



UNIVERSITE
JEAN LOROUGNON GUEDE
UFR ENVIRONNEMENT

REPUBLIQUE DE COTE D'IVOIRE
Union-Discipline-Travail

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de
la Recherche Scientifique

ANNEE : 2021-2022
N° D'ORDRE :

CANDIDAT

Nom : KOFFI

Prénom : Bérenger

THESE DE DOCTORAT

Mention : Géosciences et Environnement

Spécialité : Hydro-sédimentologie

Fonctionnement hydroclimatique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé : Modélisation de la sédimentation dans la zone de captage pour l'approvisionnement en eau potable de la ville de Daloa (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire)

JURY

Président : M. DONGUI Bini Kouamé, Professeur Titulaire, Université Jean Lorougnon GUEDE, Côte d'Ivoire

Co-Directeur : M. KOUASSI Kouakou Lazare, Professeur Titulaire, Université Jean Lorougnon GUEDE, Côte d'Ivoire

Co-Directeur : M. Martin SANCHEZ-ANGULO, Maître de Conférences HDR, Nantes Université, France

Rapporteur : M. MANGOUA Oi Mangoua Jules, Maître de Conférences, Université Jean Lorougnon GUEDE, Côte d'Ivoire

Examineur : M. KAMAGATE Bamory, Professeur Titulaire, Université de Man, Côte d'Ivoire

Examineur : M. N'GO Yao Alexis, Professeur Titulaire, Université NANGUI Abrogoua, Côte d'Ivoire

**Soutenue publiquement
le : 29 septembre 2022**

Table des matières

Table des matières

DEDICACE.....	ix
REMERCIEMENTS	x
LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS	xiv
LISTE DES TABLEAUX.....	xv
LISTE DES FIGURES	xvii
LISTE DES ANNEXES.....	xxii
INTRODUCTION.....	1
PARTIE I : GENERALITES.....	4
Chapitre 1 : Caracteristiques physiques du bassin versant de la riviere lobo à Nibéhibé	5
1.1. Situation géographique.....	5
1.1.1. Caractéristiques de la retenue d'eau de la rivière Lobo	6
1.2. Caractéristiques physiques du bassin	7
1.2.1. Relief.....	7
1.2.2. Réseau hydrographique	7
1.2.3. Géologie du bassin de la Lobo	9
1.2.3.1 Roches magmatiques	10
1.2.3.2. Roches métamorphiques.....	11
1.2.4. Variable climatique.....	11
1.2.4.1. Température.....	12
1.2.4.2. Diagramme ombrothermique.....	12
1.2.4.3. Humidité relative	12
1.2.5. Hydrologie	13
Conclusion partielle.....	14
Chapitre 2 : Changement climatique, système d'informations géographiques, hydrologie et transport solide.....	15
2.1. Sources des précipitations de l'Afrique subsaharienne.....	15
2.2. Caractérisation des changements climatiques	16
2.3. Modélisation climatique.....	18
2.3.1. Modèles climatiques	18
2.3.2. Scénarios climatiques	19
2.3.3. Régionalisation des données issues des modèles de circulation générale	21
2.3.3.1. Désagrégation statistique du climat global.....	22

Table des matières

2.3.3.2. Désagrégation dynamique du climat global	22
2.3.4. Biais des sorties des modèles climatiques régionaux (MCR).....	22
2.3.5. Impacts des changements climatiques sur les ressources en eau de surface	24
2.4. Modélisation de la dynamique de l'occupation du sol.....	25
2.4.1. CA-Markov	26
2.3.2. Land Change Modeler (LCM)	26
2.4.3. Automate Cellulaire (AC).....	27
2.4.4. Réseaux de neurones artificiels	28
2.4.5. Système multi-agent (SMA)	29
2.4.6. Dinamica – EGO.....	30
2.5. Modélisation hydrologique	30
2.5.1. Classification des modèles	31
2.5.1.1. Modèle global	31
2.5.1.2. Modèle distribué	31
2.5.1.3. Modèle semi-distribué	32
2.5.1.4. Modèle stochastique	33
2.5.2. Impacts de la dynamique de l'occupation du sol sur la réponse hydrologique d'un bassin versant.....	33
2.6. Transport solide dans les rivières	34
2.6.1. Classification des sédiments.....	35
2.6.2. Modes de transport des sédiments.....	35
2.6.3. Mise en mouvement des sédiments non cohésifs	36
2.6.4. Caractérisation des modes de transport	38
2.6.5. Vitesse de chute des sédiments non cohésifs en eau calme	39
2.6.6. Vitesse de chute des sédiments cohésifs en eau calme	41
2.6.7. Distribution des matières en suspension en termes de vitesse de chute	41
2.6.7.1. Distribution des matières en suspension en termes de vitesse de chute suivant une loi gamma.....	42
2.6.7.2. Stratification verticale pour des matières en suspension Gamma-distribuées avec une vitesse de chute W	44
2.6.8. Processus de transport dans les retenues	46
2.6.9. Modèle de transport des sédiments	47

Table des matières

Conclusion partielle.....	48
PARTIE II : MATERIEL ET METHODES	50
Chapitre 3 : Matériel.....	47
3.1. Matériel de terrain	47
3.2. Matériel de laboratoire	48
3.3. Données	49
3.3.1. Données climatiques.....	49
3.3.2. Données hydrométriques	49
3.3.3. Données issues des modèles climatiques régionaux.....	51
3.3.4. Données cartographiques et satellitaires.....	51
3.3.5. Logiciels	52
Conclusion partielle.....	53
Chapitre 4 : Méthodologie.....	54
4.1. Installation de la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro	54
4.2. Mesure de courant et de débit à la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro ..	55
4.3. Evaluation de la concentration en matières en suspension.....	56
4.4. Caractérisation des sédiments de la retenue d'eau de la Lobo	57
4.5. Morphologie de la retenue d'eau de la rivière Lobo	58
4.6. Modélisation prospective de l'occupation du sol à l'horizon 2030 et 2050.....	60
4.6.1. Intégration des variables explicatives	61
4.6.2. Transitions potentielles.....	63
4.6.3. Validation du modèle LCM.....	64
4.6.4. Analyse de la dynamique de l'occupation du sol	65
4.7. Etude des tendances pluviométriques et hydrologiques du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.....	65
4.7.1. Indice standardisé des précipitations et d'évapotranspiration (SPEI)	65
4.7.2. Indice de sécheresse hydrologique (SDI)	67
4.7.3. Paramètres descriptifs des séquences de sécheresse.....	68
4.7.3.1. Durée maximale des séquences de sécheresse.....	68
4.7.3.2. Intensité des séquences de sécheresse	68
4.7.3.3. Fréquence des séquences de sécheresse	68
4.7.4. Evaluation des paramètres du changement climatique.....	69

Table des matières

4.7.4.1. Evaluation de la fiabilité des sorties des modèles climatiques	69
4.7.4.2. Corrections des sorties des modèles climatiques régionaux (MCR)	69
4.7.4.3. Détermination des taux de variation des paramètres climatiques.....	71
4.8. Modélisation hydrologique avec CEQUEAU	72
4.8.1. Préparation des données physiographiques du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé	72
4.8.2. Préparation des données météorologiques et hydrométriques.....	74
4.8.3. Calage et validation du modèle.....	75
4.8.4. Simulation des apports d'eau dans la retenue d'eau de la rivière Lobo	76
4.9. Modélisation de la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo	77
4.9.1. Evaluation des apports solides en suspension	77
4.9.2. Evaluation du taux de sédimentation à l'aide de la théorie des bassins de décantation.....	77
4.9.2.1. Détermination expérimentale de la vitesse de chute.....	79
4.9.2.2. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute constante.....	82
4.9.2.2.1. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute constante sans turbulence (Modèle VC-ST)	82
4.9.2.2.2. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute constante et mélange avec modèle de Teeter (Modèle VC-MT)	83
4.9.2.2.3. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute constante et mélange complet (Modèle VC-MC).....	84
4.9.2.3. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute variable.....	85
4.9.2.3.1. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute distribuée (loi Gamma) sans turbulence (Modèle VD-ST).....	85
4.9.2.3.2. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute distribuée (loi Gamma) et mélange avec modèle de Teeter (Modèle VD-MT).....	88
4.9.2.3.3. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute distribuée (loi Gamma) et mélange complet (Modèle VD-MC).....	89
4.9.3. Evaluation des dépôts surfaciques mensuels	90
4.9.3.1. Masse de dépôts surfaciques mensuels.....	90
4.9.3.2. Epaisseur de dépôts surfaciques mensuels	91

Table des matières

4.9.4. Simulation numérique de la sédimentation avec MIKE 21FM	91
4.9.4.1. Modèle hydrodynamique	92
4.9.4.1.1. Génération du maillage	93
4.9.4.1.2. Intégration des structures hydrauliques (déversoir, prise d'eau)	96
4.9.4.1.3. Conditions aux limites	98
4.9.4.1.4. Condition initiale du modèle hydrodynamique	99
4.9.4.1.5. Mise en route du modèle hydrodynamique	100
4.9.4.1.5. Calibration et validation du modèle	100
4.9.4.2. Modèle de sédimentation avec MIKE 21 MT	101
4.9.4.2.1. Données d'entrée du modèle de transport	102
4.9.4.2.2. Condition initiale	105
4.9.4.2.3. Conditions aux limites du modèle de transport des sédiments	105
4.9.4.2.4. Phase de mise en route du modèle de transport des sédiments	105
4.9.4.2.5. Capacité de piégeage de la retenue d'eau	106
4.9.4.2.6. Analyse de la sensibilité du modèle de transport	106
4.9.4.2.7. Indices d'efficacité statistique de la performance des modèles	107
4.10. Evaluation de la disponibilité en eau actuelle et future	108
4.10.1. Détermination des périodes de basses eaux et de hautes eaux	108
4.10.2. Débit réservé mensuel	108
4.10.3. Débit prélevable mensuel	109
4.10.4. Rapport besoins et disponibilités de la ressource en eau	109
4.10.5 Evaluation de la disponibilité en eau à l'horizon 2030 et 2050	109
4.10.5.1. Evaluation de la démographie de la population à l'horizon 2030 et 2050	109
4.10.5.2. Besoins en eau de la population à l'horizon 2030 et 2050	109
Conclusion partielle	110
PARTIE III : RESULTATS ET DISCUSSION	111
Chapitre 5 : Scénarisation de l'occupation du sol du bassin versant de la rivière Lobo à l'horizon 2030 et 2050	110
5.1. Dynamique de l'occupation du sol entre 1986 et 2019	110
5.2. Analyse des changements d'occupation du sol	110
5.3. Analyse de la relation entre les variables explicatives	112
5.4. Taux de précision des transitions potentielles	112

Table des matières

5.5. Validation du modèle	113
5.6. Simulation des cartes de l'occupation du sol à l'horizon 2030 et 2050	114
Discussion	116
Conclusion partielle.....	118
Chapitre 6 : Variabilité hydroclimatique sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé	119
6.1. Variabilité climatique sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.....	119
6.1.1. Sécheresse météorologique sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé ...	119
6.1.2. Caractéristiques de la sécheresse hydrologique sur le bassin versant de la Lobo ..	120
6.1.3. Relation entre la sécheresse météorologique (SPEI) et hydrologique (SDI).....	120
6.1.3. Intensité et durée des séquences de sécheresse météorologique et hydrologique ..	122
6.1.4. Fréquence des séquences de sécheresse météorologique et hydrologique	122
6.1.5. Validation des données satellitaires CHIRPS.....	123
6.2. Evolution des variables climatiques aux horizons futurs	124
6.2.1. Erreur moyenne annuelle des précipitations simulées par les modèles climatiques	124
6.2.2. Fiabilité et correction des biais des sorties des modèles climatiques	126
6.2.3. Tendances futures des précipitations sur le bassin versant de la rivière Lobo aux stations de Daloa, Vavoua et Zuénoula	128
6.2.4. Evolution future des températures sur le bassin versant de la rivière Lobo	130
Discussion.....	132
Conclusion partielle.....	134
Chapitre 7 : Réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo face au changement climatique et à l'occupation du sol	135
7.1. Calage et de la validation du modèle CEQUEAU	135
7.2. Réponse hydrologique du bassin versant de la rivirere Lobo face aux changements climatiques et aux changements d'occupation du sol.....	136
7.2.1. Impact des changements d'occupation du sol sur les débits entrants dans la retenue d'eau	136
7.2.2. Impact du changement climatique sur les apports d'eau dans le reservoir de la rivière Lobo	137
7.2.3. Impact de l'effet combiné des changements climatiques et des changements de l'occupation du sol sur les apports d'eau dans le réservoir de la rivière Lobo	139

