles GR sont globaux, c'est-à-dire que, tout en reconnaissant l'extraordinaire hétérogénéité de tout bassin versant, ils considèrent le bassin versant comme un tout.
- ✓ **au niveau du temps**: les modèles GR ont été développés pour des pas de temps de fonctionnement spécifiques : annuel (GR1A), mensuel (GR2M), journalier (GR4J), et horaire. Les différents modèles travaillent donc sur des moyennes temporelles.

La spécificité du pas de temps, bien que souvent négligée, est importante, une même structure de modèle n'étant pas également performante à tous les pas de temps. Globalement, les structures sont d'autant plus simples que le pas de temps est long. Au cours de leur développement, les modèles GR ont tous été testés sur de larges échantillons de plusieurs centaines de bassins, particulièrement en France mais également aux Etats-Unis, en Australie, au Brésil, au Mexique, en Afrique, et particulièrement au Sénégal (Faye *et al*, 2013), en Algérie ou en Côte d'Ivoire (Perrin *et al*, 2007). D'autres équipes de recherche, des bureaux d'études et des services opérationnels ont par la suite utilisé les modèles dans des conditions variées. Ces modèles n'ont besoin pour fonctionner que de données continues de pluie et d'évapotranspiration potentielle, cette dernière pouvant être une courbe moyenne interannuelle (Oudin, 2004). Les modèles GR ont un faible nombre de paramètres, ce qui permet de limiter les problèmes de surparamétrisation et leur confère une bonne robustesse (Perrin *et al*. 2001). Les paramètres doivent être déterminés par calage, en minimisant l'erreur du modèle sur une série de débits observés. Lorsque des données de débit ne sont pas disponibles pour le calage, l'estimation des paramètres peut se faire par des formules régionales liant les valeurs des paramètres à des descripteurs physiques du bassin, par l'utilisation de modèles calés sur des bassins voisins, ou mieux encore par l'exploitation de quelques mesures ponctuelles en périodes de hautes eaux (Rojas-Serna, 2005).- Cependant, leur utilisation conduit souvent à des erreurs beaucoup plus fortes que lorsque l'on peut réaliser un véritable calage du modèle.

Chapitre II : DONNEES ET METHODES

II.1) Présentation de la zone d'étude : bassin versant du fleuve Casamance

Le bassin versant de la Casamance, qui s'étend sur l'ancienne région administrative du même nom, au sud du Sénégal, est situé en latitude entre 12°20' et 13°21' Nord et en longitude entre 14°17' et 16°47' Ouest. Ces coordonnées montrent que le bassin de la Casamance a une extension beaucoup plus longitudinale (environ 270 km d'Ouest en Est) que latitudinale (100 km du Nord au Sud) (Fig. 3). Ce dernier s'étend sur une superficie de 19652 Km² avec un relief très faible. Il est situé en majeure partie sur les formations perméables du Continental Terminal (sables argileux et grès argileux grossiers). La Casamance est un petit fleuve côtier dont le bassin versant est pratiquement compris entre le territoire du Sénégal (Dacosta, 1989). Seule, une petite partie méridionale du bassin s'étend jusqu'en Guinée Bissau. Du point de vue topographique, le bassin versant de la Casamance, se caractérise par la faiblesse du relief. Le relief du bassin est peu marqué et l'altitude maximale est de 60 m. En effet, tous les cours d'eau prennent leur source sur le plateau du Continental terminal. La faiblesse des pentes explique l'invasion profonde de la mer à l'intérieur du bassin de la Casamance occasionnant ainsi la salinisation des terres agricoles. Les sols sont de type ferrugineux tropical lessivé (Diop, 2015). On note également la présence de mangroves quaternaires dues à l'ennoisement du fleuve. La couverture végétale est constituée, au nord du fleuve par la forêt sèche secondaire, au sud par la savane boisée soudano-guinéenne. On note par endroit la présence de forêt galerie. Les lits majeurs, larges et plats sont souvent envahis par les rizières et la végétation marécageuse. En effet, la mer remonte le cours principal de la Casamance jusqu'à Dianamalari à 152 km de l'embouchure. Sur le Soungrougrou, elle va jusqu'à Diaroumé à 130 km de l'Océan, sur le Baïla, elle atteint Djibidione à 154 km de Diogué à l'embouchure (Dacosta, 1989).

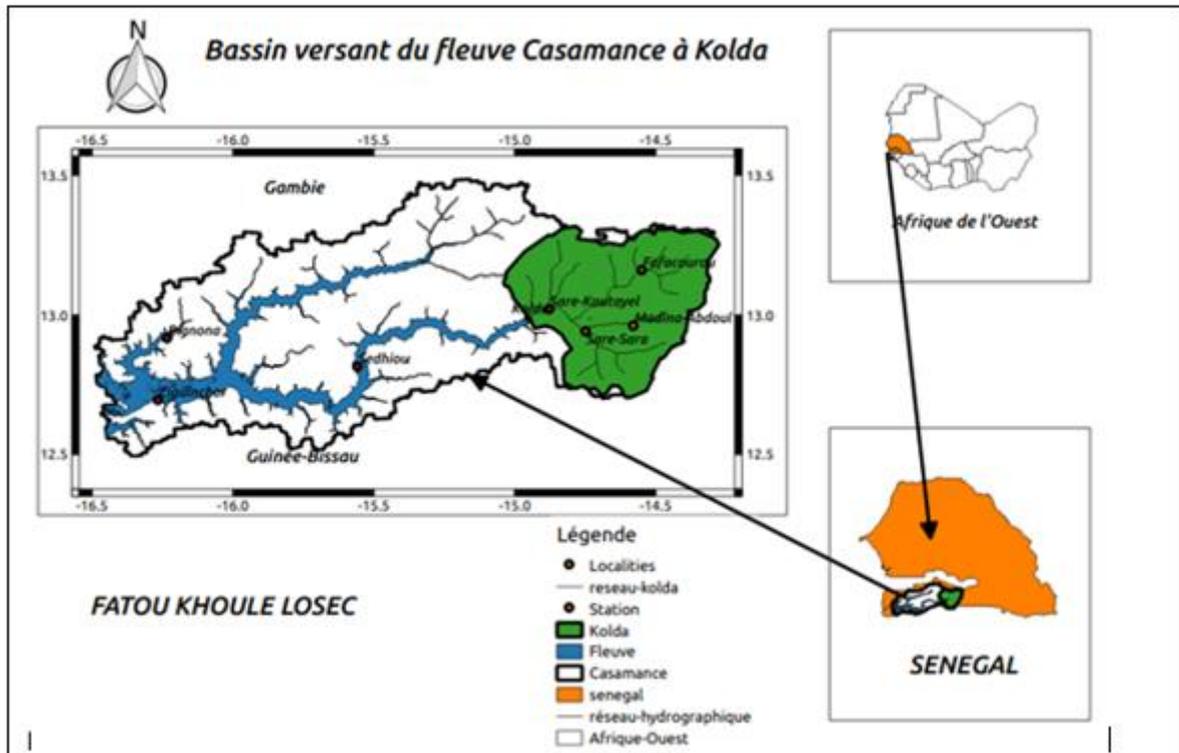


Figure 3: Localisation du bassin versant du fleuve Casamance à Kolda

II.1.1) Le réseau hydrographique du bassin du fleuve Casamance

Le réseau hydrographique de la Casamance est relativement dense et assez bien développé. Le fleuve prend sa source à l'est de Kolda, dans la zone de Fafacourou avec une longueur d'environ 350 Km (dont 260 Km de cours permanent), il draine un bassin versant de 14 000 Km². Les apports du fleuve sont estimés à 60 millions de mètres cubes par an à Kolda. En raison de la faiblesse de sa pente, les eaux du fleuve sont saisonnièrement soumises à l'invasion marine jusqu'à 200 Km de son embouchure. Sur son parcours, ce fleuve reçoit les eaux de nombreux affluents comme Tiangol, Dinguai, Dioulacolon, Khorine, Niampampo, Soungrongrou vers l'embouchure. Les barrages de Guidel et d'Affiniam sont construits pour arrêter l'invasion marine. Quant au complexe Kayanga-Anambé, situé en Haute-Casamance, il draine un bassin-versant de 1 750 Km² au Sénégal.

II.1.2) Caractérisations physiographiques du bassin versant

Le relief est un facteur essentiel, il détermine en grande partie l'aptitude des terrains au ruissellement, à l'infiltration et à l'évaporation. La surface et le périmètre permettent de connaître la forme et le relief des bassins versants à savoir : l'indice de compacité de Gravélius (Kc), la longueur du rectangle équivalent L (km), la largeur du rectangle équivalent I (km), l'indice de pente globale I_G (m/km).

- **Indice de Gravélius**

L'indice de Gravélius compare le périmètre P du bassin à celui d'un cercle qui aurait la même superficie S que le bassin considéré. L'équation de ce coefficient est la suivante :

$$K_c = \frac{P}{2\sqrt{\pi S}} = 0.28 * \frac{P}{\sqrt{S}} \quad (1)$$

Avec :

K_c : l'indice de compacité de Gravélius,

S : surface du bassin versant [km²],

P : périmètre du bassin [km].

Un bassin parfaitement rond à un coefficient de compacité ou de Gravélius proche de 1, un bassin allongé à une valeur supérieure à 1.

- **Longueur et largeur du rectangle équivalent des bassins versants**

La longueur L et la largeur l du rectangle équivalent ont été déterminées à partir des formules suivantes :

$$L = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} * [1 + \sqrt{(1 - (\frac{1.12}{K_c}))^2}] \quad (2)$$

$$l = \frac{K_c \sqrt{S}}{1.12} * [1 - \sqrt{(1 - (\frac{1.12}{K_c}))^2}] \quad (3)$$

Où :

(K_c) : représente l'indice de compacité de Gravélius,

K_c ≤ 1 bassin rond

K_c > 1 bassin allongé

P : le périmètre,

S : la superficie du bassin versant.

- **Indice de pente Global (I_g)**

Une valeur approchée d'I_g est donnée par la relation suivante :

$$I_g = \frac{D}{L} \quad (3)$$

Cet indice est utilisé pour caractériser le relief des petits bassins versants (superficie de l'ordre de 25 km²) par l'ORSTOM

Avec :

I_g : exprimé en m/km

H : représentant la dénivelée définie directement sur la carte topographique et exprimée en mètres ;

L : longueur du drain principal en km ;

- **Dénivelée spécifique**

Pour comparer des bassins versants de tailles différentes, on utilise plutôt la dénivelée spécifique définie par:

$$D_s = D * \sqrt{\frac{l}{L}} \quad (4)$$

I_g = indice de pente global

A = superficie du bassin

La dénivelée spécifique (tableau 1) dépend de l'hypsométrie (D= h 5% - h 95%) et de la forme des bassins (1/L).

Tableau 1:Les dénivelées spécifiques

R1	Relief très faible	D _s < 10m
R2	Relief faible	10m < D _s < 25m
R3	Relief assez faible	25m < D _s < 50m
R4	Relief modéré	50m < D _s < 100m
R5	Relief assez fort	100m < D _s < 250m
R6	Relief fort	250m < D _s < 500m
R7	Relief très fort	500m < D _s

- **Les altitudes**

Ces altitudes permettent d'établir certaines relations faisant intervenir des variables climatologiques telles que la température, la précipitation et le couvert neigeux.

Elles déterminent l'amplitude altimétrique du bassin versant et interviennent aussi dans le calcul de la pente. Elles s'obtiennent directement à partir de cartes topographiques.

L'altitude maximale correspond au point le plus élevé ou bien culminant du bassin, $H_{max} = 80m$. L'altitude minimale correspond au point le plus bas du bassin, $H_{min} = 0m$

L'altitude médiane est l'altitude lue au point d'abscisse 50% de la surface totale du bassin sur la courbe hypsométrique (Bodian, 2015). Cette grandeur se rapproche de l'altitude moyenne dans le cas où la courbe hypsométrique du bassin versant concerné présente une pente régulière.

L'altitude moyenne déduite directement de la courbe hypsométrique ou bien à partir d'une carte topographique. L'altitude moyenne est défini comme suit:

$$H_{moy} = \sum \frac{A_i H_i}{A} \quad (5)$$

Avec :

A_i : aire comprise entre deux courbes de niveau(Km²) ;

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

A : surface totale du bassin versant (Km²)

Les caractéristiques physiographiques des bassins versants sont détaillés dans le tableau 2 et qui déterminent la réponse hydrologique de ces derniers face aux impulsions pluviométriques.