Table des matières

Discussion	140
Conclusion partielle.....	142
Chapitre 8 : Modèle de la variation de la vitesse de chute et de la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo	143
8.1. Caractéristiques des sédiments de la retenue d'eau de la rivière Lobo	143
8.2. Paramètres du modèle de la théorie des bassins de décantation.....	143
8.3. Quantification des apports sédimentaires.....	144
8.4. Répartition des matières en suspension en fonction de la vitesse de chute.....	145
8.5. Variation de la vitesse de chute mensuelle dans la retenue d'eau.....	149
8.6. Pourcentage de sédiments piégés par la retenue d'eau.....	149
8.7. Evaluation des dépôts mensuels et annuels	154
8.7.1. Masse de dépôts mensuels et annuels de sédiments dans de la retenue d'eau de la rivière Lobo	154
8.7.2. Epaisseur des dépôts de sédiments dans la retenue avant et après la prise en compte des sédiments réellement piégés par le réservoir de la retenue	155
Discussion	156
Conclusion partielle.....	157
Chapitre 9 : Modélisation du transport sédimentaire de la retenue d'eau de la rivière Lobo	158
9.1. Bathymétrie de la retenue d'eau de la rivière Lobo	158
9.2. Modèle hydrodynamique en régime permanent.....	159
9.2.1. Calage et validation du modèle en régime stationnaire	159
9.2.2. Distribution des vitesses simulées	160
9.3. Modèle hydrodynamique en régime transitoire.....	160
9.3.1. Calage et validation du modèle hydrodynamique	160
9.3.2. Variation des vitesses dans la retenue	163
9.3.3. Variation des niveaux d'eau dans la retenue d'eau	165
9.3.4. Impact du pompage sur la variation des niveaux d'eau dans la retenue.....	166
9.3.5. Impact du pompage sur les concentrations des matières en suspension et des dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.....	166
9.4. Modèle du transport des sédiments en régime permanent	168
9.4.1. Phase d'initialisation du modèle hydraulique et de transport des sédiments	168

Table des matières

9.4.2. Sédimentation nette dans la retenue d'eau pour les débits d'étiage et de crue.....	170
9.5. Modèle du transport des sédiments en régime transitoire	172
9.5.1. Sédimentation mensuelle et annuelle dans la retenue d'eau.....	172
9.5.2. Sédimentation nette dans la retenue d'eau de rivière Lobo.....	174
9.5.3. Relation de la capacité de piégeage par rapport au débit fluvial	178
9.5.4. Sensibilité des paramètres du modèle de transport des sédiments	179
9.5.4.1. Effet de la variation de la vitesse de chute sur la sédimentation	179
9.5.4.2. Effet de la variation de la masse volumique sèche sur la sédimentation.....	179
9.5.4.3. Effet de la contrainte critique d'érosion sur la sédimentation	180
9.5.4.4. Effet de la contrainte critique de dépôt sur la sédimentation.....	180
9.6. Impact de la sédimentation sur le fonctionnement de la prise d'eau	181
9.7. Analyse de la disponibilité de la ressource en eau de surface actuelle et future	181
9.7.1. Analyse des périodes hydrologiques de la rivières Lobo	181
9.7.2. Rapport besoin et disponibilité en eau de surface	182
Discussion	186
Conclusion partielle.....	187
CONCLUSION GENERALE, RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES.....	189
REFERENCES	236
ANNEXES.....	xxiii
LISTE DES PUBLICATIONS.....	xxv

Dédicace

DEDICACE

A

LA MEMOIRE DE MON PERE ET DE MA MERE

Feu KOFFI Kouakou

Feue BOHOUSSOU Ama

Ma grande sœur, KRA Edith Evelynna qui m'a soutenue à tous les niveaux de mon cursus universitaire sans jamais se décourager malgré les incertitudes de la vie.

Remerciements

REMERCIEMENTS

Ce présent travail a vu la contribution de plusieurs personnes, dont il convient d'exprimer ma profonde reconnaissance et gratitude. C'est avec un réel plaisir que, je voudrais à travers ces quelques lignes, leur adresser mes sincères remerciements.

J'exprime ma profonde gratitude à tout le personnel de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG), avec à sa tête madame TIDOU Abiba Sanogo Epouse KONE, Professeur Titulaire et Présidente pour avoir créé un environnement favorable à ma formation.

Je remercie sincèrement monsieur Benoît LANGLAIS, Directeur de recherche CNRS, Directeur du Laboratoire de Planétologie et de Géosciences de la Faculté des Sciences et des Techniques de Nantes Université, pour son accueil chaleureux et sa disponibilité durant mon séjour dans le laboratoire qu'il dirige.

J'exprime ma profonde gratitude à monsieur KOUASSI Kouakou Lazare, Professeur Titulaire, Directeur de l'Unité de Formation et de Recherche (UFR) Environnement, Directeur de cette thèse, pour m'avoir fait confiance sur ce sujet, pour sa simplicité, ses grandes qualités humaines, sa disponibilité, ses conseils avisés durant toutes ces années de thèse. Je lui suis infiniment reconnaissant pour m'avoir accepté dans le Projet EPEAEP-Daloa et de m'avoir appris les premiers pas dans la recherche. Je vous suis également reconnaissant, car, vous m'avez inculqué le goût du travail bien fait. Trouvez en ces quelques lignes, l'immense estime de votre personnalité.

Je suis également reconnaissant à monsieur Martin SANCHEZ-ANGULO, Maître de Conférences HDR, Co-directeur de cette thèse, pour sa simplicité, sa rigueur scientifique, ses précieux conseils, sa disponibilité et ses encouragements permanents tout le long de cette thèse. Mon passage au laboratoire de Planétologie et de Géosciences de Nantes Université m'a permis d'apprendre beaucoup de chose de la mécanique des fluides et de l'hydraulique fluviale. Votre amour pour les équations mathématiques m'a vraiment impressionné durant mon séjour à Nantes. J'ai pris plaisir à échanger avec vous sur mes travaux de thèse autour d'une tasse de café. Je dédie également ce travail à la mémoire de votre épouse Marie qui nous a quittée pendant la fin de l'année 2021 à Nantes. Mes échanges avec elle ont été des moments de convivialité et de joie. Que son âme repose en paix.

Je tiens à remercier monsieur DIBI Brou, Maître de Conférences, Directeur du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) de l'UFR Environnement de l'Université Jean Lorougnon Guédé. Je lui témoigne ma gratitude de m'avoir accepté dans le laboratoire qu'il dirige pour la réalisation de mes travaux et aussi de m'avoir accepté dans le projet EPEAEP-Daloa.

Remerciements

Je voudrais également remercier Docteur SORO Gnenenougo Emile, Maître de Conférences à l'Université NANGUI ABROGOUA et Docteur Jérôme LECOZ, Maître de Conférences, HDR, Chercheur à l'INRAE de Grenoble, instructeurs de ce mémoire de thèse dont la qualité de leurs observations a permis d'améliorer ce travail.

J'exprime mon infinie reconnaissance au Professeur DONGUI Bini Kouamé, Professeur Titulaire à l'Université Jean Lorougnon Guédé qui a accepté de présider le jury et de contribuer à l'amélioration de cette thèse, malgré ses multiples charges.

Je suis également très reconnaissant envers le Docteur MANGOUA Oi Mangoua Jules, Maître de Conférences qui en plus d'avoir instruit cette thèse, a accepté d'être le rapporteur.

Mes remerciements vont à l'endroit du Professeur KAMAGATE Bamory, Professeur Titulaire à l'Université de Man et Docteur N'GO Yao Alexis, Professeur Titulaire à l'Université NANGUI ABROGOUA, d'avoir accepté d'évaluer ce travail en tant qu'examineur.

J'adresse mes sincères remerciements à la direction de la Société de Distribution d'Eau de Côte d'Ivoire (SODECI), section de Daloa, particulièrement à messieurs SORO Peleyeho Siriki, SORO Sionseligame Clément et KOKORA Appia Jean-Marie pour leur disponibilité et le grand intérêt qu'ils accordent à cette étude scientifique.

J'exprime ma gratitude à monsieur KOUADIO Zilé Alex, Maître de Conférences, Chef du Département Sciences de la Terre de l'UFR Environnement, pour les échanges fructueux que nous avons eus sur mes travaux. En votre qualité de responsable de l'équipe d'hydrologie durant le projet EPEAEP-Daloa, vous avez toujours eu une oreille attentive à mes préoccupations. Votre qualité humaine et votre mine toujours joviale m'ont toujours remonté le moral durant mes moments difficiles. Cher maître, veuillez recevoir mes vifs remerciements.

Je voudrais traduire ma reconnaissance à l'endroit de madame YAO Affoué Berthe Epouse TOURE, Maître-Assistante, qui s'est toujours montrée disponible pour me donner des orientations sur le déroulement de mes travaux de thèse. Votre simplicité et votre disponibilité durant mes différentes présentations ont été d'une aide précieuse pendant cette thèse.

Je remercie particulièrement mon aîné, mon grand frère BROU Loukou Alexis, Assistant à l'UFR Environnement, pour ces conseils et encouragements durant cette thèse.

Je remercie Docteur KAMENAN YIWA Monique Epse MANGOUA ; Dr OUATTARA Gningnéri Souleymane, Dr Koua Atté Noel, Dr ATTOUNGBRE Sévérin, Assistant à l'UFR Environnement pour leurs contributions à l'élaboration de ce travail et leurs conseils avisés et encouragements durant tout le long de cette thèse.

Remerciements

Je suis également très reconnaissant envers les Docteurs SOMBO Abé Parfait et KOUASSI Kouakou Hervé, Maîtres de Conférences à l'UFR Environnement, ANOH Kouao Armand, EBLIN Sampah Georges, SORO Tanina Drissa, Koua Tano Jean-Jacques, KOUAME Yao Morton tous Maître-Assistant, pour leurs conseils et contributions significatives à travers la lecture et la correction de ce mémoire qui l'ont considérablement amélioré.

Je voudrais remercier tous les doctorants du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) : KOUAME Kouadio Jean Olivier, N'GUESSAN Konan Jean Yves, TOURE Fanraban Fabrice, KONATE Yaya, KOKOBOU Kouassi Hervé, KOUASSI Amoin Anne-Marie, AKATCHI Akouba Agnès, ZOUGROU Ninlou Nandège, KOUASSI Kouassi Jean Michel, OUEDE Gla Blaise, COULIBALY Wawogninlin Brice, GOE Bi Antoine, AKAFFOU Franck, pour leurs sympathies et contributions à la réalisation de ce travail.

Je remercie les doctorants du laboratoire de Planétologie et de Géosciences (LPG) de Nantes Université pour l'ambiance chaleureuse durant les activités entre doctorants.

Je remercie particulièrement mes compagnons du LPG en occurrence Giovanni FRATI et Valentin JOLIVET pour les bons moments d'échanges entre Doctorants. Ça été une belle expérience. Sans oublier Justine GARRAUD et Sami SOUDANI avec lequel je partageais le bureau 136.

A nos amis de la première promotion (2014-2016) de la filière Génie de l'eau et de l'Environnement (GEE) de l'Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa.

A nos amis YODOMION Koné Ange Thierry, YAO Boris ; Dr KOUA Kadio Attey Noël qui ont été un soutien indéfectible durant toutes ses années universitaires. Je vous dis merci !

Ce travail a été rendu possible grâce au soutien des familles, KOFFI, KRA, YEPKAHI. Je dis merci particulièrement à mon père adoptif, Monsieur ESSE Ya KRA Michel, ma mère adoptive KOFFI Amoine Suzanne Epse KRA et ma grande sœur Kra Edith Evelyn épouse YEPKAHI, pour le soutien moral et financier depuis le primaire jusqu'à l'Université.

J'exprime ma profonde gratitude à la famille TANO, mon tuteur qui, depuis mon entrée en première année à l'Université Jean Lorougnon Guédé, a accepté de m'héberger. Merci pour tout l'amour que tu m'as témoigné durant tout ce temps.

Tout ce travail ne saurait se faire sans une aide financière de plusieurs partenaires.

J'adresse un merci spécial aux animateurs du Contrat de Désendettement et de Développement (C2D) à travers le Partenariat Rénové pour la Recherche au Service du Développement en Côte d'Ivoire (PRESED-CI-2), le projet AMRUGE-CI-N°2 avec le soutien du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique (MESRS) de la République

Remerciements

de Côte d'Ivoire dans le cadre de la mise en œuvre du C2D par l'IRD qui ont financé le projet EPEAEP-DALOA.

Je remercie l'Association Internationale des Sciences Hydrologiques (IAHS) à travers la bourse SYSTA, d'avoir contribué au financement à la participation de la 4^{ième} Conférence sur l'hydrologie des grands bassins fluviaux d'Afrique qui s'était tenue du 15 au 20 Novembre 2021 à Cotonou (Bénin).

Je tiens également à remercier le Laboratoire de Planétologie et de Géosciences de Nantes Université d'avoir contribué au financement de ma participation à l'école d'automne 2021 à l'Institut des Mathématiques pour la Planète Terre (IMPT-2021) qui s'est déroulé du 23 au 27 novembre à Lyon (France). Sans oublier le financement de ma participation au colloque sur les Transports sédimentaires : rivières et barrages réservoirs qui s'est tenu du 15 au 17 Mars 2022 à Lyon (France).

Que tous ceux qui, de près ou de loin, ont contribué, d'une manière ou d'une autre, à la réalisation de ce travail et que j'ai oublié de citer trouvent ici mes sincères remerciements pour leurs soutiens.

Liste des sigles et abréviations

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS

ADCP	: Acoustic Doppler Current Profiler
CMIP	: Coupled Model Intercomparaison Projet
EPEAEP-Daloa	: Elaboration d'un modèle de gestion intégrée des ressources en eau pour l'amélioration de l'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa
GES	: Gaz à Effet de Serre
LCM	: Land Change Modeler
LPG	: Laboratoire de Planétologie et Géosciences
LSTE	: Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement
MCG	: Modèle Climatique Global
MESRS	: Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
RCM	: Regional Climate Model
RCP	: Representative Concentration Pathways
SIG	: Système d'Information Géographique
SODECI	: Société de Distribution d'eau de Côte d'Ivoire
SODEXAM	: Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire, Aéronautique et Météorologique
SMA	: Système Multi-Agent
SRES	: Special Report on Emissions Scenarios
VC-ST	: Vitesse de Chute Constante Sans Turbulence
VC-MT	: Vitesse de Chute Constante avec Modèle de Teeter
VC-MC	: Vitesse de Chute Constante et Mélange Complet
VD-ST	: Vitesse de Chute Distribuée avec la loi Gamma Sans Turbulence
VD-MT	: Vitesse de Chute Distribuée avec la loi Gamma avec Modèle de Teeter
VD-MC	: Vitesse de Chute Distribuée avec la loi Gamma et Mélange Complet

Liste des tableaux

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Caractéristiques de la retenue d'eau utilisée pour la production d'eau potable pour la commune de Daloa (Koffi, 2020).....	6
Tableau II : Nombre de Rouse et mode de transport associé d'après Van Rijn (2007).....	38
Tableau III : Valeurs de $W_{90\%}$, $W_{10\%}$ et de $W_{10\%}$ en fonction du paramètre r	43
Tableau IV : Stations météorologiques sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.....	49
Tableau V : Stations hydrométriques sur le bassin versant de la lobo à Nibéhibé.....	50
Tableau VI : Modèles Climatiques Régionaux (MCR) retenus pour les projections climatiques	51
Tableau VII : Caractéristiques radiométriques des images Landsat	52
Tableau VIII : Classification de la sécheresse selon les SPEI (Vicente-Serrano <i>et al.</i> , 2010).....	67
Tableau IX : Définition des états de sécheresse hydrologique à l'aide SDI (Nalbantis & Tsakiris, 2009).....	67
TABLEAU X : Paramètres du modèle CEQUEAU.....	Erreur ! Signet non défini.
Tableau XI : Intensité des séquences de sécheresse météorologique et hydrologique sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé	122
Tableau XII : Erreurs des précipitations moyennes annuelles observées et simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 à la station de Daloa	124
Tableau XIII : Erreurs des précipitations moyennes annuelles observées et simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 à la station de Vavoua.....	124
Tableau XIV : Erreurs des précipitations moyennes annuelles observées et simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 à la station de Zuénoula.....	125
Tableau XV : Erreurs des températures moyennes annuelles observées et simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 à la station de Daloa	125
Tableau XVI : Variables explicatives de V Cramer.....	112
Tableau XVII : Taux de précision des transitions potentielles	113
Tableau XVIII : Superficie des différentes classes observées et simulées.....	114
Tableau XIX : Statistiques sur les superficies d'occupation du sol projetées en 2030 et 2050 ...	116
Tableau XX : Masse volumique sèche des dépôts de sédiments dans la retenue	143
Tableau XXI : Paramètres d'entrée du modèle de la théorie des bassins de décantation	144
Tableau XXII : Apports solides en suspension dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.....	145
Tableau XXIII : Résultats des paramètres d'entrée des modèles.....	149
Tableau XXIV : Masse des dépôts des sédiments dans la retenue d'eau.....	154

Liste des tableaux

Tableau XXV : Epaisseur (mm) des dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.....	155
Tableau XXVI : Critère numérique de calage et de validation du modèle hydrodynamique	161
Tableau XXXI : Récapitulatif des taux et des épaisseurs de dépôts mensuels et annuels dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.....	173
Tableau XXVIII : Sensibilité du modèle à une variation de la vitesse de chute des matières en suspension	179
Tableau XXIX : Sensibilité du modèle sur la variation de la masse volumique sèche de dépôt .	180
Tableau XXX : Tests de sensibilité de la variation de la contrainte critique d'érosion	180
Tableau XXXI : Tests de sensibilité de la variation de la contrainte critique des dépôts	181
Tableau XXXII : Périodes de basses eaux (BE) et de hautes eaux (HE) de la rivière Lobo à Andjoukrou-Sikaboutou	182
Tableau XXXVI : Besoins et disponibilités en eau actuel de surface à la prise d'eau de la SODECI	183
Tableau XXXVII : Besoins et disponibilités en eau à l'horizon 2030 (RCP 4.5-8.5) à la prise d'eau de la SODECI.....	184
Tableau XXXVIII : Besoins et disponibilités en eau à l'horizon 2050 (RCP 4.5-8.5) à la prise d'eau de la SODECI.....	184

Liste des figures

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Présentation du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé	5
Figure 2 : Aperçu de la retenue d'eau de la Lobo en 2011 (après le dragage) et en 2021	6
Figure 3 : Relief du bassin versant à Nibéhibé.....	7
Figure 4 : Réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	8
Figure 5 : Vue des barrages de Yuala (Y) à 25 km de Vavoua et de Kibouo (K) à 10 km de Daloa (Octobre 2019). (Photo : Koffi, 2019).....	8
Figure 6 : Photos de la rivière Lobo en période sèche (février 2019, A) et en période humide (octobre, B) à Gbabo (Ketro-Bassam). (Photo : Koffi, 2019).....	9
Figure 7 : Dôme granitique à Ténéforo. (Photo : Koffi, 2019)	10
Figure 8 : Formations géologiques du bassin versant de la Lobo (Delor <i>et al.</i> , 1995)	10
Figure 9 : Evolution mensuelle de la pluie et de la température à la station de Daloa (1971-2016)	12
Figure 10 : Variation moyenne mensuelle de l'humidité relative du bassin versant de la Lobo de 1988 à 2018	13
Figure 11 : Variation moyenne mensuelle des précipitations et des débits sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé (1961-2016).....	13
Figure 12 : Evolution de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre sur les derniers 2000 ans (Brulebois, 2016)	17
Figure 13 : Evolution du forçage radiatif suivant les différents scénarios (Mondon & Imbard, 2013)	21
Figure 14 : Analogie entre neurone biologique et neurone formel (Bamba <i>et al.</i> , 2008; Koffi <i>et al.</i> , 2014).....	29
Figure 15 : Différents modes de transport solide en rivière (Goutx & Ladreyt, 2001).....	36
Figure 16 : Diagramme de Shields pour la mise en mouvement d'après Vanoni (2006)	38
Figure 17 : Coefficient de traînée C_D pour des sphères en fonction du nombre de Reynolds R_D ..	40
Figure 18 : Fonction de répartition de la vitesse de chute selon la loi gamma, pour cinq valeurs du paramètre r	44
Figure 19 : Répartition verticale des matières en suspension pour $r = 2$ et, avec K_z constant sur la verticale. (a) Variation verticale du rapport C/C_0 . (b) Variation de $SC(w^\circ)/C_0$ en termes de w° , pour cinq valeurs de z° . (c) Variation verticale de $SC(w^\circ)/SC_0(w)$ (Sanchez <i>et al.</i> , 2005)	46

Liste des figures

Figure 20 : Matériel de terrain : (a) bouteille hydrologique, (b) hors-bord, (c) échosondeur, (d) débitmètre OTT Qliner 2, (e) GPS différentiel, (f) Benne Van Veen	47
Figure 21 : Matériel de laboratoire : (a) étuve, (b) banc de filtration, (c) balance de précision et tube d'Owen (d)	48
Figure 22 : Installation de la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro en amont de la retenue	54
Figure 23 : Illustration des mesures de courant et de débit sur la rivière Lobo à la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro.....	55
Figure 24 : Présentation d'une section de mesure des débits à Sikaboutou-Andjoukro	56
Figure 25 : Illustration d'une séance de prélèvement d'échantillons d'eau (2019)	57
Figure 26 : Prélèvement des sédiments dans la retenue d'eau utilisée par la SODECI (2019)	57
Figure 27 : Points d'échantillonnage des sédiments dans la retenue d'eau de la rivière Lobo	58
Figure 28 : Campagne de levés bathymétriques sur la retenue d'eau de la rivière Lobo (a : 2019 ; b : 2020)	59
Figure 29 : Zone de couverture des levés bathymétriques sur la retenue d'eau de la rivière Lobo	60
Figure 30 : Carte de spatialisation des sorties des modèles climatiques régionaux	71
Figure 31 : Organigramme synthétique de l'approche méthodologique avec ENVI 4.7	61
Figure 32 : Représentation spatiale des facteurs explicatifs	62
Figure 33 : Organigramme de la modélisation de l'occupation du sol avec Land Change Modeler	64
Figure 34 : Maillage et codification du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé	74
Figure 35: Discrétisation schématique des sections transversales du réservoir de la retenue d'eau de la rivière Lobo	78
Figure 37 : Fonction de répartition de la vitesse de chute selon la loi Gamma, pour cinq valeurs du paramètre r (Sanchez, 2018)	82
Figure 37 : Méthode utilisée dans la boîte à outils MIKE 21 pour générer un maillage flexible ..	94
Figure 38 : Maillage du domaine	96
Figure 39 : Caractéristiques du réservoir de la retenue d'eau de la rivière Lobo.....	97
Figure 40 : Variation du niveau d'eau en fonction des débits fluviaux de la rivière Lobo	98
Figure 41 : Maillage et conditions aux limites du modèle	99

Liste des figures

Figure 43 : Echantillons de sédiments prélevés dans la retenue d'eau utilisée de la rivière Lobo	102
Figure 43 : Evolution de la vitesse de chute en fonction de la concentration selon la loi de Burt (1986)	104
Figure 44 : Evolution de la sécheresse météorologique aux stations de Vavoua, Daloa et Zuénoula entre 1971 et 2016	119
Figure 45 : Evolution de la sécheresse hydrologique à la station hydrométrique de Nibéhibé de 1971 à 2016	120
Figure 46 : Fréquence des classes d'intensité de sécheresse hydrologique à la station de Nibéhibé	123
Figure 47 : Régimes pluviométriques observés et simulés par les MCR RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 avant et après correction des biais sur la période de référence (1986-2005) à Daloa ; Vavoua et Zuénoula	127
Figure 48 : Températures moyennes observées et simulées par les MCR RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 avant et après correction des biais sur la période de référence (1986-2005) à Daloa sur la période de référence 1986-2005	127
Figure 49 : Variation des précipitations moyennes mensuelles simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 pour les horizons 2021-2040 et 2041-2060 par rapport à la période de référence 1986-2005 (ligne pointillée noire) selon les scénarios RCP 4.5 (a) et RCP 8.5 (b) sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.....	128
Figure 50 : Variations des températures moyennes mensuelles simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 pour les horizons 2021-2040 et 2041-2060 par rapport à la période de référence 1986-2005 (ligne pointillée noire) selon les scénarios RCP 4.5 (a) et RCP 8.5 (b) sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.....	131
Figure 51 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de la Lobo des années 1986, 2002 et 2019	110
Figure 52 : Gains et pertes des classes d'occupation du sol durant les périodes 1986-2002 (a), 2002-2019 (b) et 1986-2019 (c).....	111
Figure 53 : Comparaison entre les superficies observées et simulées des différentes classes d'occupation des sols du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé en 2019	114
Figure 54 : Carte prédictive de l'occupation du sol de 2030 et 2050.....	115