Une analyse des données du tableau 1 permet de constater que le bassin de la Casamance à Kolda a une forme relativement allongée avec des pentes faibles (Tableau 2).

Tableau 2: Paramètres physiographiques des bassins versant de la Casamance à Kolda (Diop *et al*, 2015)

Bassin versant	Surface Km2	Périmètre	Kc	L(Km)	l(Km)	Ig (m/Km)	Altitude max(m)	Altitude min(m)	D(m)	Ds(m)
Casamance	19652	1496	3	720,7	27,3	0,11	80	0	80	11,56
Kolda	3650	431	2	197	18,5	0,36	80	10	70	21,47

La figure 4 donne la topographie du bassin versant de la Casamance ces altitudes varient entre 0 à 80 m. Pour ce qui est des pentes, elles sont relativement faibles et varient entre 0 à 15 % (figure 4).

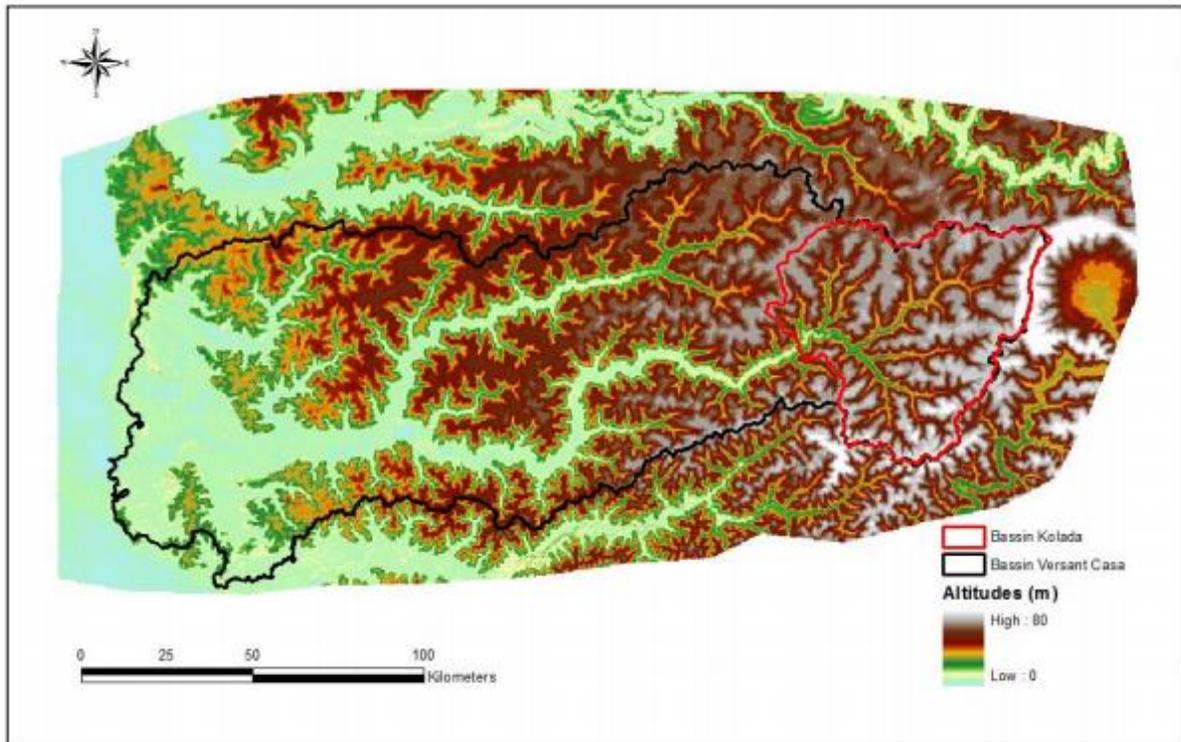


Figure 4: Modèle numérique de terrain du Bassin versant de la Casamance (source: SRMT 90m) (Bodian et al, 2015)

II.1.3) Localisation des stations utilisées

Dans cette étude, nous avons utilisé les stations suivantes : Kolda, Fafacourou, Sare-sara, Saré-Koutayel, Madina-Abdoul (figure 5)

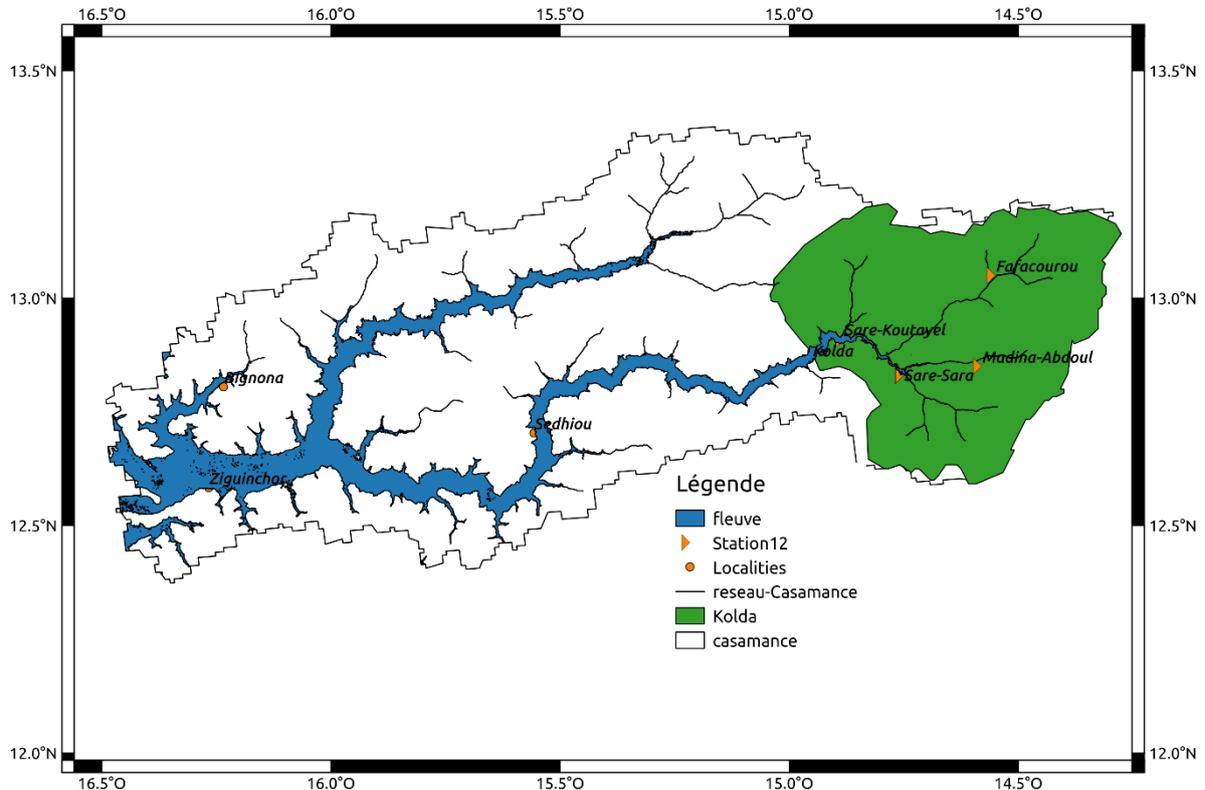


Figure 5: Répartition des postes pluviométriques dans sous le bassin de Kolda

II.2) Présentation des données hydroclimatiques

II.2.1) Les données d'observation

Ces données correspondent à des mesures qui ont été effectuées au niveau des stations pluviométriques de 1980-1992. Ces données météorologiques font partie des variables d'entrée qui permettent de réaliser une modélisation hydrologique. Les données d'observations climatiques mensuelles utilisées pour faire tourner le modèle hydrologique (pluie-débit) ont été fournies par l'Unité de Recherche sur le Climat (CRU) de l'université de l'East Anglia en Angleterre. Nous avons utilisé la version TS3.10 (Harris et al, 2014). Quant aux débits mensuels observés à Kolda, ils proviennent de la Direction de la Gestion -et de la Planification des Ressources en Eau du Sénégal (DGPRES).

II.2.2) Données de modèles climatique régionaux

Pour évaluer les effets du changement climatique sur les ressources en eau du bassin versant de la Casamance à Kolda , nous avons utilisé des données climatiques de haute résolution spatiale ($0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$) au pas de temps mensuel de trois (3) modèles climatiques régionaux (MCR). Les trois MCR sont issus du programme CORDEX-Afrique sous les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Le choix des trois modèles régionaux (MCR) retenus est motivé par leur performance, et par le fait qu'ils sont très utilisés dans les études d'impacts du changement climatique en Afrique de l'ouest (Diallo et al, 2012, Mahamadou et al, 2018). Certaines caractéristiques de ces modèles sont présentées dans le tableau 3.

Tableau 3: Données de modèles climatiques régionaux

Modèles Climatiques Globaux	Modèles Climatiques Régionaux	Institution	Période des scénarios RCP4.5 et RCP8.5	Période historique	Résolution spatiale
ICHEC-EC-EARTH	HIRHAM5	DMI	2006-2100	1950-2005	$0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$
MIROC-MIROC5	RCA4	SMHI	2006-2100	1950-2005	$0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$
MPI-M-MPI-ESM-LR	REMO2009	MPI-CSC	2006-2100	1950-2005	$0.44^{\circ} \times 0.44^{\circ}$

II.3) Les Variables du modèle

Dans cette partie, nous ne partons pas d'une idée a priori du fonctionnement physique de la transformation pluie-débit, mais nous partons seulement des données qui reflètent la réalité d'une manière implicite. En effet, le calage et la validation d'un modèle nécessitent des séries de données observées. La pluviométrie et l'évapotranspiration reflètent les phénomènes climatologiques. Le débit, mesuré à l'exutoire, traduit la réponse hydrologique du bassin versant.

II.3.1) La pluie

En tant qu'activité météorologique, la pluviométrie consiste presque toujours à mesurer une hauteur de précipitations pendant un intervalle de temps, c'est à dire qu'elle ne permet d'atteindre que le cumul des précipitations au cours de l'intervalle de temps considéré. On a coutume d'exprimer les précipitations journalières, mensuelles ou annuelles en millimètre par jour, par mois ou par an, réservant généralement l'expression en intensité (mm/h) à des intervalles de temps plus courts. L'usage a également consacré la pluviométrie comme l'étude de la répartition et du régime des précipitations (Hubert, 1996). Dans notre cas, la pluviométrie (P) est exprimée en mm/mois. Elle représente la hauteur d'eau tombée sur le bassin versant considéré et intégrant la distribution spatio-temporelle.

II.3.2) L'évapotranspiration

L'évapotranspiration Potentielle (ETP), facteur qui influence le débit est la quantité d'eau susceptible d'être évaporée par une surface d'eau libre et par un couvert végétal dont l'alimentation en eau n'est pas le facteur limitant. Elle est déterminée par la température, la vitesse du vent, la végétation, l'utilisation des terres, l'altitude et l'humidité relative, etc... La valeur de l'évapotranspiration potentielle est fonction de l'énergie disponible (Margat, 1997). Elle est estimée par mesure avec l'évaporomètre ou déduite par des formules empiriques telles que celles de Penman (1948), Morton (1983). L'unité de l'évapotranspiration est le mm/mois. Dans notre cas l'ETP a été calculée par la formule de la FAO et modifiée par Allen et al. (1998) à l'aide d'une feuille de calcul Excel en utilisant les températures mensuelles maximales (Tmax) et minimales (Tmin). La formule de la FAO 1998 est la suivante :

$$\mathbf{ETP = 0.0023 (T_{mean} + 17.8) (T_{max} - T_{min}) 0.5.R_a.}$$

Avec, Ra = équivalent en eau du rayonnement extraterrestre en (mm/jour).