Liste des figures

Figure 55 : Débits journaliers observés et calculés pendant la phase de calage et de la validation	135
Figure 56 : Evolution des débits entrants dans le réservoir de la retenue d'eau utilisée par la SODECI par rapport à la dynamique de l'occupation du sol de, 2019, 2030 et 2050	137
Figure 57 : Evolution des apports mensuels futurs (2030 et 2050) dans la retenue d'eau utilisée par SODECI selon les modèles climatiques RCA4 ; RACMO22T ; CCLM4-8-17	138
Figure 58 : Comparaison entre l'évolution des débits moyens mensuels de la période de référence (1986-2005) et ceux simulés aux horizons 2030 et 2050 pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5	139
Figure 59 : Courbes de répartition de la vitesse de chute des matières en suspension de janvier à décembre 2019	148
Figure 60 : Capacité (η) de piégeage des sédiments de la retenue de la Lobo de Janvier à Décembre 2019.....	153
Figure 61 : Bathymétrie de la retenue d'eau de la rivière Lobo.....	158
Figure 62 : Variation des niveaux-débits pendant la phase de calibration et validation du modèle régime permanent.....	159
Figure 63 : Distribution des vitesses de courant dans la retenue de la rivière Lobo pour un débit de $55 \text{ m}^3/\text{s}$	160
Figure 64 : Comparaison des niveaux d'eau observés et simulés pendant la phase de calibration (a) et de validation (b ; c) du modèle hydraulique	162
Figure 65 : Distribution des courants de vitesse dans la retenue d'eau de la rivière Lobo en période d'étiage (a) et de crue (b)	163
Figure 66 : Variation des vitesses de courant aux voisinages du déversoir et de la prise d'eau de la retenue de la Lobo	164
Figure 67 : Distribution des vitesses de courants aux voisinages de l'ancienne prise d'eau	164
Figure 68 : Variation du niveau d'eau à la surface libre de la retenue de la rivière Lobo en période d'étiage (a) et de crue (b)	165
Figure 69 : Niveau d'eau dans les situations avant et avec prise d'eau pendant le mois de Février 2020.....	166
Figure 70 : Concentration moyenne des matières en suspension dans la situation sans pompage (a) et avec pompage (b)	167
Figure 71 : Zone préférentielle de dépôt des sédiments durant le mois d'octobre dans les situations : sans pompage (a) et avec pompage (b)	168

Liste des figures

Figure 72 : Courbe d'évolution du taux de dépôts et du niveau d'eau en fonction du temps : temps de mise en route du modèle hydraulique (a) et de transport des sédiments (b) en régime stationnaire	169
Figure 73 : Epaisseur de dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo pour des débits d'étiage et de crue	171
Figure 74 : Distribution mensuelle des dépôts de sédiments dans la retenue d'eau de la rivière Lobo	177
Figure 75 : Evolution de la capacité de piégeage de la retenue d'eau par rapport aux débits fluviaux de la rivière Lobo en régime stationnaire (a) et non stationnaire (b).	178
Figure 76 : Zone de dépôts dans le secteur de la prise d'eau	181

Liste des annexes

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Histogramme de la moyenne interannuelle des débits mesurés et calculés pour la période 1988-1993 à Nibéhibé	xxii
Annexe 2 : Histogramme de la moyenne interannuelle des débits mesurés et calculés pour la période 1988-1993 à Nibéhibé	xxii
Annexe 3 : Discrétisation spatiale du domaine	xxiii
Annexe 4 : Bathymétrie du domaine	xxiii
Annexe 5 : Variation des débits observés dans la retenue d'eau	xxiv
Annexe 6 : Variation des concentrations des matières en suspension dans la retenue d'eau.....	xxiv

INTRODUCTION

Introduction

En interaction constante avec tous les éléments de la biosphère, l'eau est sans doute la substance non substituable, indispensable à la vie. Sa gestion, liée à celle des autres ressources naturelles, a motivé les grandes instances internationales à l'inclure dans les objectifs de développement durable (Diabagaté *et al.*, 2016 ; Anoh *et al.*, 2021). Dans la plupart des régions du monde, les ressources en eau sont de plus en plus sollicitées en raison de la croissance démographique, de la modification des modes de vie et des incertitudes liées au changement climatique (Ouedraogo, 2001 ; Kouamé, 2007 ; Kouakou, 2011 ; Brulebois, 2016 ; N'Tcha, 2016 ; Stanzel *et al.*, 2018). Par ailleurs, la demande croissante pour différents usages de l'eau sont autant d'éléments qui mettent davantage sous pression les ressources en eau douce déjà limitées.

La quasi-totalité de l'eau potable se trouve dans le sous-sol. Toutefois, la faible productivité des aquifères en milieu de socle, la démographie galopante et les effets néfastes du changement climatique ont suscité l'usage des eaux de surface qui sont plus accessibles comme source principale d'alimentation en eau potable des populations (Anoh *et al.*, 2021). Ainsi, les retenues d'eau sont utilisées dans plusieurs régions du monde pour soutenir le développement socio-économique (De Araújo *et al.*, 2006; Kouassi *et al.*, 2013; Meledje *et al.*, 2014; Guertault *et al.*, 2018; Koffi *et al.*, 2020). Ces retenues sont d'un intérêt économique du fait du développement de certaines activités telles que la pêche, l'agriculture, l'élevage et l'hydroélectricité (Anoh, 2021). Cependant, ces retenues d'eau sont de plus en plus menacées par les phénomènes d'envasement qui s'opèrent au fur et à mesure qu'elles vieillissent (Kouassi *et al.*, 2013; Tiron Dutu *et al.*, 2019; Tang *et al.*, 2021). La mise à nu des terres occasionnée par la déforestation et les intenses activités agricoles favoriseraient les phénomènes d'érosion en amont de ces retenues (Groga *et al.*, 2017 ; Gauze *et al.*, 2018 ; Anoh *et al.*, 2021; Kamagaté, 2021). De plus, elle entraîne un dépôt régulier de sédiments dans le réservoir lors du ruissellement sur le bassin versant. Ces sédiments, qui pour la plupart sont porteurs de polluants, s'accumulent dans les retenues d'eau, réduisant progressivement leur capacité de stockage (Ren *et al.*, 2021). Par ailleurs, le transport des sédiments qui occasionne les apports d'éléments nutritifs accélère le processus d'ensablement, d'envasement et d'eutrophisation des retenues d'eau (Susperregui, 2008). La sédimentation est un phénomène tout à fait naturel qui n'est pas contemporain. Cependant, l'action de l'homme peut accélérer ce processus et entraîner le vieillissement prématuré des plans d'eau (Susperregui, 2008; Guertault *et al.*, 2018). Elle est un enjeu crucial pour la pérennité des réservoirs (Yang *et al.*, 2014). On estime qu'environ $0,5 \% \pm 1 \%$ de la capacité de stockage des réservoirs dans le monde est perdue chaque année à cause de la sédimentation (Schleiss *et al.*, 2016 ; Ren *et al.*, 2021) . Cette perte de la capacité

Introduction

des retenues d'eau menace la durabilité de l'approvisionnement en eau au fur et à mesure que la demande en eau augmente (Liu *et al.*, 2021). Par conséquent, étudier comment contrôler le taux de sédimentation et maintenir l'utilisation durable des réservoirs est devenu une préoccupation majeure dans le monde (Fu *et al.*, 2008 ; Chen *et al.*, 2017).

Pour faire face à l'effet combiné du changement climatique et de la dynamique de l'occupation du sol, la prévision des débits et du transport solide est essentielle dans la conception et la gestion des ouvrages hydrauliques, la planification et la gestion des ressources en eau (Gauze *et al.*, 2018).

En Côte d'Ivoire, les phénomènes d'envasement et d'eutrophisation très avancés de certaines retenues d'eau destinées à l'approvisionnement en eau potable de la population rend parfois difficile le traitement de ces eaux.

La retenue d'eau utilisée par la Société de Distribution d'eau de Côte d'Ivoire (SODECI) sur la rivière Lobo, affluent du fleuve Sassandra, source d'approvisionnement en eau potable de la ville de Daloa, ne reste pas en marge de tous ces problèmes énumérés. La retenue d'eau utilisée pour l'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa est située à 25 km de la ville de Daloa. Sur le plan qualitatif, Grogga *et al.* (2017) ont souligné que l'eutrophisation de la retenue d'eau est due à un enrichissement du plan d'eau par les pesticides provenant des activités agricoles sur le bassin versant. Sur le plan quantitatif, on enregistre une évolution progressive des sédiments créant une réduction de la capacité de stockage de la retenue. Ce qui a amené l'Etat de Côte d'Ivoire à effectuer des travaux de dragage en 2011 pour augmenter la capacité de stockage de la retenue d'eau et à déplacer la prise d'eau vers le déversoir de la retenue. En effet, l'accumulation au fil du temps des sédiments dans une retenue est inéluctable jusqu'à ce qu'elle ait atteint un nouvel état d'équilibre (Susperregui, 2008; Anger, 2014; Tang *et al.*, 2021). De ce fait, les retenues d'eau sont conçues avec des durées de vie finies. La présence également d'un hippopotame dans la rivière Lobo perturbe la quiétude de la communauté villageoise de Château et constitue un véritable danger pour la gestion des ouvrages hydrauliques de la SODECI au niveau de l'exhaure. Un enjeu important pour les gestionnaires est donc de gérer au mieux les ouvrages afin d'assurer leur longévité.

Malgré les efforts consentis par les autorités compétentes, des problèmes récurrents de fourniture d'eau sont encore observés dans plusieurs quartiers de la commune de Daloa.

Toutefois, la retenue d'eau utilisée pour fournir de l'eau potable à la population n'a pas encore fait l'objet d'études hydro-sédimentaires permettant de comprendre son fonctionnement afin d'adopter des stratégies de gestion adéquates. Par ailleurs, l'effet combiné du changement climatique, l'absence de périmètres de protection autour de la retenue d'eau, l'urbanisation rapide ainsi que les

Introduction

activités agricoles, pourraient augmenter la production de sédiments en suspension et affecter la morphologie et la qualité des eaux (Koua, 2014; Anoh *et al.*, 2021). C'est dans ce contexte qu'un projet intitulé : « Elaboration d'un modèle de gestion intégrée des ressources en eau pour l'amélioration de l'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa » a été initié par le Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement de l'Université Jean Lorougnon Guédé de Daloa (LSTE-Côte d'Ivoire), en collaboration avec le Laboratoire de Planétologie et de Géosciences de Nantes Université (LPG-France) dans le cadre du projet d'appui à la modernisation et à la réforme des Universités et grandes écoles de Côte d'Ivoire « AMRUGE-CI N°2 » avec le soutien du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique (MESRS) de Côte d'Ivoire dans le cadre de la mise en œuvre du Contrat de Désendettement et de Développement (C2D) par l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD).

Cette étude qui a pour thème « Fonctionnement hydroclimatique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé : Modélisation de la sédimentation dans la zone de captage pour l'approvisionnement en eau potable de la ville de Daloa (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire) » s'inscrit dans ce projet et a pour objectif principal d'évaluer la réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo face aux changements climatiques et à la dynamique de l'occupation du sol. De façon spécifique il s'agit de :

- simuler les changements d'occupation du sol selon différents scénarii et les tendances évolutives de la dynamique d'occupation du sol ;
- caractériser les changements climatiques et les tendances évolutives des variables climatiques sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé ;
- Evaluer l'impact des changements climatiques et de la dynamique de l'occupation du sol sur le fonctionnement hydrologique de la rivière Lobo à Nibéhibé ;
- Modéliser le fonctionnement hydro-sédimentaire de la retenue d'eau de la rivière Lobo.