II.3.3) Le débit

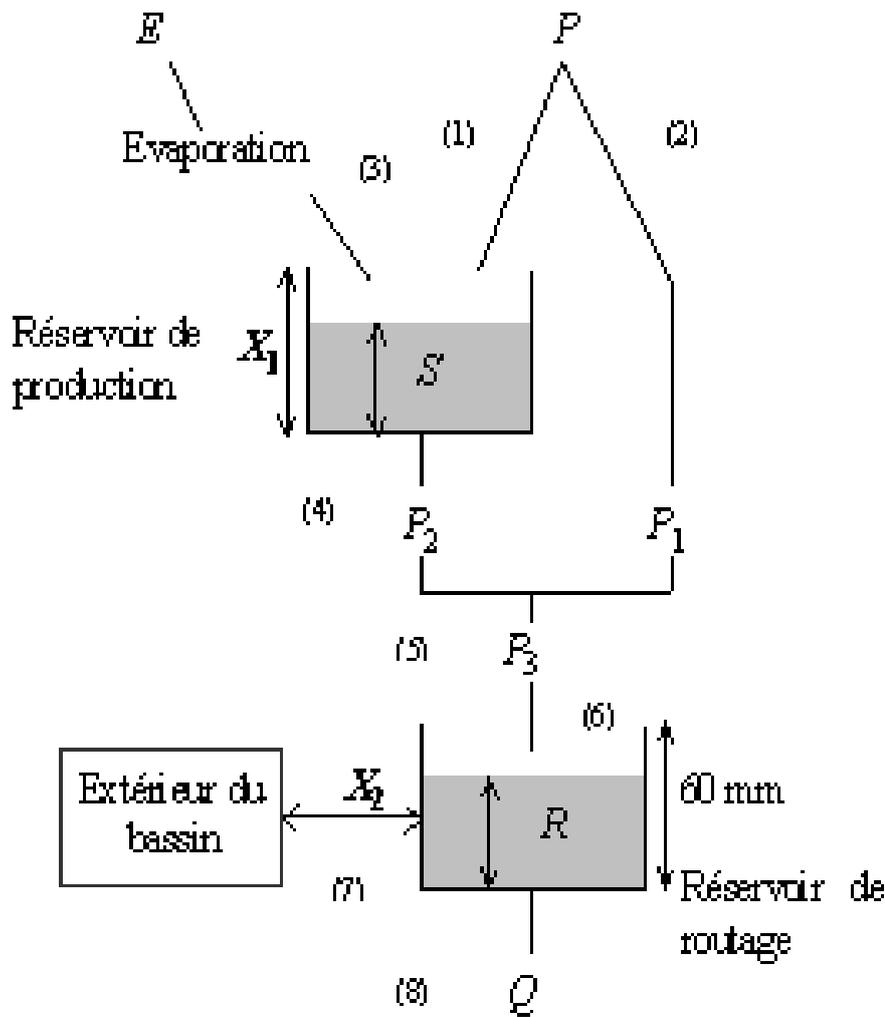
Suite à une pluie tombée sur le bassin versant, tout un mécanisme complexe d'interactions de phénomènes hydrologiques et climatologiques se met en œuvre. Il se traduit par une circulation, directe ou indirecte, de l'eau à travers le sol ou le sous-sol en passant par les cours d'eau secondaires puis principaux, et finissant par l'exutoire du bassin versant. A l'échelle globale du bassin versant, le débit à l'exutoire traduit la réaction de tout le bassin suite à une pluie. Il est mesuré par différentes techniques hydrométriques, par exemple : le jaugeage par moulinet ou le jaugeage chimique. Ce débit est exprimé en mètre cube par seconde (m^3/s) que nous ramènerons au besoin en millimètre par mois, pour une uniformisation de toutes les variables.

II.4) Modélisation hydrologique

II.4.1) Présentation du modèle GR2M

Le modèle GR2M (modèle du Génie Rural à deux paramètres Mensuel) est un modèle global pluie-débit global à deux paramètres. Son développement a été initié au Cemagref à la fin des années 1980, avec des objectifs d'applications dans le domaine des ressources en eau et des étiages. Ce modèle a connu plusieurs versions, proposées successivement par Kabouya (1990), Kabouya et Michel (1991), Makhoulf (1994), Mouelhi (2003) et Mouelhi *et al.* (2006), ont permis d'améliorer progressivement les performances des modèles GR (Genie Rural). Notre choix a porté sur le modèle GR2M (Legesse, 2003). Ce modèle a l'avantage d'être peu consommateur de données (précipitation, évapotranspiration et débit pour le calage). La description exhaustive du modèle GR2M version Mouelhi (2003) peut être obtenue dans Legesse (2003) et Kouassi (2007). De façon simplifiée, on retient que le modèle GR2M est constitué d'un réservoir de production qui régit la fonction de production et qui est caractérisé par sa capacité maximale et d'un réservoir «eau gravitaire» qui régit la fonction de transfert. Ce modèle mensuel de bilan d'eau est régi par deux paramètres à caler (X_1 et X_2). Le premier paramètre (X_1) représente la capacité maximale du réservoir «sol». Le deuxième paramètre (X_2) représente le paramètre d'échange souterrain au niveau du réservoir «eau gravitaire». Un nombre de deux paramètres libres dans un modèle conceptuel global est suffisant pour représenter la relation pluie-débit au pas de temps mensuel (Legesse, 2003). Les possibilités de succès dans des études de non stationnarité passent par l'utilisation de modèles à peu de paramètres qui est une condition nécessaire pour réduire les incertitudes du calage et garantir au modélisateur une bonne compréhension du comportement du modèle. La version utilisée a déjà démontré sa performance et sa robustesse sur le haut bassin du fleuve Casamance (Bodian *et al.*, 2012), Falémé (Faye *et al.*, 2013). Les données d'entrée du modèle GR2M sont la pluie et

l'ETP et les données de sortie sont les débits. Un schéma conceptuel du modèle est donné à la figure 6



$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad (6)$$

$$\text{Où } \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right) \quad (7)$$

$$P_1 = P + S - S_1 \quad (8)$$

$$\psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \quad (9)$$

$$S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1 + \psi(1-\frac{S_1}{X_1})} \quad (10)$$

$$S = \frac{S_2}{[1 + (\frac{S_2}{X_1})^3]^{1/3}} \quad (11)$$

ET

$$P_2 = S_2 - S \quad (11), \quad P_3 = P_1 + P_2 \quad (12)$$

$$R_1 = R + P_3 \quad (13), \quad F = (X_2 - 1) \cdot R_1 \quad (14)$$

$$R_2 = X_2 \cdot R_1 \quad (15)$$

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad (16)$$

Figure 6: Structure du modèle GR2M (mouelhi, 2003)

E = Evapotranspiration

P = Précipitation

S = Niveau du réservoir de production

R = Niveau du réservoir de routage

X1 = capacité de réservoir de production

X2 = coefficient d'échange souterrain

II.4.2) Le fonctionnement du modèle GR2M

Sa structure associe un réservoir de routage et un réservoir de production ainsi qu'une ouverture sur l'extérieur autre que le milieu atmosphérique. Ces trois fonctions permettent de simuler le comportement hydrologique du Bassin. Le modèle GR2M est caractérisé par deux fonctions (Mouelhi, 2003) : une fonction de production et une autre de transfert.

Une fonction de production qui s'articule autour d'un réservoir "sol" de capacité maximale X_1 , paramètre à optimiser. Cette version ne présente ni phase d'interception partielle comme pour le cas du modèle GR3M, ou comme pour le modèle GR4J. Une percolation du réservoir sol vers le transfert est assurée par une fonction dépendant de l'état du stock "S" ;

La fonction de transfert représentée par un réservoir à vidange quadratique de capacité fixée à 60mm. Ce réservoir est modifié par un échange souterrain, dont le coefficient X_2 est le deuxième paramètre à optimiser.

Du fait de la pluie P , le niveau S du réservoir sol sous l'effet de la pluie brute P devient S_1 défini par

$$S_1 = \frac{S + X_1 \varphi}{1 + \varphi \frac{S}{X_1}} \quad (6)$$

$$\text{Où} \quad \varphi = \tanh\left(\frac{P}{X_1}\right) \quad (7)$$

Il s'en suit une contribution à l'écoulement P_1 donnée par la formule :

$$P_1 = P + S - S_1 \quad (8)$$

Du fait de l'**évapotranspiration**, le niveau S_1 devient S_2

En posant

$$\psi = \tanh\left(\frac{E}{X_1}\right) \quad (9)$$

$$S_2 = \frac{S_1(1-\psi)}{1+\psi\left(1-\frac{S_1}{X_1}\right)} \quad (10)$$

Où

E est l'évapotranspiration potentielle.

Le réservoir se vidange, ensuite en une percolation P_2 et son niveau S, prêt pour les calculs du mois suivant, est alors donné par :

$$S = \frac{S_2}{[1 + (\frac{S_2}{X_1})^3]^{1/3}} \quad (11)$$

Et

$$P_2 = S_2 - S \quad (12)$$

La pluie totale P_3 qui atteint le **réservoir de routage** est donnée par:

$$P_3 = P_1 + P_2 \quad (13)$$

Le niveau R dans le réservoir devient alors R_1 :

$$R_1 = R + P_3 \quad (14)$$

Un **terme d'échange en eau** est alors calculé par :

$$F = (X_2 - 1).R_1 \quad (15)$$

Le **paramètre** X_2 est positif et adimensionnel. Le niveau dans le réservoir devient:

$$R_2 = X_2.R_1 \quad (16)$$

Le réservoir, de capacité fixe égale à 60 mm, se vidange suivant une fonction quadratique.

Le débit est donné par :

$$Q = \frac{R_2^2}{R_2 + 60} \quad (17)$$

II.5) Evaluation de la performance du modèle

II.5.1) Calage et validation du modèle GR2M

Pour analyser la sensibilité du modèle aux variations des paramètres d'entrée, nous avons d'abord procédé au calage (1981-1986) et à la validation (1987-1992) sur le bassin versant de la Casamance à Kolda. Plusieurs simulations ont été faites en intervertissant les périodes de calage et de validation afin de choisir la période la plus adéquate en calage/validation.

Les démarches décrites ci-après permettent de mieux cerner les variations induites sur la performance du modèle lors des tests de sensibilité.

II.5.1.1) Nécessite d'un calage

Le modèle hydrologique adopté devra être calé afin d'identifier et de reconnaître certaines propriétés hydrologiques du bassin versant. En effet, la simplification de la réalité implique que certains, voire la totalité, des paramètres utilisés pour décrire le modèle, ne peuvent être reliés directement à des mesures de terrain, d'où la nécessité d'un calage. Ainsi, à partir des pluies, on déduit des estimations de débits que l'on compare aux débits observés, grâce à des critères appelés fonctions objectives. Le calage s'effectue sur une période où la pluie, le débit et l'évapotranspiration potentielle doivent être connus. La procédure nécessite de diviser la série chronologique des données en deux sous-périodes indépendantes de même taille (P1 et P2). Ensuite, le modèle est calé sur la première période (P1) et validé sur la seconde (P2), puis recalé sur la seconde et validé sur la première (figure7). La première période de calage couvre 1981-1986 (P1) et la deuxième période de calage s'étend de 1987 à 1992 (P2). Toutes les deux périodes de calage ont été précédées d'une année de mise en route du modèle, allant du 1^{er} janvier 1980 au 31 décembre 1980 pour éviter l'influence des conditions initiales. Le choix de la période 1981-1992 s'explique par le fait qu'elle est la seule période sur laquelle le jeu de données ne présente pas de lacune. Il faut noter que le calage utilisé pour cette étude est un calage automatique qui a consisté à changer, par itération, les valeurs des paramètres (X1 et X2) du modèle avec un intervalle régulier jusqu'à l'obtention des valeurs optimales du critère de Nash. Les valeurs des paramètres (X1 et X2) ont été optimisées en utilisant la fonction « SOLVER »

II.5.1.2) Contrôle du modèle

Une fois les paramètres estimés de façon satisfaisante, on doit ensuite valider le modèle en s'assurant de ses "bonnes" estimations. On compare donc une deuxième fois les débits calculés aux débits observés, avec un critère qui peut être différent de la fonction objective utilisée lors du calage. On apprécie alors la qualité du modèle sur des échantillons de données qui n'ont pas servi à sa construction. La période de contrôle choisie doit être différente de la période de calage (Klemeš, 1986). On évalue ainsi la robustesse et la fiabilité du modèle. On constate alors souvent que si le nombre de paramètres à caler est trop important, l'ajustement des simulations sur la réalité est très bon sur la période de calage, mais que le modèle se dégrade ensuite en période de contrôle.

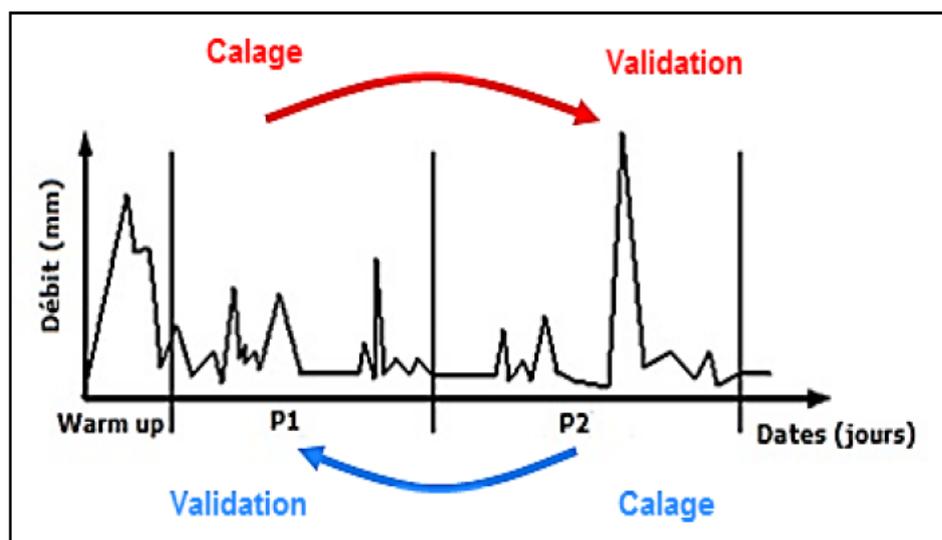


Figure 7: Méthode du split-sample test (Klemeš, 1986)

II.5.2) Les critères d'évaluation de la performance du modèle hydrologique

Pour étudier la corrélation entre les données observées et celles simulées, nous exprimons les critères de Nash : **Nash (Q)**, le **Nash (ln(Q))** (Logarithme Népérien des débits) et le **Nash (\sqrt{Q})** (racine carré des débits).

✚ Les critères de Nash (Nash et Sutcliffe, 1970)

Ce critère décrit l'écart par rapport à l'unité du rapport du carré de la différence entre les valeurs observées et simulées et la variance des observations. La valeur du coefficient peut varier de moins l'infini à l'unité, la dernière valeur indiquant un accord parfait entre les données simulées et observées. Il est possible d'obtenir des valeurs négatives du NSE, indiquant que la moyenne des données d'observation permet une meilleure adaptation aux données par rapport aux valeurs. En d'autres termes, l'utilisation des valeurs simulées du modèle est pire que d'utiliser

simplement la moyenne observée. Pour des valeurs Nash négatives ou très proches de zéro, la prédiction du modèle est considérée comme médiocre ou inacceptable. Nous présentons dans le tableau 4 les valeurs indicatives de ce critère.

Avec i le temps considéré, Q_{obs} débits observés, Q_{cal} , débits calculés par le modèle hydrologique; $\overline{Q_{obs}}$ débit moyen mensuel observé.

Tableau 4: Coefficient d'efficacité de Nash (Bouizrou, 2015)

NSE	Commentaire
$0.75 < NSE \leq 1.00$	Très bon
$0.65 < NSE \leq 0.75$	Bon
$0.50 < NSE \leq 0.65$	Satisfaisant
$NSE \leq 0.4$	Non satisfaisant

L'utilisation finale du modèle repose tout d'abord sur sa performance. La cohérence n'intervient que si les performances des modèles en concurrence pour chaque pas de temps demeurent très proches. Le critère d'optimisation utilisé dans le cadre de cette étude est le critère de Nash-Sutcliffe (équation 17), car il est l'un des critères les plus couramment utilisés en modélisation hydrologique et sa performance (Kouassi *et al*, 2011). Ce critère adimensionnel permet de juger la qualité de l'ajustement et facilite la comparaison des ajustements sur différents bassins dont les écoulements correspondent à des ordres de grandeur différents. Il est défini par l'équation (17).

$$\blacktriangleright Nash(Q) = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{cal,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (17)$$

Le critère de Nash calculé sur les racines carrées des débits.

Dans le cadre de notre étude, nous nous intéressons justement aux crues et aux étiages, il nous a donc semblé cohérent de retenir, comme fonction objective, le critère de Nash-Sutcliffe calculé sur les racines carrées des débits. Ce critère est assez général et donne un poids similaire à la simulation des débits de crues et d'étiages.

$$\blacktriangleright Nash_{\sqrt{Q}} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{Q_{cal,i}})^2}{\sum_{i=1}^n (\sqrt{Q_{obs,i}} - \sqrt{\overline{Q_{obs}}})^2} \quad (18)$$

Le critère de Nash calculé sur les logarithmes des débits.

Il permet de donner plus d'importance aux étiages dans l'évaluation de la performance des modèles (Quillat B, 2007).

$$\text{➤ } Nash(\ln Q) = 1 - \frac{(\sum_{i=1}^n \ln Q_{obs,i} + \varepsilon - \ln Q_{cal,i} + \varepsilon)^2}{(\sum_{i=1}^n \ln Q_{obs,i} + \varepsilon - \overline{\ln Q_{obs}} + \varepsilon)^2} \quad (19)$$

➤ **Coefficient de Détermination**

Le coefficient de Détermination (R^2) est utilisé pour évaluer la corrélation entre les débits observés et simulés.

$$R^2 = \left[\frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})(P_i - \bar{P})}{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^{0.5} [\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})]^{0.5}} \right]^2 \quad (20)$$

Chapitre III : RESULTATS ET DISCUSSIONS

Dans ce chapitre nous allons présenter les résultats obtenus suivis des discussions.

III.1) Calage et Validation du GR2M

Cette partie analyse les résultats du calage et de la validation du modèle hydrologique GR2M alimenté avec les données observées à la station hydrométrique de Kolda. Après avoir défini tous les paramètres, une simulation a été réalisée sur la période 1980-1992 pour reconstituer les débits dans le bassin versant de la Casamance à Kolda.

III.1.1) Hyétoigramme et hydrogramme obtenus lors du calage

La figure 8 représente l'hyétoigramme des pluies mensuelles et les hydrogrammes mensuels simulés et observés durant la période de calage (1981-1986). Pour les hydrogrammes observés et simulés, nous avons les mêmes signaux de variations même si les amplitudes diffèrent. On constate aussi que les débits de pointes (crues) de 1981 et 1985 ont été sous-estimés au niveau de la station de Kolda respectivement 135 et 63,11mm/mois. De 1982 jusqu'à 1984, nous avons une similarité entre les débits observés et simulés.

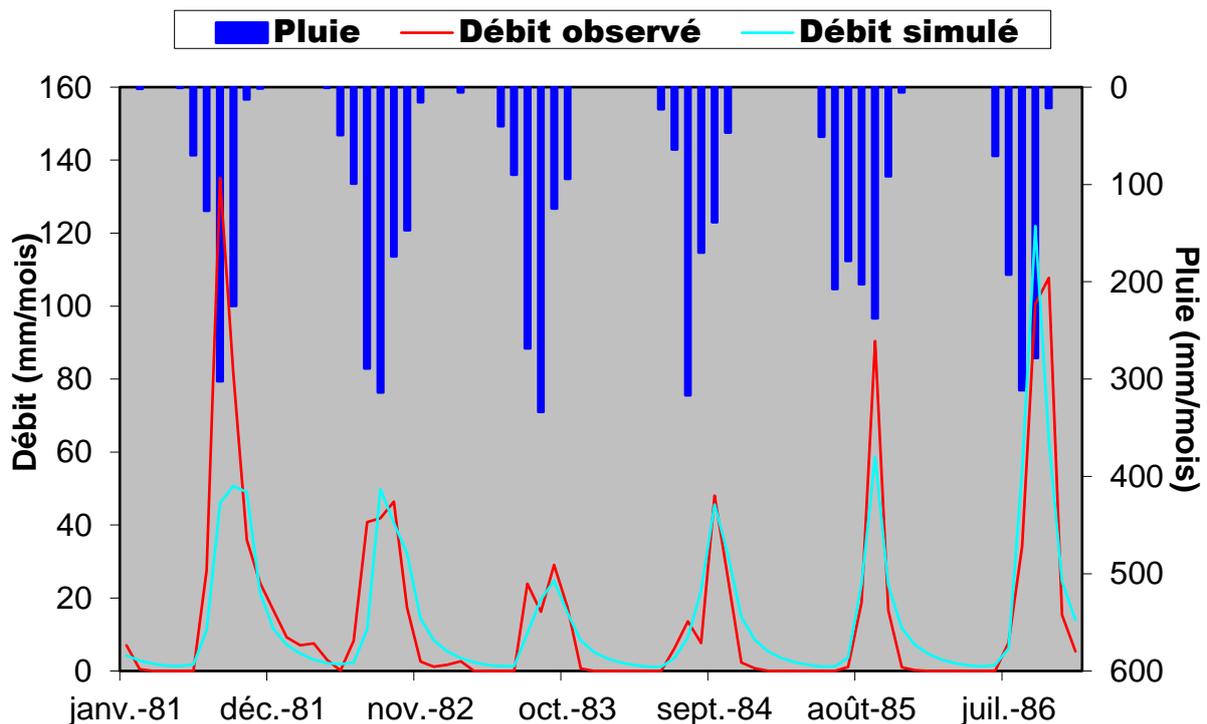


Figure 8:Hyétoigramme des pluies hydrogrammes mensuels simulés et observés en période de calage (1981-1986)

La performance moyenne du critère de Nash est supérieure à 60%. La simulation du débit de pointe (Q) est aussi très satisfaisante. Les simulations des débits faibles (NlnQ),

contrairement au débit de pic, donne un résultat moyen (51,5%). La simulation des débits moyens ($N\sqrt{Q}$) donne aussi de bons résultats (73,4%) tableau(5).

III.1.1) Nuage de point entre débits simulés et débits observés durant le calage

Cette figure montre les variations des débits simulés en fonction des débits observés. On constate que les nuages de points se resserrent autour de la droite de régression et donnent une valeur de R^2 égal à 0,7139 ; ceci montre une corrélation importante entre les débits simulés et observés.

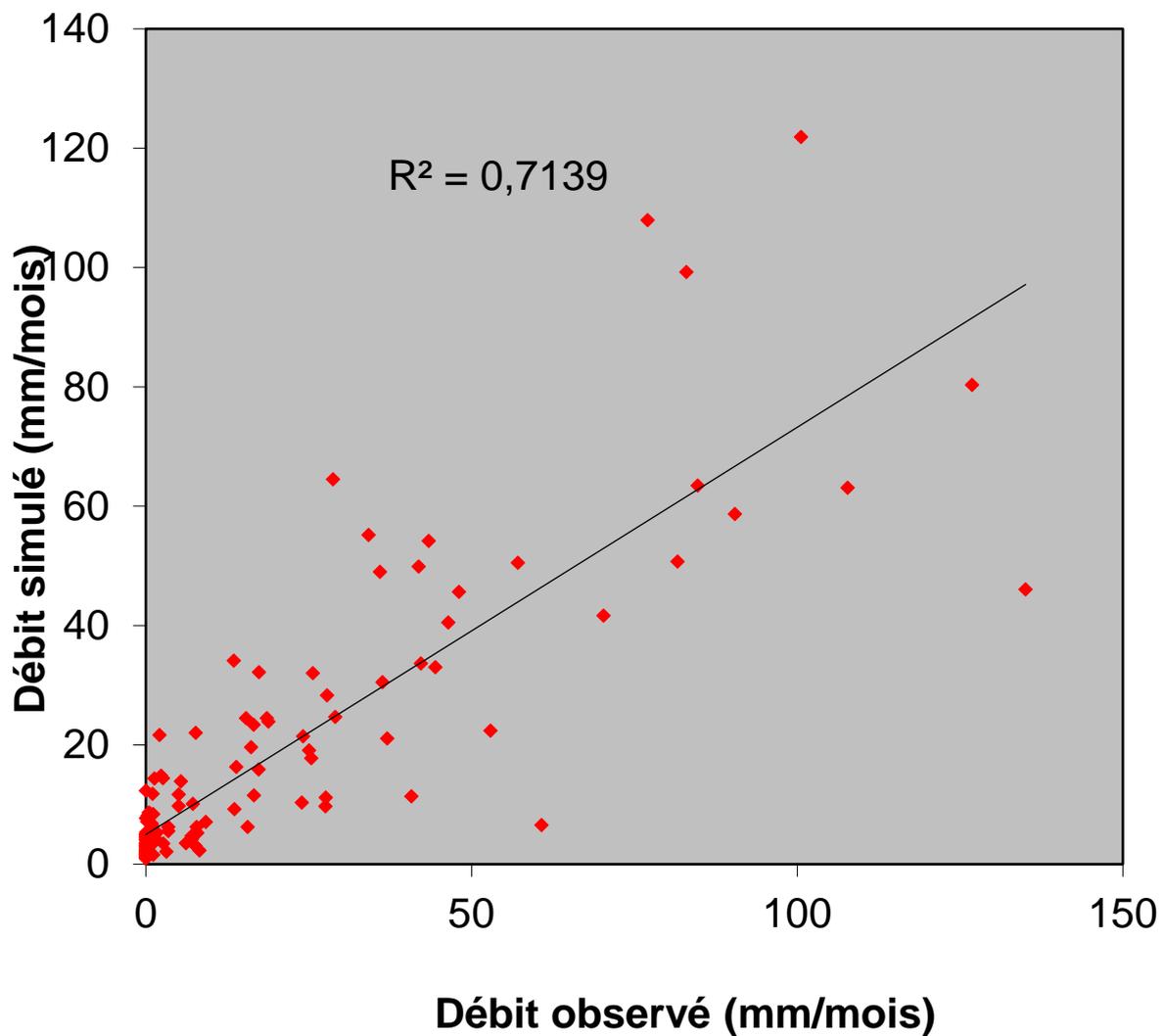


Figure 9: Nuage de point entre débits simulés et observés en période de calage (1981-1986)