Ce mémoire qui traite ces objectifs est subdivisé en trois parties comme suit :

- la première partie concerne les généralités sur la zone d'étude et le rappel du contexte de l'étude ;
- la deuxième partie décrit les outils et méthodes utilisés ;

Introduction

- la troisième partie présente les principaux résultats obtenus, suivie d'analyse et de discussion. Ce mémoire se termine par une conclusion générale qui fait la synthèse des principaux résultats suivie de perspectives et recommandations.

PARTIE I : GENERALITES

Partie I : Généralités

Chapitre 1 : Caractéristiques physiques du bassin versant de la rivière lobo à Nibéhibé

1.1. Situation géographique

Situé au centre-ouest de la Côte d'Ivoire entre 6°17' et 6°55' de longitude Ouest et entre 6°40' et 7°55' de latitude Nord, le bassin versant de la Lobo draine une superficie de 6923 km² à Nibéhibé (Figure 1). A la prise d'eau, la superficie du bassin est de 5740 km². La retenue est la principale source d'eau d'approvisionnement en eau potable de la ville de Daloa. La rivière Lobo est l'un des principaux affluents du fleuve Sassandra à la rive gauche (Yao, 2015 ; Koffi *et al.*, 2020). Son bassin hydrographique n'est pas circonscrit dans une seule entité administrative. La majeure partie du bassin couvre les départements de Daloa, Issia, Vavoua et Zoukougbeu, l'extrême nord appartient au département de Séguéla ; tandis qu'il déborde dans le sud, sur celui de Soubré. La ville de Daloa représente le pôle économique de la région. Elle est située à 410 km environ au nord-ouest d'Abidjan. C'est la troisième ville de la Côte d'Ivoire. La ville est alimentée en eau potable à partir de la retenue d'eau utilisée par la SODECI sur la rivière Lobo (Maiga *et al.*, 2001). La Lobo prend sa source à 400 m d'altitude au sud de Séguéla et se jette dans le Sassandra non loin de la localité de Loboville (Yao, 2015).

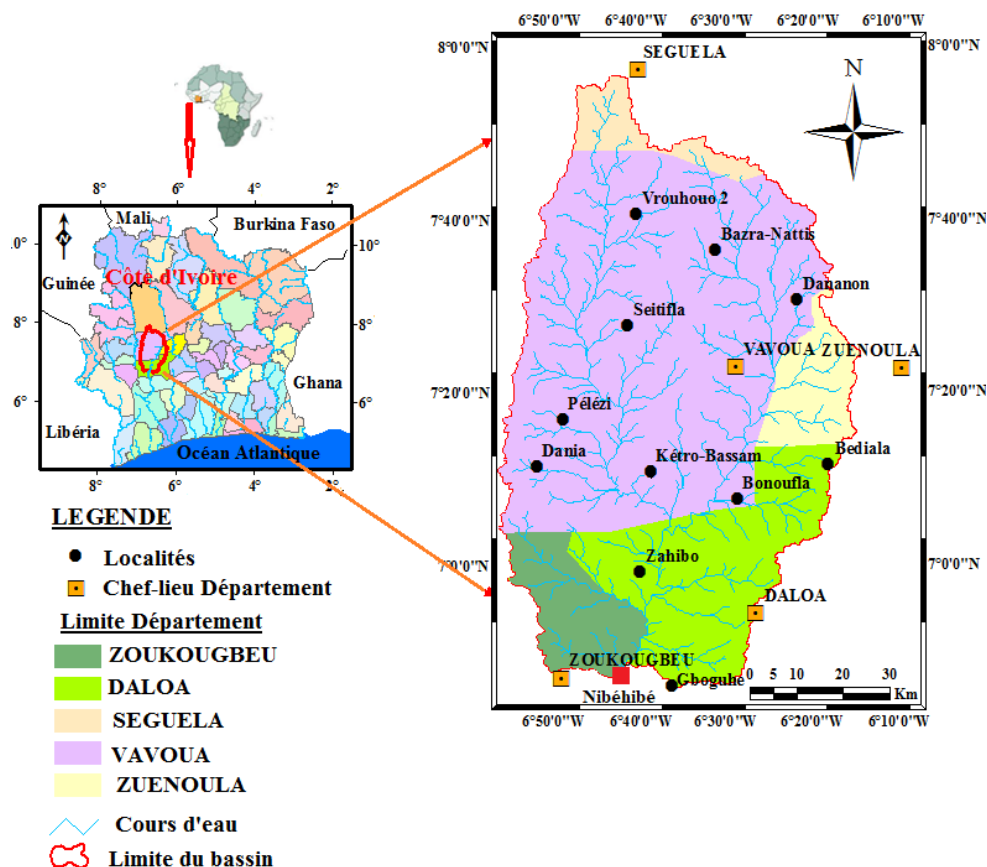


Figure 1 : Présentation du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé

Partie I : Généralités

1.1.1. Caractéristiques de la retenue d'eau de la rivière Lobo

Le tableau I indique que la retenue d'eau de la Lobo a été construite en 1976 (Maiga *et al.*, 2001). Elle est située à 25 km au nord-ouest de la ville de Daloa (Figure 2). La profondeur moyenne est de 3,5 m avec une largeur moyenne de 74 m, une longueur de 4,3 km pour une surface de 30,3 ha. Le volume à la cote normale (231,033 m) du déversoir est de 360 000 m³. Le débit moyen de la rivière à la station hydrométrique (Nibéhibé) située en aval de la retenue est de 12,437 m³/s sur la période 1971-2016 et celle située en amont (Sikaboutou- Andikro) de la retenue de 11,185 m³/s sur la période 2019-2020 (Tableau I).

Tableau I : Caractéristiques de la retenue d'eau utilisée pour la production d'eau potable pour la commune de Daloa (Koffi, 2020)

Paramètres	Valeurs
Date de construction	1976
Débit fluvial à Andjoukro-Sikaboutou (m ³ /s) (2019-2020)	11,185
Débit fluvial à Nibéhibé (m ³ /s) (1971-2016)	12,437
Longueur moyenne de la retenue (m)	4300
Largeur moyenne de la retenue (m)	74
Profondeur moyenne (m)	3,5
Surface du réservoir (m ²)	30,3
Débit prélevé (m ³ /h)	675
Longueur du déversoir (m)	47
Cote de la crête du déversoir (m)	231,033
Volume à la cote du réservoir de la retenue (m ³)	360 000



Figure 2 : Aperçu de la retenue d'eau de la Lobo en 2011 (après le dragage) et en 2021

(Photo 2011 : SODECI) ; (Photo 2021 : Koffi, 2020)

Partie I : Généralités

1.2. Caractéristiques physiques du bassin

1.2.1. Relief

Le bassin versant de la Lobo est caractérisé par un relief monotone avec des singularités par endroits. Il se présente comme une pénéplaine dont l'altitude varie entre 192 m et 603 m (Avenard, 1974; Yao, 2015). Deux grands types de relief se partagent le bassin (Figure 3). Ce sont les plaines et les plateaux. Les plaines dont l'altitude varie entre 160 et 240 m sont localisées au sud du bassin et correspondent au tracé du cours d'eau. Les plateaux occupent la majeure partie du bassin avec des altitudes variant entre 240 et 320 m. On observe dans l'extrême nord du bassin la présence d'un massif de roches vertes en forme de croissant culminant vers 600 m d'altitude. Cet ensemble comporte dans l'extrême Nord-ouest quelques intrusions de dôme granitique culminant entre 400 et 603 m d'altitude. Des sommets isolés comme les buttes cuirassées dont l'altitude est supérieure parfois à 500 m. Les caractéristiques morphométriques d'un bassin versant influencent fortement sa réponse hydrologique et notamment le régime des écoulements en période de crue ou d'étiage.

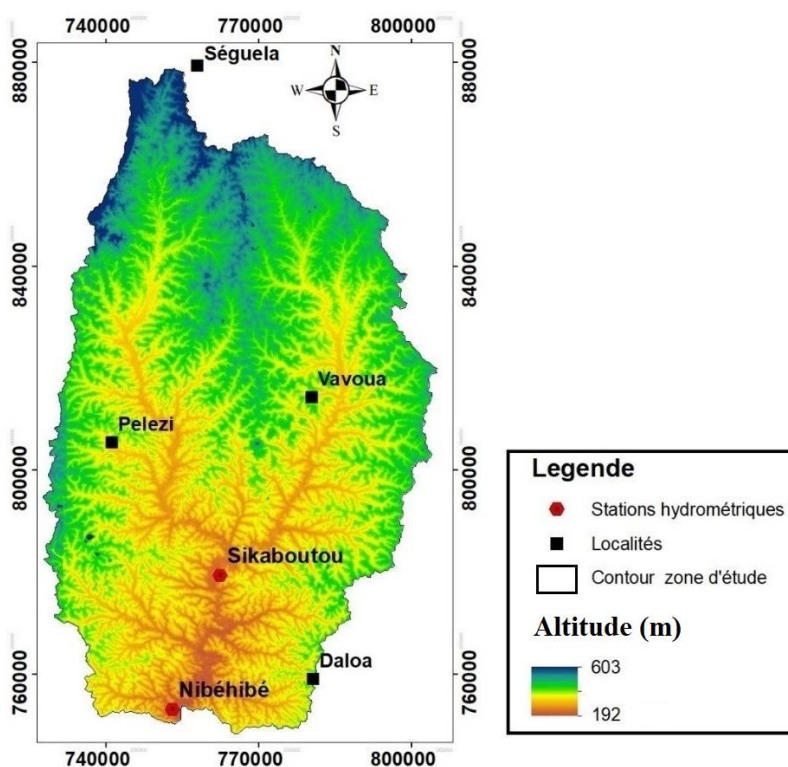


Figure 3 : Relief du bassin versant à Nibéhibé

1.2.2. Réseau hydrographique

La rivière Lobo est l'un des principaux affluents en rive gauche du fleuve Sassandra. La Lobo prend sa source au nord du bassin versant de la rivière Lobo à 400 m d'altitude au sud de la ville de Séguéla. L'affluent principal de la rivière Lobo dans sa partie amont est le Dé (Figure 4). Cet affluent a un

Partie I : Généralités

régime permanent et son lit contient de l'eau en toute saison (Yao, 2015). En période sèche, la très forte baisse des eaux et les lits des rivières laissent parfois des creux larges et entrecoupés par des flaques d'eau. Les eaux de la Lobo s'écoulent principalement dans la direction nord-sud et la période de plus basses eaux est observée pendant les mois de janvier et de février. Les plus hauts débits à la station de Nibéhibé sont observés aux mois de septembre et octobre (Figure 5). Sur le bassin de la Lobo, il existe plusieurs petits barrages agro-pastoraux (Yao, 2015).



Figure 4 : Réseau hydrographique du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

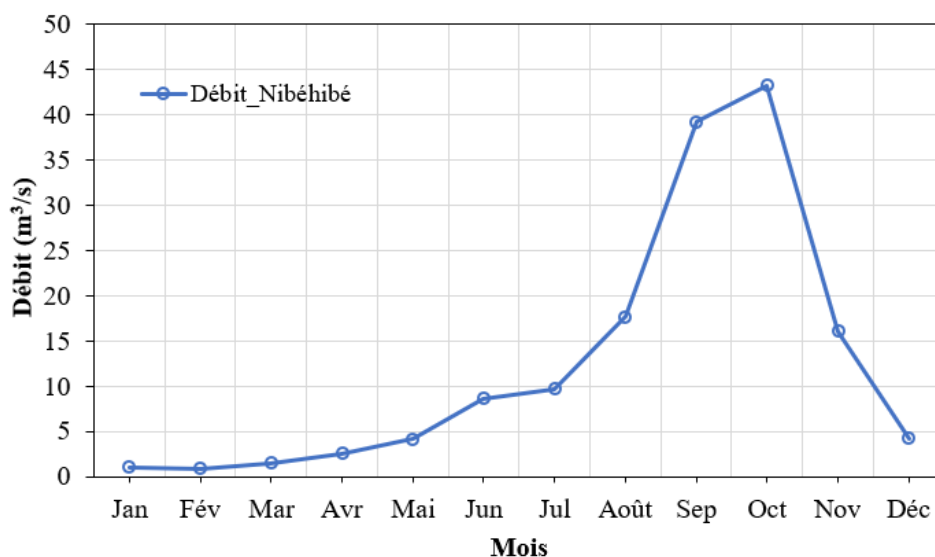


Figure 5 : Hydrogramme de crue à la station de Nibéhibé sur la période de 1961-2016 (CCT)

Partie I : Généralités

Les crues se produisent dans la période d'août à octobre. On assiste à un tarissement entre novembre et décembre. Les basses eaux s'observent de janvier à mars. Le débit est alors très faible ou nul (Figure 6).



Figure 6 : Photos de la rivière Lobo en période sèche (février 2019, A) et en période humide (octobre, B) à Gbabo (Ketro-Bassam). (Photo : Koffi, 2020)

1.2.3. Géologie du bassin de la Lobo

La géologie du bassin versant de la Lobo est connue grâce aux travaux de Delor *et al.* (1995). Les formations géologiques du bassin appartiennent principalement au socle précambrien (Figure 7). Il se regroupe en deux grandes entités que sont les roches magmatiques composées essentiellement de granite qui couvre pratiquement la totalité du bassin et les roches métamorphiques composé de schiste (Tagini, 1971).

Partie I : Généralités

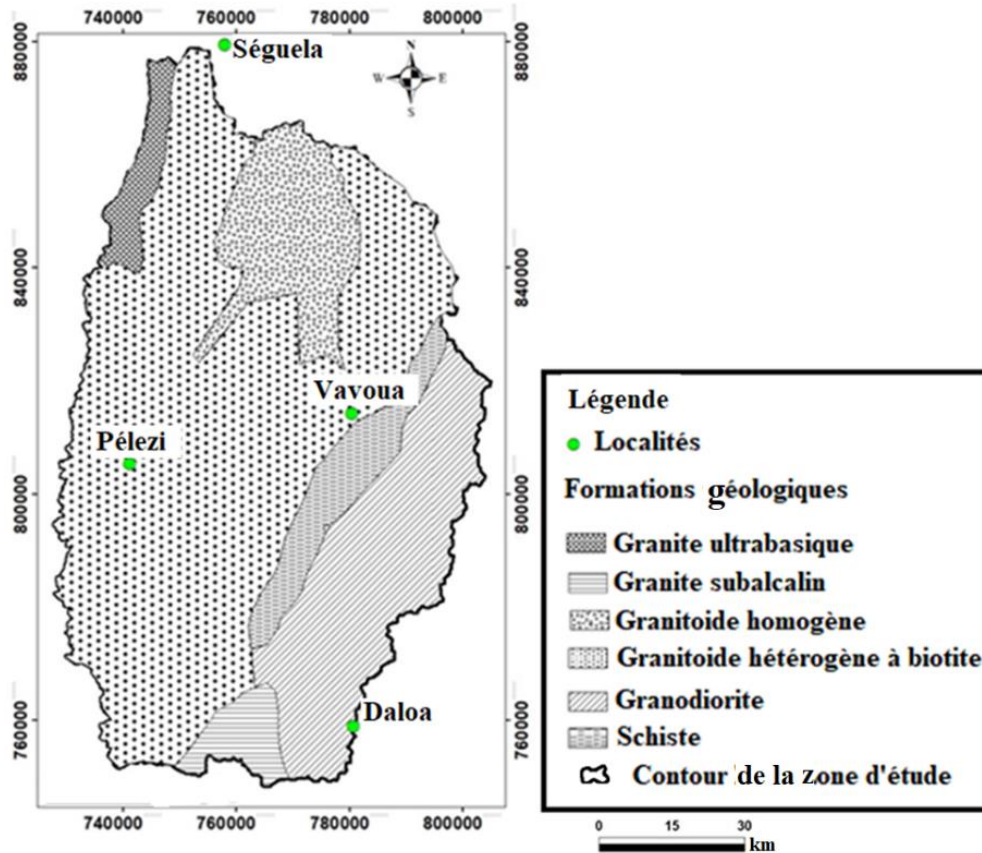


Figure 7 : Formations géologiques du bassin versant de la Lobo (Delor *et al.*, 1995)

1.2.3.1 Roches magmatiques

Les roches magmatiques rencontrées sont de types plutoniques et volcaniques. Elles sont représentées essentiellement par les granitoïdes qui se rencontrent pratiquement dans la majeure partie du bassin. La composition de ces roches varie du granitoïde aux dioritoïdes (Delor *et al.*, 1995).

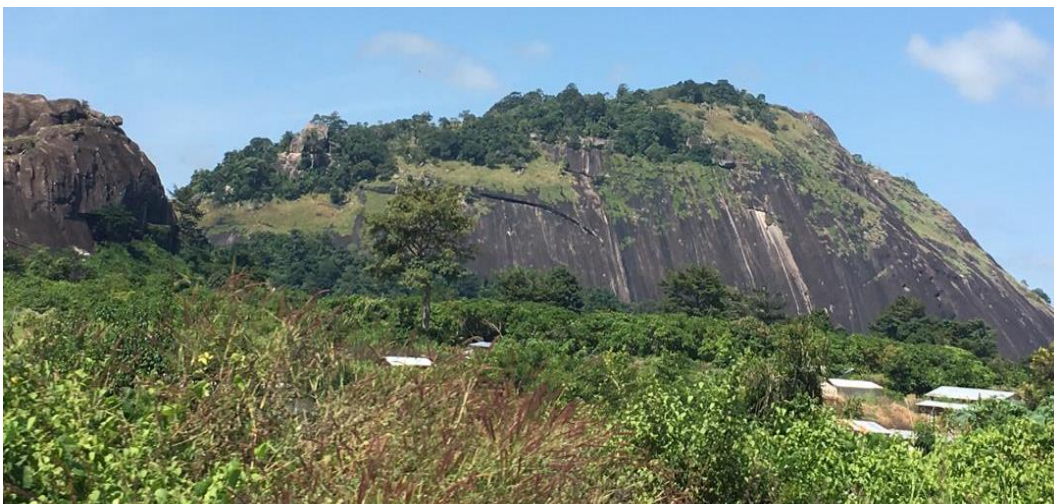


Figure 8 : Dôme granitique à Ténéforo (Photo : Koffi, 2020)

Partie I : Généralités

1.2.3.2. Roches métamorphiques

Dans le bassin versant de la rivière Lobo, les migmatites et les schistes sont les formations géologiques qui représentent les roches métamorphiques logés principalement dans le lit des cours d'eau. Dans la partie amont du bassin elles sont essentiellement dominées par les schistes. Les schistes du bassin se caractérisent par une zonation dans la disposition des faciès. Les schistes vrais sont au centre avec des faciès plus dendritiques en bordures, ensuite viennent les schistes argileux bariolés et chloritoschistes. Les schistes argileux ; les schistes gréseux, les grès feldspathiques et les schistes francs à tendance micaschisteuse sont les formations géologiques schisteuses identifiées par Papon (1973) dans le degré carré de Daloa. Les schistes sont présents majoritairement au Sud avec dans le Nord, une bande longitudinale de métasiltites dominant sur méta-arénites. Dans l'extrême Nord-ouest, s'observe une intrusion de roches vertes. Ces roches comprennent des amphibolites et des schistes amphibolitiques dérivés de diverses roches basiques (dolérites et gabbros).

1.2.4. Variable climatique

La variabilité climatique décrit la fluctuation des valeurs saisonnières ou annuelles des paramètres climatiques par rapport aux moyennes temporelles de référence (Bigot *et al.*, 2005). Cela concerne la variabilité interannuelle, temporelle ou saisonnière. Elle se fait dans l'espace et/ou dans le temps de sorte que lorsqu'elle se passe dans le temps et dans l'espace, on parle de variation spatio-temporelle. Les paramètres concernés sont généralement les températures, les précipitations, l'écoulement de surface, l'écoulement souterrain ou du niveau des nappes d'eau, etc. La variabilité climatique est donc très différente du changement climatique qui concerne une modification significative des variables climatiques dans le temps et s'établit sur une période d'au moins trente ans. Elle correspond à un effet des conditions naturelles alors que les changements climatiques résultent, en plus des conditions naturelles, des activités anthropiques (Refsgaard *et al.*, 1989). Le bassin versant de la rivière Lobo à l'instar des autres régions de la Côte d'Ivoire appartient au régime climatique Ouest-Africain caractérisé par l'action de deux masses d'air de nature différente. Il s'agit de l'harmattan marqué par un air chaud et sec, originaire du Sahara qui souffle du Nord-Est vers le Sud et la mousson caractérisée par la mousson d'origine océanique et circulant du Sud vers le Nord-Est (Avenard, 1974). Ces deux masses d'air qui se différencient par leur humidité, sont séparées par le Front Intertropical (FIT). Le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé est caractérisé par un climat de type équatorial de transition atténué (climat baouléen) (Avenard, 1974).

Partie I : Généralités

1.2.4.1. Température

La température moyenne annuelle enregistrée à la station de Daloa sur la période 1986-2018 est de 25,8°C. Les températures moyennes mensuelles pour la chronique 1986-2018, varient globalement entre 24°C et 28°C. Les mois de février, mars et avril sont les plus chauds avec des températures moyennes supérieures à 27°C (Koffi *et al.*, 2020). La saison des pluies entraîne une baisse sensible de la température mensuelle d'environ 4°C durant les mois de juillet et août. Elle remonte légèrement après la saison des pluies pour se stabiliser entre 26°C et 27°C pendant les mois d'octobre et novembre.

1.2.4.2. Diagramme ombrothermique

Les pluies moyennes mensuelles de la chronique 1971-2016 à la station de Daloa sont reportées sur la figure 9. Les amplitudes oscillent entre 16 mm et 180 mm. Elles mettent en évidence la variabilité pluviométrique mensuelle dans cette station et celle de la température. Le pic pluviométrique est observé en septembre. Le mois de janvier reste le plus sec (Figure 9).

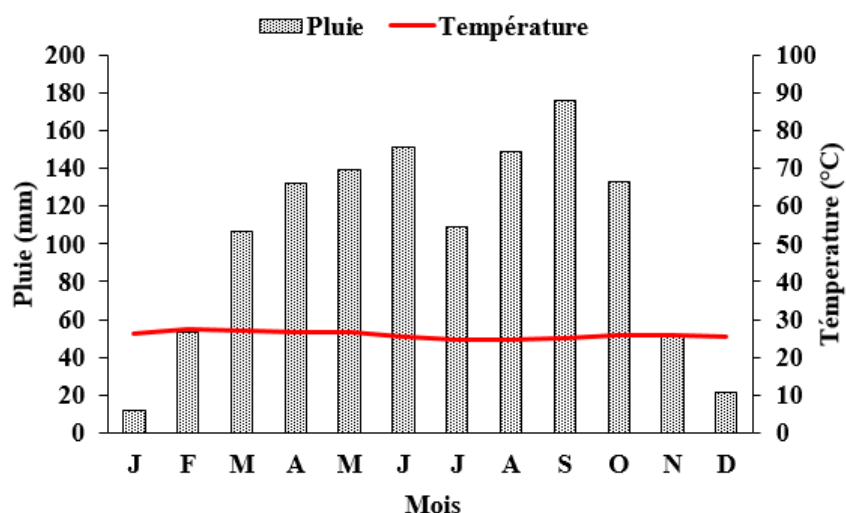


Figure 9 : Evolution mensuelle de la pluie et de la température à la station de Daloa (1971-2016)

1.2.4.3. Humidité relative

L'humidité relative de l'air représente le rapport de la quantité d'eau effectivement contenue dans l'air et la capacité d'absorption de l'eau à une température donnée. L'humidité relative varie peu dans le bassin versant de la Lobo. Les valeurs moyennes mensuelles varient entre 54 et 80 % (Figure 10). La plus faible valeur (54 %) est enregistrée en janvier. L'humidité relative est supérieure à 55% pour tous les autres mois.

Partie I : Généralités

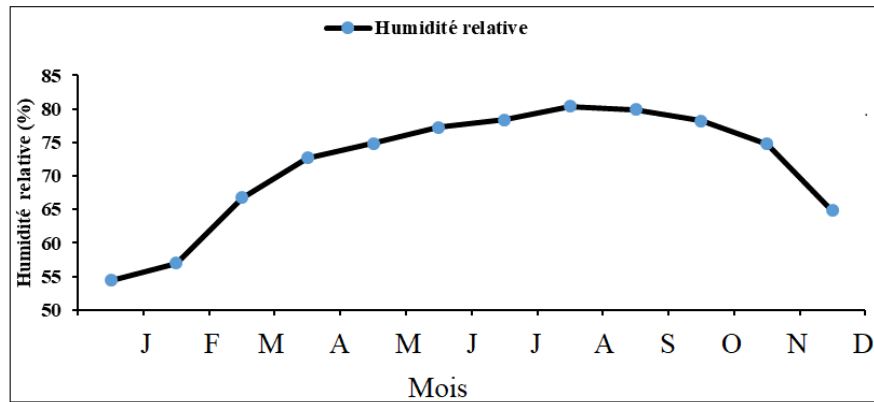


Figure 10 : Variation moyenne mensuelle de l'humidité relative du bassin versant de la Lobo de 1988 à 2018

1.2.5. Hydrologie

L'analyse des données hydrologiques montre que les écoulements s'apparentent bien au régime équatorial de transition atténué (climat baouléen) pendant le pic de crue (septembre-octobre). Les pics de pluie et de débit sont observés pendant les mois de septembre et octobre puis s'en suit une décrue entre novembre et décembre. Les mois de janvier et février sont les plus secs de l'année (Figure 11).