III.2) Les Hydrogrammes et Hyétogramme des pluies obtenues lors de la validation

La figure 10 représente les hydrogrammes mensuels (observés et simulés) et l'hyétogramme des pluies obtenues durant la période de validation (1987-1992). Le modèle reproduit bien les mêmes formes des hydrogrammes observés et les variations des débits sont similaires, mais avec des amplitudes qui diffèrent. Les débits de pointe simulés sont bien situés dans le temps mais sont souvent sous-estimés. Pour les six (6) années de validation, quatre (4) sont sous-estimées (figure.10). Pour les variations des précipitations de 1987 à 1992, nous avons des mois humides qui présentent des pics de pluies qui varient entre 200 à 540 mm

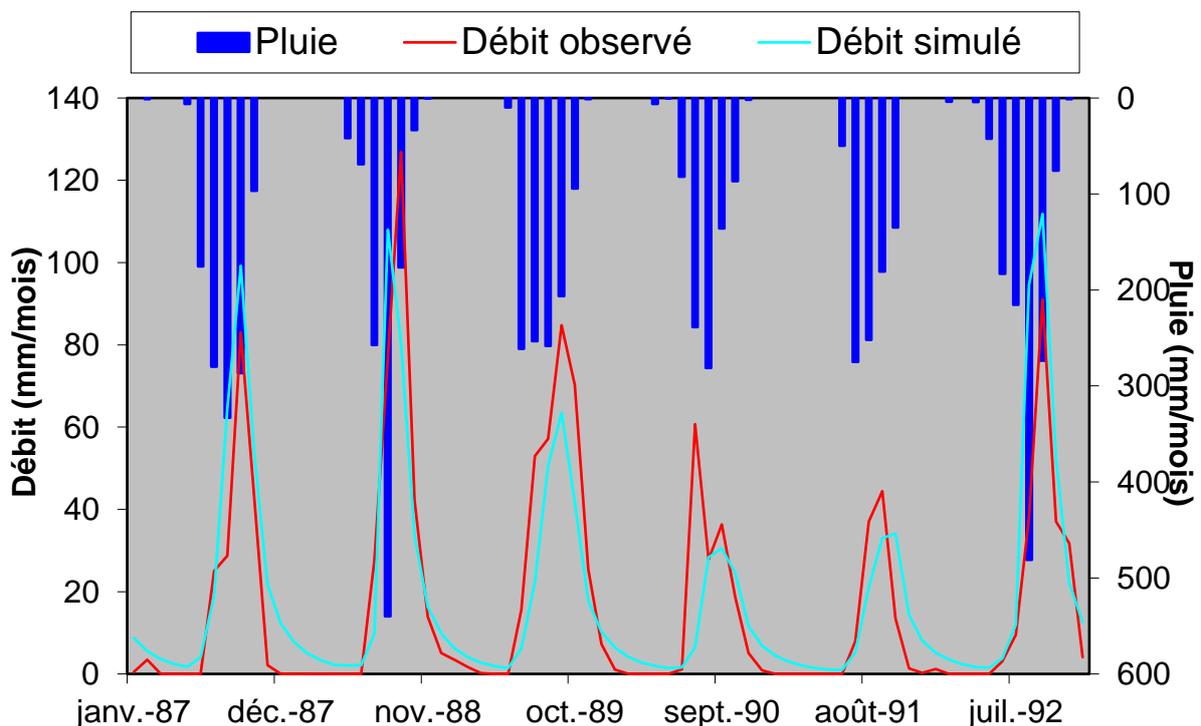


Figure 10: Hyétogramme des pluies et hydrogrammes mensuels (simulés et observés) en période de validation (1987-1992)

La performance moyenne du critère de Nash est supérieure à 60% (tableau 5). La simulation du débit de pointe (Q) est aussi très satisfaisante (69%). Les simulations des débits faibles ($N \ln Q$) contrairement aux forts débits donnent des résultats moyennement faibles (48,4%). La simulation des débits moyens ($N \sqrt{Q}$) donne aussi de bons résultats (70,3%).

III.2.1) Nuage de point entre débits simulés et débits observés durant la validation

La figure 11 représente les nuages de points entre les débits simulés et ceux observés durant la période de validation. Un ajustement des nuages de points à partir de la régression linéaire a

permis de montrer qu'il existe une bonne corrélation entre les débits simulés et observés avec un coefficient de détermination R^2 égale 0,7108.

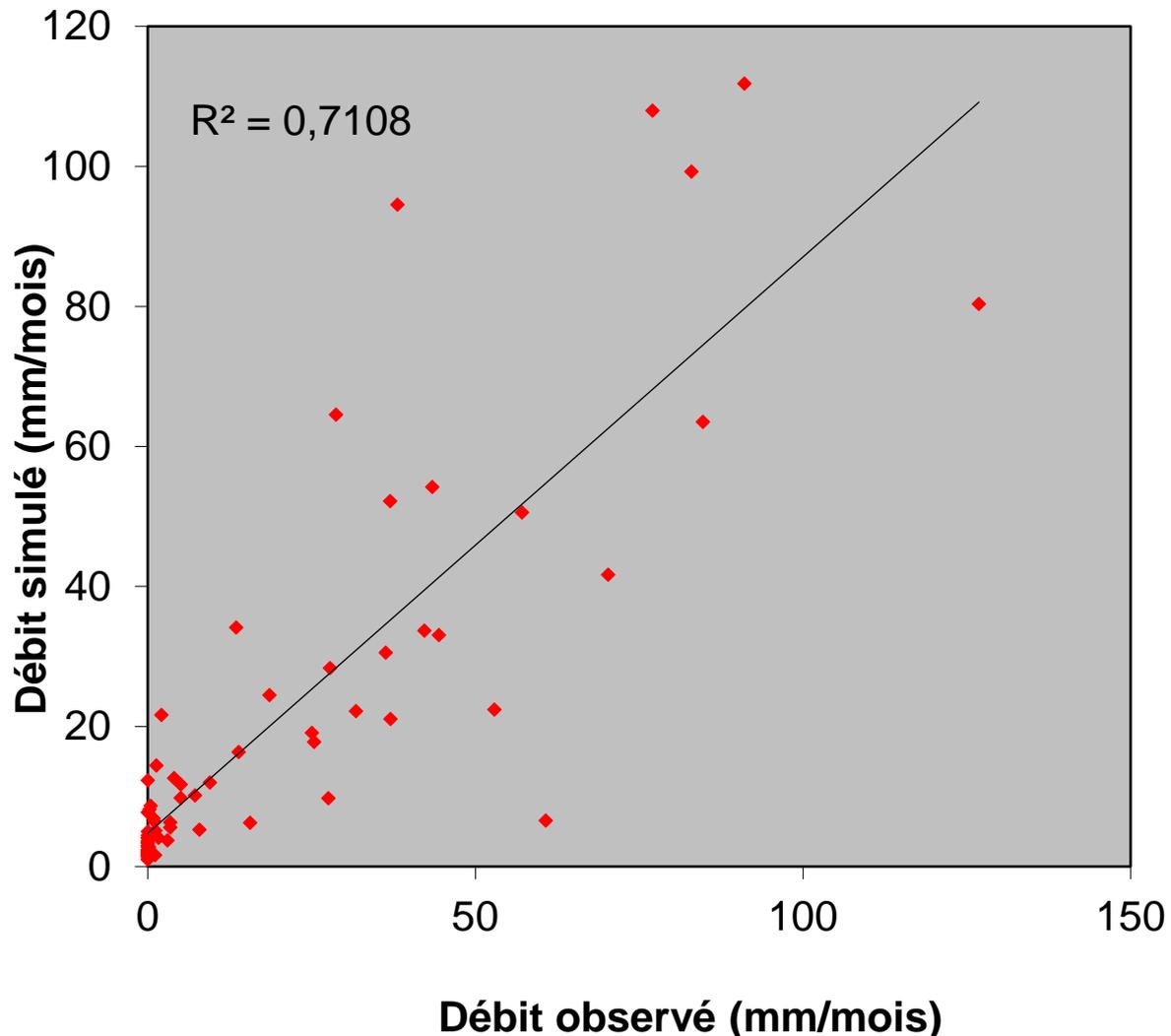


Figure 11: Nuage de points entre débits simulés et observés en période de validation (1987-1992)

En général, quel que soit l'année considérée, il ressort que les précipitations sont le moteur principal des débits à l'exutoire de Kolda. Plusieurs remarques concernant la relation pluie-débit ont été relevées: les pointes de crues constituent la conséquence d'évènement pluvieux, avec un décalage plus ou moins important. Ceci peut s'expliquer par un temps de concentration (se définit comme le maximum de durée nécessaire à une goutte d'eau pour parcourir le chemin hydrologique entre un point et l'exutoire de ce dernier) du bassin versant de Kolda plus ou moins long en fonction de la longueur du cours d'eau principal du lieu où les précipitations sont enregistrées, des conditions d'humidité initiale du bassin versant (El Idrissi, 1996), des conditions lithologiques du bassin et en fin de l'occupation des sols (Rémériéras, 1976 et Saidi, 1995).

III.3) Evaluation de la performance du Modèle GR2M durant la période de Calage et Validation

Les résultats concernant les critères statistiques d'évaluation de la performance du modèle GR2M sur le bassin de Kolda sont représentés dans le tableau 5. L'analyse des valeurs du critère de Nash-Sutcliffe (NSE) montre une bonne performance sur le bassin versant de Kolda. Les valeurs de NSE obtenues en calage sont légèrement supérieures à celles obtenues en validation ; la différence est de l'ordre 1,4. En général, les débits de pointe sont bien situés dans le temps mais sous-estimés parfois en phase de calage comme en validation.

Tableau 5: Résumé des résultats sur la performance et les paramètres du modèle en calage et validation

	Période	Nash (Q) en %	Nash (\sqrt{Q}) en %	Nash (ln(Q)) en %
Calage	1981-1986	70,4	73,4	51,5
Validation	1987-1992	69,0	70,3	48,4

Les valeurs de Nash Ln (Q) et (\sqrt{Q}) montrent aussi une bonne performance pour les deux périodes (calage/validation). Le modèle GR2M donne de meilleurs résultats en calage qu'en validation dans le bassin de Kolda. Ce qui est naturellement vrai car le modèle est plus robuste sur la période sur laquelle il est calé plutôt que la période sur laquelle il n'est pas calé. En plus la dégradation du critère de Nash entre le calage et la validation est probablement liée à l'hétérogénéité des deux périodes. Globalement, les résultats obtenus dans le bassin de Kolda sont satisfaisants. Le modèle GR2M peut être considéré comme satisfaisant et apte à simuler les débits futurs.

III.4) Projections de précipitations et d'évapotranspiration

Les tendances futures des paramètres climatiques sont présentées dans cette partie. L'approche appliquée est de représenter les variations interannuelles et mensuelles des précipitations et de l'ETP sous les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. Ensuite pour mieux illustrer les variations de précipitation pour les décennies à venir, nous avons calculé les différences entre les simulations sur les périodes future (PF) et historique (PH) (c'est-à-dire ΔP absolu).

$$\Delta P \text{ absolu s'écrit : } \Delta P = QF - QH \quad (21).$$

Les mêmes différences ont été calculées aussi pour l'ETP et les débits.

III.4.1 Variations interannuelles et mensuelles de l'ETP

III.4.1.1) Variations interannuelles de l'ETP

La figure 12 montre l'évolution interannuelle de l'évapotranspiration potentielle pour les trois modèles et leur moyenne d'ensemble. On constate une irrégularité sur l'évolution de l'ETP dans les décennies à venir sous les deux scénarios (RCP4.5 et RCP8.5). La moyenne d'ensemble des trois modèles projette des valeurs de l'ETP qui tourne autour de 2000 à 2200 mm/an. Les pics les plus importants sont obtenus sous le scénario RCP8.5.

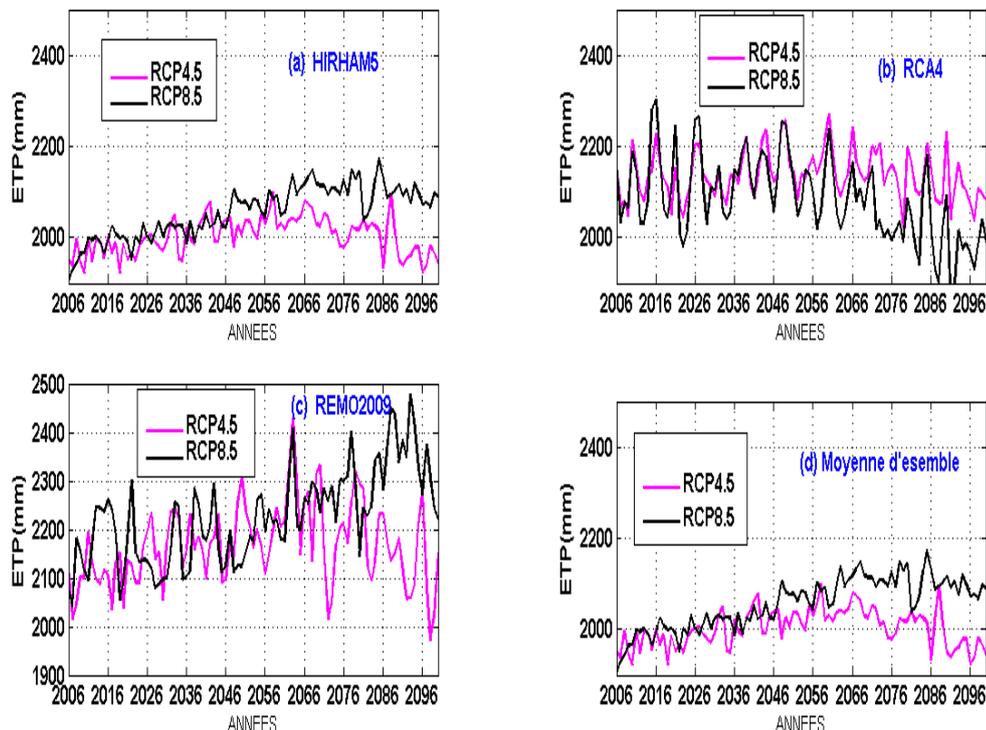


Figure 12 : Variations annuelles de l'ETP

III.4.1.2) Variations mensuelles de l'ETP

La figure 13 représente les tendances futures de l'ETP mensuelles des trois modèles sous les deux scénarios (RCP4.5 et RCP8.5) dans le bassin de la Casamance à Kolda. On constate que pour les mois pluvieux l'augmentation des valeurs de l'ETP est très faible surtout avec le modèle RCA4. Pendant la saison sèche les valeurs de l'ETP augmentent de 10 mm (RCP4.5 et RCP8.5) sur le futur proche à 15 mm (RCP4.5 et RCP8.5) sur le futur lointain. Cette augmentation est plus marquée avec le modèle HIRHAM5. Ces résultats sont en phase avec les études d'Ardoin et *al*, (2005) qui ont montré que l'Afrique de l'Ouest et les pays en bordure du Golfe de Guinée sont les plus touchés par cette hausse d'ETP et ont montré les plus forts taux d'augmentation. Ardoin, (2004) explique dans sa thèse que le réchauffement annoncé et les changements associés de l'humidité relative, de la vitesse du vent, et des rayonnements thermiques conduisent à l'augmentation de l'évapotranspiration potentielle sur toute l'Afrique de l'ouest et Centrale.

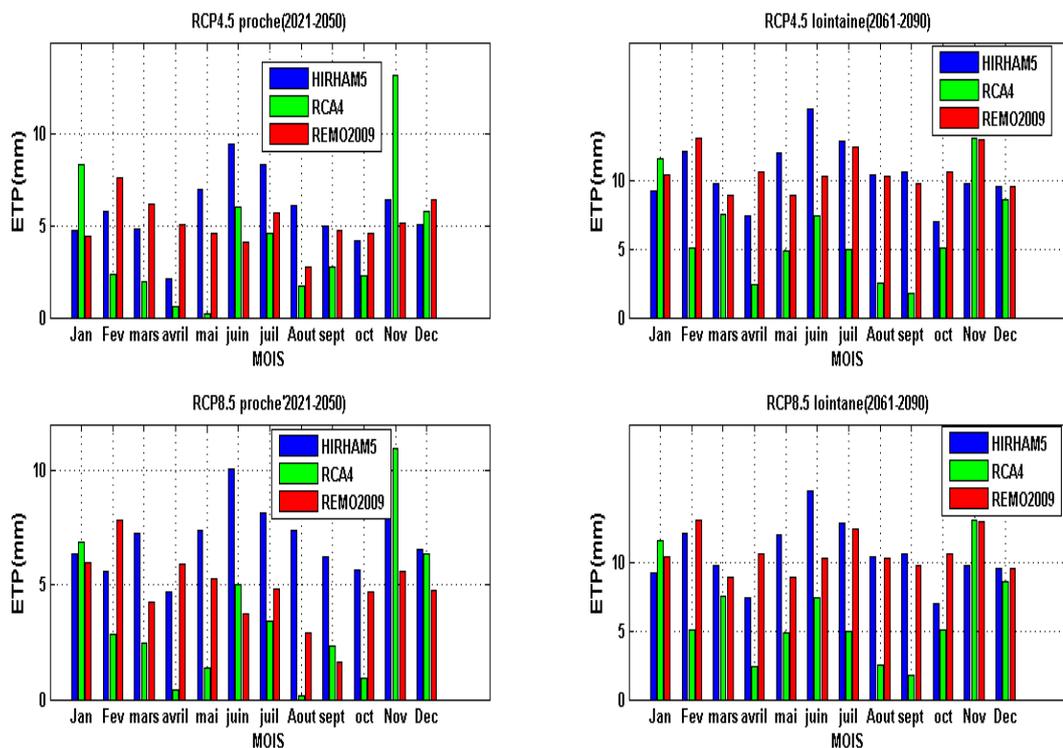


Figure 13 : Variation mensuelles de l'ETP

III.4.2) Variations interannuelles et mensuelles des précipitations

III.4.2.1) Variations interannuelles des précipitations

Une variabilité pluviométrique se dégage explicitement dans la représentation graphique des précipitations annuelles de la station de Kolda sur la période 2006-2100 (Figure 14). Le Barbé et Lebel (1997) ont montré que la variabilité interannuelle des pluies dans les zones sahéliennes résultait du nombre de systèmes convectifs plutôt que leur efficacité de générer de la pluie. Les résultats obtenus montrent une répartition hétérogène des intensités pluviométriques sur l'ensemble du bassin pour les trois modèles et leur moyenne d'ensemble sous les deux scénarios. Nous avons une similarité entre le modèle REMO et le modèle HIRHAM5 qui projettent des fluctuations importantes d'une année à l'autre sous les deux scénarios avec une évolution décroissante des pluies. Contrairement avec le modèle RCA4 qui projette une tendance ascendante de 2006 à 2100 sous les deux scénarios dans le sous bassin de Kolda.

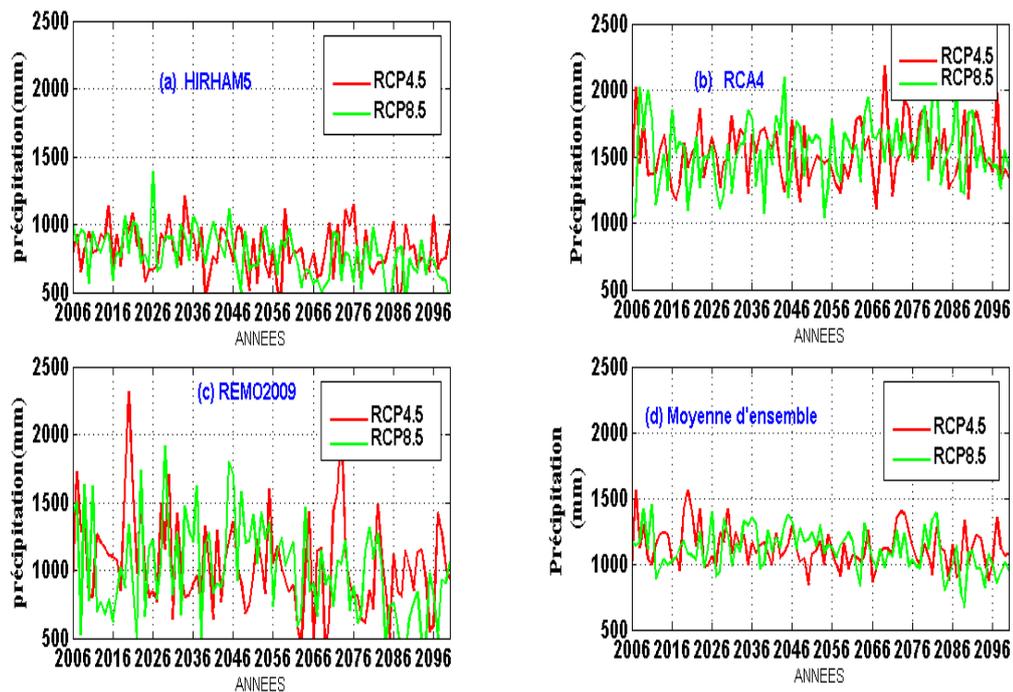


Figure 14 : Variation annuelles des précipitations

III.4.2.2) Variations mensuelles des précipitations

La précipitation reste la variable climatique la plus difficile à simuler, surtout dans le contexte Ouest-africain, qui est marqué par de fortes variabilités intra et interannuelles (CSAO/OCDE, 2010). La figure 15 montre les tendances futures des précipitations mensuelles avec les trois modèles sous les deux scénarios (RCP4.5 et RCP8.5) dans le bassin versant de Kolda. On constate que sous les deux scénarios RCP4.5 aux futurs (proche et lointain) et le RCP8.5 au futur lointain, seul le modèle RCA4 prévoit une augmentation des précipitations. Contrairement avec le scénario RCP8.5 au futur proche, où tous les trois modèles projettent une diminution des précipitations au mois d'Aout.