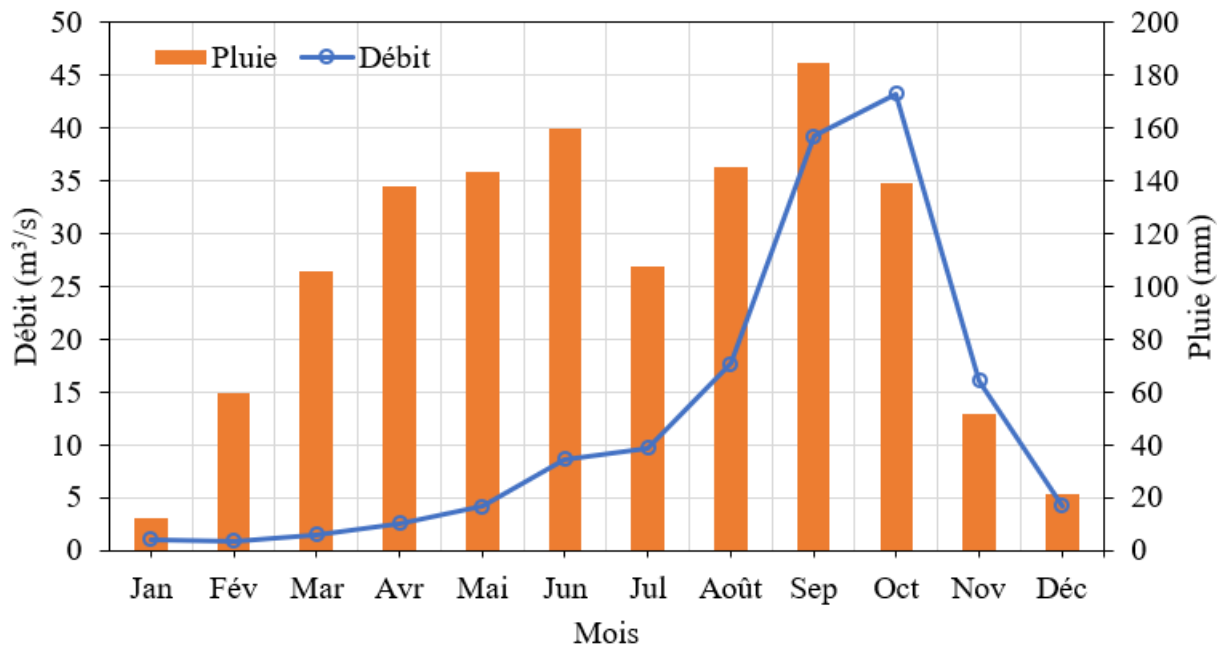


Figure 11 : Relation pluie-débits sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé (1961-2016)

Partie I : Généralités

Conclusion partielle

Le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est caractérisé par un relief peu varié, dominé par les plateaux de 192 m à 603 m d'altitude. La rivière Lobo est l'un des principaux affluents en rive gauche du fleuve Sassandra et son affluent principal dans sa partie amont est la rivière Dé. Le climat du bassin est de type équatorial de transition atténué caractérisé par une saison pluvieuse de mars à octobre et une saison sèche de novembre à février. Les formations géologiques appartiennent principalement au socle précambrien.

Partie I : Généralités

Chapitre 2 : Changement climatique, système d'informations géographiques, hydrologie et transport solide

2.1. Sources des précipitations de l'Afrique subsaharienne

En Afrique de l'Ouest, le rythme des précipitations est réglé par la dynamique très complexe dirigée par trois grands systèmes anticycloniques (Kouakou, 2011) :

- l'anticyclone des Açores (anticyclone nord africain) d'où proviennent les alizés du Nord-Est formant le flux de masse d'air chaud et sec appelé Harmattan ou alizé boréal ;
- l'anticyclone de Saint Hélène (anticyclone de l'Atlantique Sud) dont sont issus les alizés du Sud-Est. Ces derniers se chargent lourdement en humidité au-dessus de l'océan, traversent l'équateur et sont alors déviés vers le Sud-Ouest. En arrivant sur les côtes africaines, ils forment le flux de mousson ou alizé austral ;
- l'anticyclone de Madagascar (anticyclone de l'Océan indien) localisé au Sud-Est du continent dans l'Océan Indien. Ces différents flux se rencontrent pour former d'une part la zone de convergence intertropicale ou ZCIT (en anglais : ITCZ pour Inter Tropical Convergence Zone), qui sépare les flux d'Harmattan et de Mousson, et d'autre part l'IOC (InterTropical Oceanic Convergence) séparant les vents d'Est et d'Ouest. Il est donc indispensable de connaître leur migration, (ITCZ et IOC) afin d'analyser le climat de l'Afrique tropicale à une échelle globale. De plus, ces variations diffèrent d'année en année et peuvent ainsi être à l'origine d'années avec des forts ou faibles taux de précipitations sur l'Afrique subsaharienne et qui déterminent la variabilité interannuelle.

Les mécanismes associés aux ITCZ et IOC permettent de distinguer schématiquement cinq zones de convergence principales dont les déplacements sur la région vont engendrer la succession des différents types de temps ou saisons.

En été boréal, les différentes précipitations qui s'observent (Figure 12) sont :

- les orages isolés (Zone B);
- les lignes de grains, onde d'Est (Zone C1);
- les pluies de mousson (Zone C2).

La zone A se caractérise par une absence de précipitations (présence de l'harmattan), et la zone D où existent de faibles précipitations correspondantes à la petite saison sèche.

Partie I : Généralités

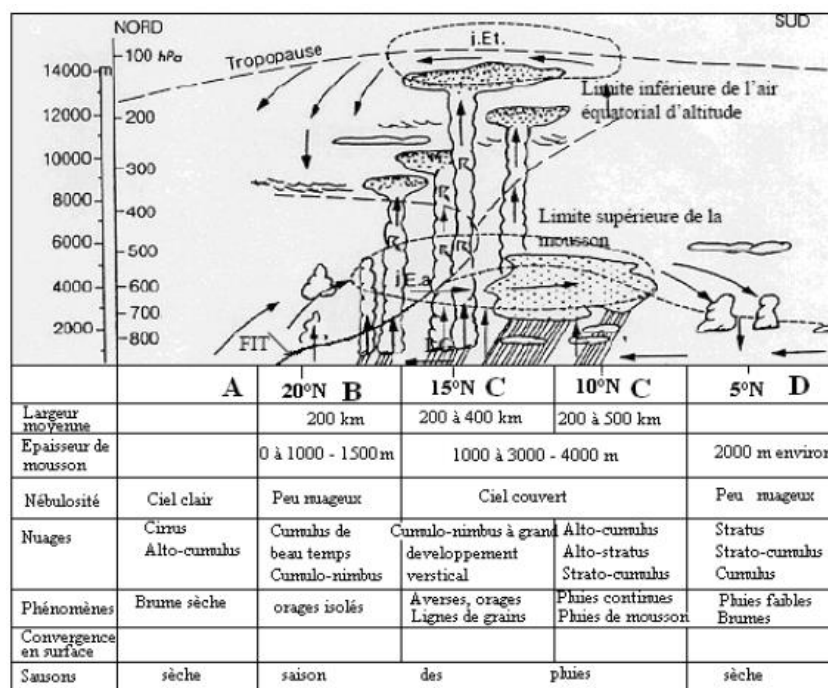


Figure 12 : Coupe schématique Nord-Sud en août de la troposphère au-dessus de l'Afrique vers le méridien origine. Les flèches schématisent les flux et en particulier les mouvements de convection ou de subsidence de masse d'air (Kouakou, 2011)

2.2. Caractérisation des changements climatiques

Le changement climatique peut être défini comme la modification du climat pendant une période longue (Frei *et al.*, 2003 ; Ibrahim, 2012). Selon la Convention Cadre des Nations Unies sur le Changement Climatique (CCNUCC), la notion de changement climatique se réfère à un changement du climat dû à l'activité humaine directe ou indirecte, activité altérant la composition de l'atmosphère globale et qui vient s'ajouter à la variabilité naturelle observée sur une échelle de temps comparable. Pour le Groupe International d'Experts sur l'évolution du Changement climatique (GIEC), le changement climatique se réfère à un changement statistiquement significatif dans l'état moyen du climat ou de la variabilité de ses propriétés et qui persiste sur une longue période de temps. Le changement climatique est devenu, ces dernières décennies, un véritable enjeu pour la communauté internationale. En raison de l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre, jusqu'à des taux qui n'avaient pas été atteints dans l'atmosphère depuis longtemps. Le bilan radiatif de la planète est devenu légèrement positif ; ce qui signifie que la Terre se réchauffe. Le GIEC confirme que ces trois dernières décennies sont les plus chaudes jamais enregistrées par l'Homme (GIEC, 2022). Depuis la fin de l'ère préindustrielle jusqu'à nos jours, la température moyenne à la surface du globe a augmenté de 0,85 °C. Cette augmentation peut paraître peu

Partie I : Généralités

impressionnante, mais elle cache des disparités régionales importantes. En effet, si certaines zones ont subi peu de réchauffement, d'autres ont déjà enregistré des augmentations de plus de 2°C. Selon le dernier rapport de Mora *et al.* (2014), les activités humaines ont provoqué un réchauffement planétaire d'environ 1 °C au-dessus des niveaux préindustriels, avec une fourchette probable allant de 0,8 °C à 1,2 °C. Il est probable que le réchauffement planétaire atteigne 1,5 °C entre 2030 et 2052 s'il continue d'augmenter au rythme actuel (degré de confiance élevé).

C'est à partir des années 1820 que les scientifiques ont commencé à percevoir l'importance de certains gaz dans la régulation de la température du globe (CNR, 2012). Les gaz en question incluent le dioxyde de carbone, le méthane, l'oxyde nitreux, ou encore la vapeur d'eau, et permettent à eux seuls de maintenir une température modérée à la surface de la planète. Les radiations solaires interceptées à la surface de la Terre sont en partie réfléchies, et en partie absorbées par les océans et les continents, puis réémises sous forme de rayonnement infrarouge. Sans l'effet de serre, ces rayonnements s'échapperaient vers l'espace. Grâce aux gaz à effet de serre (GES), ils vont être redirigés dans plusieurs directions, y compris vers la surface du globe, réchauffant ainsi l'atmosphère. Le problème, c'est que la concentration atmosphérique de ces gaz, constante sur les derniers millénaires, a explosé depuis notre révolution industrielle (GIEC, 2022). Ces gaz ont diverses origines, naturelles pour certaines, complètement anthropiques pour d'autres. Leur augmentation exponentielle depuis la révolution industrielle (Figure 13) est principalement liée à l'utilisation d'énergie fossile. Le CO₂ et le CH₄ ont ainsi atteint des concentrations jamais enregistrées depuis 800 000 ans à la surface du globe (Brulebois, 2016).