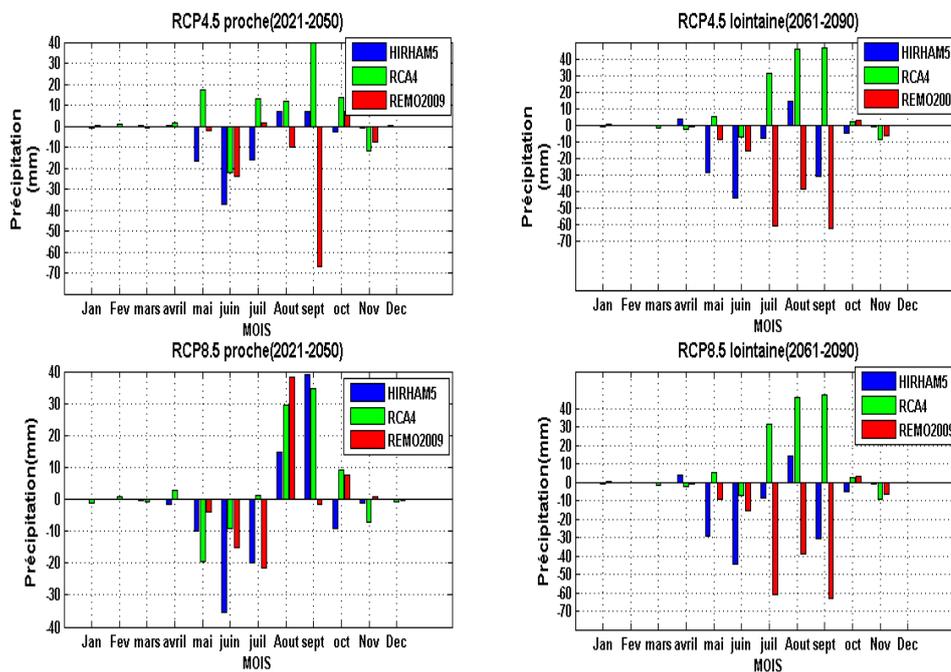


Figure 15: Variations mensuelles de précipitations

III.4.3) Impact du changement climatique sur les débits

III.4.3.1) Variations interannuelles des débits

Les figures 16 et 17 représentent les variations interannuelles des débits pour les trois modèles et leur moyenne d'ensemble sous les deux scénarios (RCP4.5 et RCP8.5). Le débit annuel suit une tendance analogue à celle des précipitations annuelles (forte variabilité interannuelle et décroissance plus marquée vers la fin du siècle). La moyenne d'ensemble montre une variabilité interannuelle plus importante sur la période 2006-2040 sous les deux scénarios.

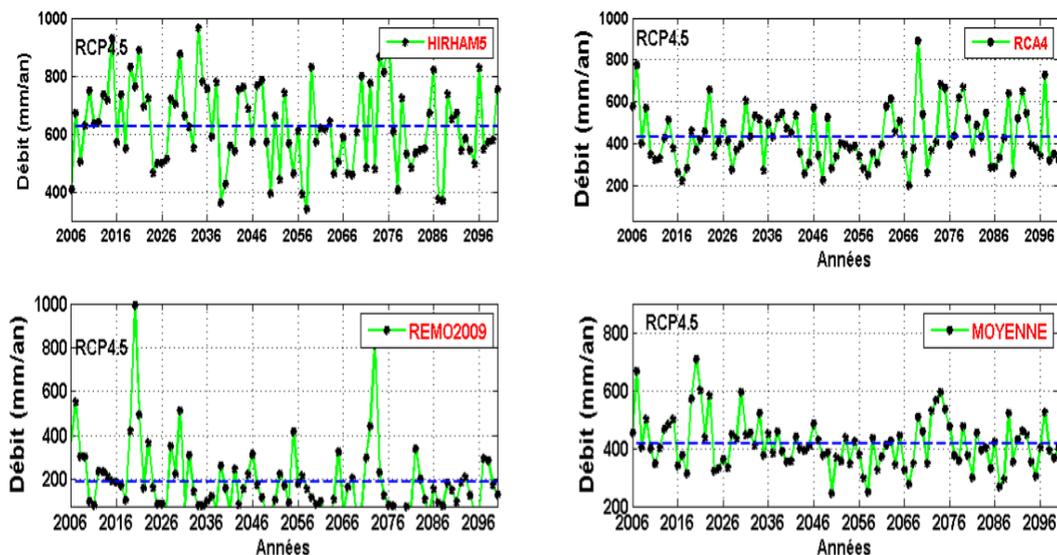


Figure 16: Débits annuels à Kolda de 2006 à 2100 avec le scénario RCP4.5

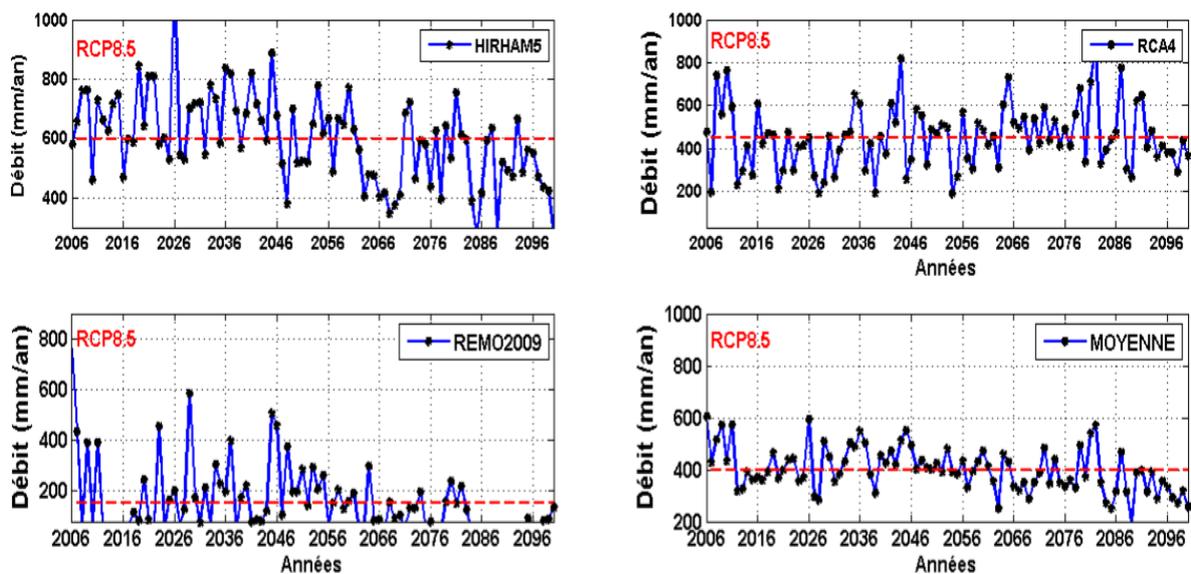


Figure 17: Débits annuels à Kolda de 2006 à 2100 avec le scénario RCP8.5

III.4.3.2) Variations mensuelles des débits

La figure 18 illustre les variations mensuelles des débits projetés à la station de Kolda. Dans l'ensemble, la comparaison des débits moyens mensuels projetés montre qu'il n'y a pas de modification du cycle saisonnier du bassin. On constate que le modèle RCA4 prévoit une augmentation considérable de débits sous les deux scénarios (au futur proche et lointain). Ce qui confirme les études de Bodian et al, (2016) qui ont montré qu'une légère augmentation des débits est prévu dans le bassin versant de Kolda à l'horizon 2080. Le modèle REMO2009 prévoit une légère augmentation de débits au futur proche sous les deux scénarios. Quant au modèle HIRHAM, il projette une diminution de débits sous les deux scénarios. Ainsi, il est bien documenté que l'augmentation de la fréquence, de l'intensité des pluies et les faibles valeurs de l'ETP pour les mois pluvieux ont généralement comme conséquence une augmentation des débits selon le type de modèle (Olivry, 1987). Ce qui nous permet de dire que les écoulements sont très sensibles aux variations des précipitations et de l'ETP. Cette remarque est en phase avec celle de Ardoin, (2004) qui souligne qu'un excès (déficit) de précipitations selon les scénarios climatiques se traduit par une augmentation (diminution) des débits pour la majorité des bassins versants, quelle que soit l'évolution de l'ETP et donc des températures mais aussi des phénomènes de perte par infiltration. En conclusion les précipitations sont les moteurs principaux des écoulements.

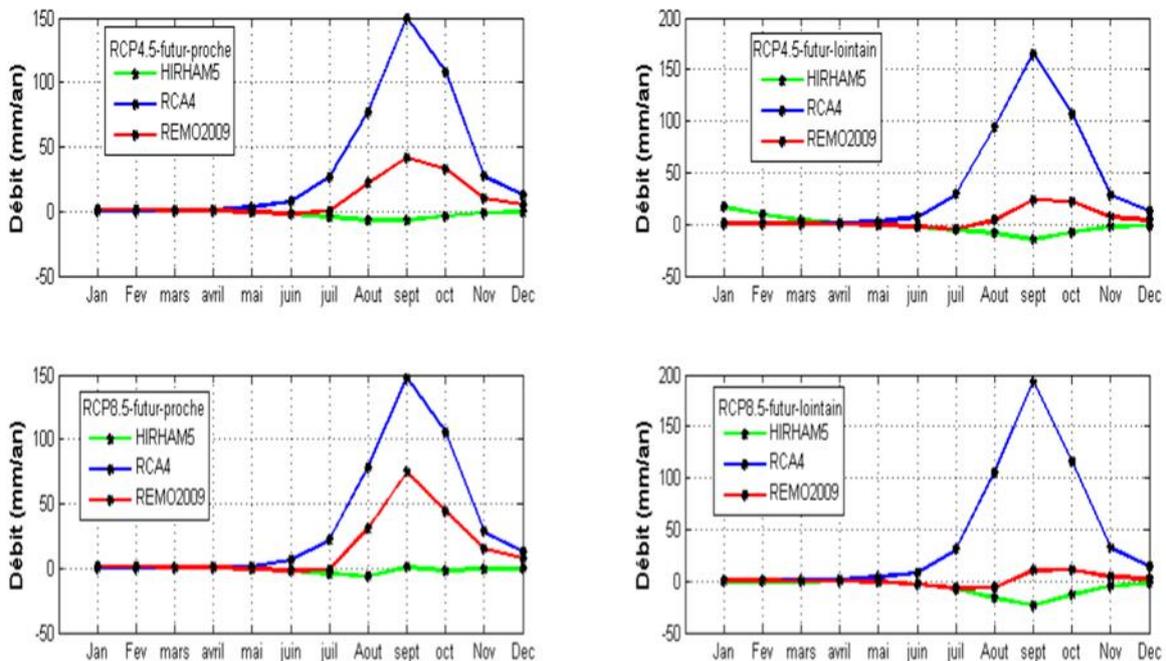


Figure 18: Variations mensuelles de débits

La baisse du débit sera probablement liée à la hausse de l'ETP combinée à la baisse des précipitations prévue dans le futur par les modèles REMO2009 et DMI-HIRHAM sous les deux scénarios RCP4.5 et RCP8.5. L'augmentation du débit dans le futur projeté avec le modèle SMHI-RCA sera probablement liée à l'augmentation des précipitations projetées par le même modèle. Cette différence entre les sorties des modèles climatiques est due en grande partie aux différences de paramétrisations physiques et aux schémas de convection. Ceci montre aussi les incertitudes liées aux projections, particulièrement sur les précipitations.

CONCLUSION ET PERSPECTIVES

Ce travail, avait pour but de modéliser la relation pluie-débit pour une meilleure connaissance du fonctionnement hydrologique du bassin versant de la Casamance à Kolda. Après une analyse des données hydrologiques disponibles à la station de Kolda, la période 1981-1992 ne présentant pas de lacune a été utilisée pour le calage et la validation. En outre, les sorties (précipitations et ETP) de trois modèles climatiques issus du programme CORDEX sous les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 sont utilisées en entrée du modèle hydrologique GR2M pour simuler les écoulements au futur. Les résultats montrent que la modélisation des débits du bassin de la Casamance à Kolda est satisfaisante (Nash : 73,4% en calage et 70,3% en validation). Cette performance du modèle, montre l'aptitude du modèle hydrologique à reproduire de manière réaliste les écoulements à l'exutoire. Aussi, un meilleur ajustement entre les débits observés et les débits simulés par le modèle a été observé à travers le coefficient de détermination R^2 (supérieure à 0,7). Les régimes hydrologiques du bassin ont été assez bien reproduits par le modèle hydrologique. Pour les projections, le modèle RCA4 prévoit une augmentation des précipitations dans le bassin de Kolda. Quant aux modèles HIRHAM5 et REMO2009, ils projettent une diminution des précipitations. Pour les variations mensuelles des débits, seul le modèle RCA4 prévoit une hausse importante de débits dans le futur. Le modèle HIRHAM5 prévoit une diminution de débits. Il faut noter que les résultats obtenus au terme de ce travail présentent certaines limites et incertitudes liées à la qualité des données d'observation, aux projections climatiques, au modèle hydrologique, etc. A partir de cela, nous prévoyons approfondir ce travail avec l'utilisation d'autres modèles climatiques régionaux, une méthode de correction des biais. En outre, il est prévu aussi d'utiliser d'autres modèles hydrologiques comme GR4J, SWAT, GR5J et de faire une étude de sensibilité sur les paramètres de ces modèles.

RECOMMEANDATIONS

A l'issue de ce travail, nous recommandons :

- D'intégrer d'autres paramètres dans le modèle qui concernent la connaissance de la capacité de mobilisation en eau des mares ;
- La modélisation à pas de temps journalier, et la prise en compte des interactions nappes-rivières et l'hétérogénéité spatiale des pluies ;
- D'installer des stations hydrométriques sur les cours d'eau principaux en amont et à l'exutoire du bassin afin de faciliter le suivi des écoulements dans le bassin de la Casamance à Kolda;
- Réhabiliter et veiller au bon fonctionnement des stations hydrométriques existantes sur le bassin de la Casamance à Kolda afin de faciliter les enregistrements des données hydrologiques nécessaires pour le suivi et la prévision des ressources en eau de surface ;
- Mise en place des comités de gestion à l'échelle des sous-bassins ;
- Construction des bassins de rétentions ;
- Mise en œuvre des outils d'aménagements et de planification urbaine.

REFERENCES

- Allen R.G., Pereira L., Raes, D. and Smith M., (1998):** Crop evapotranspiration – Guidelines for computing crop waters requirements – FAO irrigation and drainage paper 56; chapters 1, 2, 3 & 4, annex 3& 5. (www.fao.org/docrep/x0490E/x0490e00.htm).
- Ardoin-Bardin S., Dezetter A., Servat E., Paturol J.E., Mahé G., Niel H., Dieulin C., (2009):** Using general circulation model outputs to assess impacts of climate change on runoff for large hydrological catchments in West Africa. *Hydrolog. Sci. J.*, 54, 77–89.
- Arnaud L., (2014):** Impact du Changement climatique sur les ressources en eau de Martinique, Rapport Final, p 90.
- Arnell et Gosling., (2013):** Les impacts du changement climatique sur les régimes d'écoulement des fleuves à l'échelle mondiale. *Journal hydrologie*, p 351-364.
- Bodian A., (2011):** Approche par la modélisation pluie-débit de la connaissance régionale des ressources en eau: Application au haut bassin du fleuve Sénégal. Thèse de doctorat unique, Département de Géographie, UCAD, 287 p.
- Bodian A., (2011):** Caractérisation spatio-temporelle du régime pluviométrique du haut bassin du fleuve Sénégal dans un contexte de variabilité climatique. Article, p. 107-124.
- Bodian A., Bacci M., Diop M., (2015):** Fleuve Casamance Impact potentiels du Changement climatiques sur les ressources en eau de surface du bassin de la Casamance à partir des scenarios du CMIP5. Rapport n°16 2015, p 49.
- Bodian A., (2018):** Ressources en eau et changement climatiques au Sénégal : Etat des lieux des connaissances scientifiques. Rapport de PAS-PNA (2018), 22P.
- Dacosta H., (1989):** Précipitations et écoulements sur le bassin versant de la Casamance. Thèse de doctorat de 3ème cycle, Département de Géographie, UCAD, 278 p.
- Edijatno., (1991):** Mise au point d'un modèle élémentaire pluie-débit au pas de temps journalier. Thèse de Doctorat, Université Louis Pasteur/ENGEES, Strasbourg, 242 p.
- Faye C., (2016):** Variabilité et tendance observées sur les débits moyens mensuels, saisonniers et annuels dans le bassin de la Falémé (Sénégal), *Hydrological Sciences Journal*. May 2014 Doi: 10.1080/02626667.2014.990967,13p.

Fourmigué P., Lavabre J., (2005) : Prédiction de crues avec le modèle conceptuel pluie-débit GR3H. Adaptabilité aux incertitudes sur la pluie. *Journals Revue des sciences de l'eau / Journal of Water Science* Volume 18, Number 1, 2005, pp. 5-127.

Giorgi F., Jones C., et Asrar G. R., (2009) : L'expérience CORDEX: répondre aux besoins d'information climatologique à l'échelle régionale. *Bulletin de l'OMM*, 58, 3, 175 – 183.

GIEC., (1995) : Deuxième rapport d'évaluation du GIEC changement climatique de 1995

GIEC., (2013) : Changements climatiques 2013 : Les éléments scientifiques. Résumé à l'intention des décideurs. OMM, PNUE

GIECC., (2014) : Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment .Report of the Intergovernmental Panel, 180p.

Hubert P., Servat E., Paturol J. E., Kouamé B., Bendjoudi H., Carbonnel J. P., Lubès-Niel H., (1998) : « La procédure de segmentation, dix ans après », *IAHS Publication, vol. 252*, 267-273.

Huntington., (2006) : Preuves de l'intensification du cycle mondial de l'eau: examen et synthèse.

Kouassi, A. M., (2007) : “Caractérisation d’ une modification éventuelle de la relation pluie débit et ses impacts sur les ressources en eau en Afrique de l’ Ouest : cas du bassin versant du N’ zi (Bandama) en Côte d’ Ivoire,” .Thèse de Doctorat de l’Université de Cocody-Abidjan, 210 p.

Kouassi A. M., Kouamé K. F., Koffi Y. B., Kouamé K. A., Oularé S. et Biemi J., (2011) :“Modélisation des débits mensuels par un modèle conceptuel: application à la caractérisation de la relation pluie-débit dans le bassin versant du N’zi-Bandama (Côte d’Ivoire)”. *Journal Africain de Communication Scientifique et Technologique*, vol. 11, pp. 1409-1425.

Klemeš V., (1986) : Operational testing of hydrological simulation models, *Hydrological Sciences. Journal*, 31:1, 13-24, doi.org/10.1080/02626668609491024

Khoi DN., et Suetsugi T., (2014) : Impact des changements climatiques et d'utilisation des terres sur les processus hydrologiques et le rendement des sédiments - une étude de cas du

bassin versant de la rivière Be, Vietnam. *Journal des sciences hydrologiques*, 59 (5), 1095-1108.

Legesse D., Vallet-Coulomb C., Gasse F., (2003) : Hydrological response of a catchment to climate and land use changes in Tropical Africa: case study South Central Ethiopia. *Journal of Hydrology*, Elsevier, 2003, 275 (1-2), pp.67-85. DOI : [10.1016/S0022-1694\(03\)00019-2](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(03)00019-2)

Mahamadou Y., Saley M. M., Fodé M. (2018) Analyse multimodèle régional de climat des précipitations et de température au Niger. *Météorologie-n°101*, 12P.

Mango L. M., Melesse A. M., McClain M. E., Gann D., Setegn S. G., (2011): Land use and climate change impacts on the hydrology of the upper Mara River Basin, Kenya: results of a modeling study to support better resource management. doi.org/10.5194/hess-15-2245-2011

Mbaye M. L., Hagemann S., Haensler A., Stacke T., Gaye A. T. and Afouda A., (2015): Assessment of Climate Change Impact on Water Resources in the Upper Senegal Basin (West Africa). *American Journal of Climate Change*, 4, 77-93. <http://dx.doi.org/10.4236/ajcc.2015.41008>

Milliman J. D., Farnsworth K. L., Jones P. D., Xu K. H., Smith L. C., (2008) : Facteurs climatiques et anthropiques affectant le débit des rivières dans l'océan mondial, 1951–2000. Journals & Books. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2008.03.001>.

Mouelhi S., (2003) : Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier. Thèse de Doctorat, ENGREF, Cemagref Antony, France, 323p.

Mouelhi C., (2003) : “Vers une chaîne cohérente de modèles pluie-débit conceptuels globaux aux pas de temps pluriannuel, annuel, mensuel et journalier,” Thèse de Doctorat de l' Ecole nationale du génie rural des eaux et forêts de Paris, France, 274 p.

Morton F. I., (1983): Operational estimates of lake evaporation. *Journal of Hydrology*, 66, 77–100.

Moss, R., Babiker W., Brikman S., Calvo E., Edmonds J., (2008) : Towards New Scenarios for Analysis of Emissions, Climate Change, Impacts, and Response Strategies (IPCC Expert Meeting Report, IPCC, Geneva).

Mouelhi S., Michel C., Perrin C., Andréassian V., (2006): “Stepwise development of a two parameter monthly water balance model,” *Journal de l’ Hydrologie*, vol. 318, pp. 200-214.

MUNANG, R., (2013) : Exploiter l'adaptation basée sur les écosystèmes pour aborder les dimensions sociales du changement climatique. Article doi.org/10.1080/00139157.2014.861676.

Nascimento N., (1995) : “Appréciation à l’aide d’un modèle empirique des effets d’actions anthropiques sur la relation pluie-débit à l’échelle d’un bassin versant,” Thèse de Doctorat de l’Ecole Nationale de Ponts et Chaussées, France, 390 p.

Neitsch S. L., Williams J. R., Haney E. B., (2011): Documentation théorique de l'outil d'évaluation des sols et des eaux version 2009. College Station, Texas: Texas Water Resources Institute

Oudin L., (2004) : Recherche d'un modèle d'évapotranspiration potentielle pertinent comme entrée d'un modèle pluie-débit global. Thèse de Doctorat, ENGREF (Paris) / Cemagref (Antony), 495 pp.

Olivry J. C., (1987) : Les conséquences durables de la sécheresse actuelle sur l’écoulement du fleuve Sénégal et l’hypersalinisation de la Basse-Casamance. *The Influence of Climate Change and Climatic Variability in the Hydrologic Regime and Water Resources (Proceedings of the Vancouver Symposium, August 1987)*. IAHS Publ. no. 168.

Perrin C., Michel C., Andréassian V., (2001): Does a large number of parameters enhance model performance ? Comparative assessment of common catchment model structures on 429 catchments. *Journal of Hydrology* 242(3-4), 275-301.

Penman H. L., (1948): Natural evaporation from open water, bare soil and grass. *Proceedings of the Royal Society, London Ser A*, 193, 120–145.

Rapport technique du GIEC/IPCC sur le changement climatique et l’eau. <http://www.ipcc.ch/ipccreports/tp-c>.

Rojas-Serna C., (2005) : Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d’un modèle pluie-débit ? Thèse de Doctorat, Cemagref (Antony), ENGREF (Paris), France, 319 pp.

Réméniéras., (1976) : La variabilité climatique et son impact sur les ressources en eau dans le degré carré de Grand-Lahou (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). Articles, p. 55-73. doi.org/10.4000/physio-geo.1581.

Riahi K., Rao S., Krey V., Cho C., Chirkov V., Fischer G., . . . Rafaj P., (2011) : RCP 8.5—A scenario of comparatively high greenhouse gas emissions. *Climatic Change*, 109(1), 33. Doi: doi.org/10.1007/s10584-011-0149-y.

Rojas-Serna C., (2005) : Quelle connaissance hydrométrique minimale pour définir les paramètres d'un modèle pluie-débit ? Sciences de l'environnement. Doctorat spécialité sciences de l'eau, ENGREF Paris, Ecole doctorale Géosciences et ressources naturelles.

Sambou B., (2011) : Ressources Végétales et préférences sociales en milieu rurales Sénégalais. Article doi.org/10.19182/bft2011.310.a20459.

Sanogo M. K., (2012) : Capitalisation des bonnes pratiques de gestion durable des terres pour l'adaptation à la variabilité et au changement climatique au Mali : analyse d'impacts agronomiques, environnementaux et socio-économiques, mémoire de Master, Centre Régional AGRHYMET. Niamey, Niger.

Thanapakpawin, P., Richey J., Thomas D., Rodda S., (2007) : Effets du changement d'utilisation des terres sur le régime hydrologique du bassin de la rivière Mae Chaem, NW Thaïlande. *Journal of Hydrology*, volume 334, numéro 1-2, p 215 - 230. doi.org/10.1016/j.jhydrol.2006.10.012.

Van Vuuren D. P., Stehfest E., den Elzen M. G. J., Kram T., van Vliet J., Deetman S., . . . van Ruijven B., (2011) : RCP2.6: exploring the possibility to keep global mean temperature increase below 2°C. *Climatic Change*, 109(1), 95. doi.org/10.1007/s10584-011-0152-3

Webographie:

<https://doi.org/10.4000/vertigo.4042>

https://ec.europa.eu/clima/change/causes_fr).

<http://amachnoug-hamid.e-monsite.com/medias/files/chapitre2.pdf>).