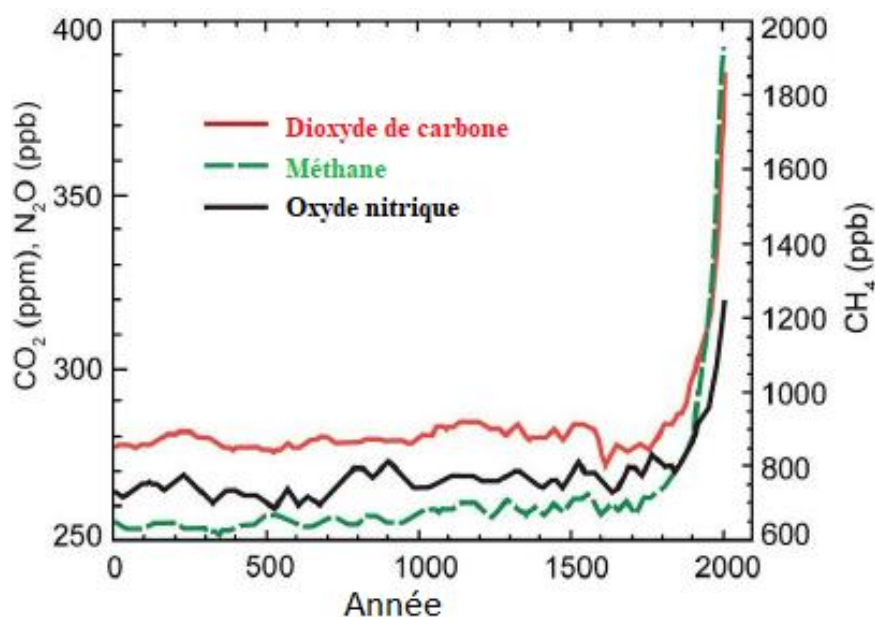


Figure 13 : Evolution de la concentration atmosphérique des gaz à effet de serre (Brulebois, 2016)

2.3. Modélisation climatique

La modélisation climatique est la représentation simplifiée du climat basé sur des équations mathématiques de la dynamique des fluides, de la conservation de la masse, de l'énergie et de la quantité de mouvement. Ces équations, basées sur l'analyse numérique, décrivent le comportement et les interactions entre les différentes composantes du système climatique (l'atmosphère, les océans, les fleuves, le sol, etc.) (Ly *et al.*, 2019).

Une projection climatique représente la réponse du système climatique, telle que simulée par un modèle climatique, à certaines hypothèses posées sur l'évolution future des émissions d'aérosols et de GES. Selon l'échelle et la résolution, il existe une distinction entre les modèles climatiques futurs. La prévision climatique, quant à elle, résulte d'une tentative de décrire l'évolution future du climat.

2.3.1. Modèles climatiques

En modélisation climatique, on distingue deux catégories de modèles : les modèles climatiques globaux (MCG) et les modèles climatiques régionaux (MCR). A la différence des modèles globaux, les modèles régionaux permettent en particulier d'affiner la qualité de l'information issue de la modélisation. Les modèles globaux ont une résolution classique variant de 250 à 600 km (Kouakou, 2011; Brulebois, 2016 ; N'Tcha, 2018 ; Kouyaté, 2020). Des techniques dites de descentes d'échelles (désagrégation statistique et dynamique) permettent de passer du MCG au MCR en tenant compte plus finement de l'effet de l'orographie. Le modèle régional est obtenu en forçant les conditions aux limites régionales par un modèle global, ce qui permet de prendre en compte, au niveau régional, des informations sur la circulation générale atmosphérique, de l'influence des températures de surface des océans. Les modèles régionaux peuvent avoir des résolutions de l'ordre de 10 à 50 km. Heinzeller *et al.* (2018) et leurs partenaires, en collaboration avec les équipes de WASCAL et l'Université de Bonn ont récemment développés des simulations régionales pour l'Afrique de l'Ouest de 12 km de résolution horizontale. Ces simulations permettent de combler les gaps en termes d'informations adéquates, d'améliorer la qualité des informations produites et d'anticiper sur les effets néfastes de la variabilité et des changements climatiques. La résolution spatiale des modèles a été significativement améliorée. Au niveau régional comme au niveau global, les progrès continus de la connaissance, la représentation des phénomènes climatiques à l'amélioration des techniques de calcul numérique ont permis d'aboutir récemment à une nouvelle génération de modèles climatiques plus complets dits modèles à haute résolution (Modèles

Partie I : Généralités

climatiques régionaux (MCR)). Dans le cadre de cette étude, les sorties des modèles climatiques sont issues du programme CORDEX-AFRICA (*Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*). Ces MCR ont une résolution spatiale de ~50 km ($0,44^\circ \times 0,44^\circ$).

2.3.2. Scénarios climatiques

Le scénario climatique est considéré comme une description plausible du climat futur, sur la base d'une ou de plusieurs projections climatiques. Un scénario plausible est lié non seulement aux hypothèses de la croissance démographique et économique, mais aussi à la manière dont les sociétés réagiront à l'avenir, à l'introduction de politiques telles que les taxes sur les combustibles fossiles. Les scénarios climatiques représentent chacun, une évolution différente du climat sur le plan économique, démographique, technologique, social et environnemental. Quatre scénarios, *Special Report on Emissions Scenarios* (SRES) ont été développés par le *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP) à savoir A1, A2, B1 et B2.

La famille de scénario A1 est composée de trois groupes de scénarios caractéristiques des évolutions différentes des technologies énergétiques, A1F1 (Intensité de combustibles fossiles), A1B (Equilibre) et A1T (prédominance des combustibles non fossiles) (IPCC, 2008).

Cependant, bien que les exercices précédents de scénarisation du GIEC aient été très fructueux, en particulier les SRES qui ont été très largement utilisés comme scénarios d'émissions des Gaz à Effets de Serre (GES), de nouveaux scénarios ont été définis.

La mise en place de nouveaux scénarios n'avait pas été envisagé à l'époque d'un développement aussi rapide des pays émergents. Dans le même temps, les projections démographiques globales ont été revues à la baisse, de 14 milliards d'humains à 10 milliards à l'horizon 2100. Ces quinze dernières années ont aussi vu, à l'échelle mondiale, l'adoption de politiques climatiques dont il est désormais nécessaire d'intégrer les effets sur la réduction des émissions de gaz et les rétroactions en termes d'impacts et d'adaptation pour les systèmes considérés (Brulebois, 2016). Ces mécanismes n'étaient pas inclus dans les scénarios précédents. Il est aujourd'hui aussi envisagé d'avoir des évolutions des émissions globales de gaz à effet de serre qui diminueraient après une phase de croissance au XXI^e siècle ce qui oblige certains scénarios à être prolongés au-delà de 2100 (Brulebois, 2016).

Le GIEC a décidé de définir des nouveaux scénarios pour mieux prendre en compte ce nouveau contexte et permettre aux économistes et aux climatologues de ne plus travailler de manière séquentielle mais parallèle.

Partie I : Généralités

Les nouveaux scénarios dits *Representative Concentration Pathways* (RCP), en Français Profils Représentatifs des Concentrations, sont des profils représentatifs de l'évolution des concentrations en gaz à effet de serre, d'ozone et des aérosols. Ils sont innovants puisque contrairement aux SRES, ils ne visent plus à caractériser l'évolution de la société, l'économie et la démographie, mais sont définis comme des profils de référence. Ces scénarios entraînent des forçages radiatifs et des accroissements de température dans une gamme plus large que les scénarios SRES jusqu'ici utilisés (Diatta *et al.*, 2020). Les RCP sont cohérents par rapport au vaste ensemble de scénarios décrits dans la documentation évaluée par le GIEC (2014).

Cinq raisons principales justifient la nécessité d'une nouvelle génération de scénarios (Guivarch & Rozenberg, 2013) :

- depuis les années 2000, les déterminants socio-économiques (économie, technologies, politiques publiques) ont beaucoup évolué. Par exemple, la possibilité d'un développement aussi rapide que la trajectoire suivie par les pays émergents depuis 2000 n'était pas incluse dans les SRES (van Vuuren *et al.*, 2011). Dans le même temps, les projections démographiques globales ont été revues à la baisse, de 14 milliards d'humains à 10 milliards à l'horizon 2100. Les scénarios doivent être mis à jour pour prendre en compte ce nouveau contexte.
- d'autre part, les SRES ne comprenaient que des scénarios sans politiques climatiques. Nous avons aujourd'hui besoin de scénarios intégrant des politiques climatiques, afin de pouvoir évaluer les coûts et les bénéfices de différents types de politiques climatiques.
- des avancées du côté des modèles physiques de climat ont conduit à des besoins d'informations plus détaillées et à des résolutions plus fines que celles fournies par les SRES : émissions d'aérosols, description explicite à une échelle géographique fine des usages des sols.
- les scénarios existants ne fournissent pas tous les éléments nécessaires à l'étude des impacts et de l'adaptation. Ceci demande en effet des scénarios climatiques focalisés sur les deux ou trois prochaines décennies, avec une résolution spatiale et temporelle fine ; mais également l'explicitation des développements socio-économiques pertinents pour l'analyse de la vulnérabilité aux changements climatiques (par exemple l'évolution des dynamiques d'urbanisation, les évolutions des modes de gouvernance, etc.).
- enfin, les modèles mobilisés dans la communauté de recherche sur le changement climatique ont de plus en plus de domaines de recouvrement, ce qui souligne l'importance d'une coordination et cohérence dans l'utilisation des scénarios et l'harmonisation des

Partie I : Généralités

hypothèses, données et conditions aux limites. C'est ce besoin accru de cohérence et d'harmonisation qui a conduit à la mise en place d'un nouveau processus de construction des scénarios (figure 14).

Toutefois, l'incertitude était grande en ce qui concerne les facteurs contributifs tels que la croissance de la population, le développement économique et les progrès technologiques, d'où l'évolution vers des voies de concentration représentatives (Guivarch & Rozenberg, 2013 ; Kouyaté, 2020).

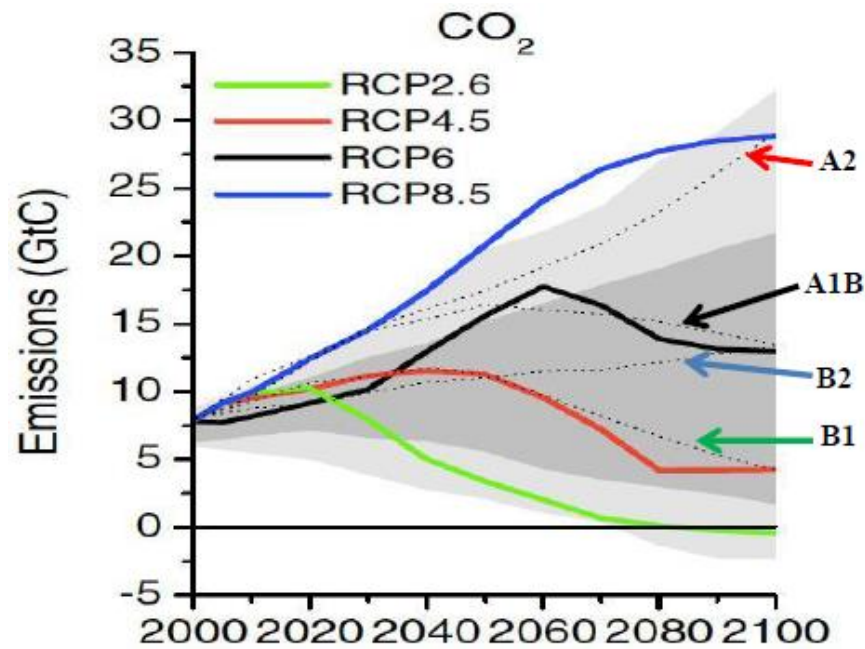


Figure 14 : Evolution des émissions suivant les différents scénarios (Mondon & Imbard, 2013)

2.3.3. Régionalisation des données issues des modèles de circulation générale

Dans le cadre de la réalisation des études, il est nécessaire de disposer d'informations climatiques aux échelles spatiales et temporelles adaptées aux modèles d'impact utilisés. En raison de leur temps de calcul élevé, les MCG sont appliqués à des résolutions grossières de 150 à 300 km en moyenne. Or, les modèles d'impacts simulent des processus intervenant à des échelles spatiales beaucoup plus fines, et sont sensibles à des variations climatiques à petite échelle (Boé *et al.*, 2007). Les simulations des MCG ne permettent pas de prendre en compte les caractéristiques physiographiques locales (usage des sols, topographie, hydrographie...), modifiant le climat local (Storch Von, 1992). Cela aboutit à des biais importants, sur les précipitations notamment, et donc interdit l'alimentation des modèles d'impacts à partir de ces données. Il devient alors nécessaire de définir le scénario climatique à l'échelle régionale à partir des informations disponibles à l'échelle

Partie I : Généralités

globale : c'est la désagrégation spatiale du climat, réalisée selon deux grandes familles de méthodes : les méthodes de désagrégation statistique, et les méthodes de désagrégation dynamique (Boé *et al.*, 2007).

2.3.3.1. Désagrégation statistique du climat global

Ces méthodes consistent en la prédiction d'une variable d'intérêt à l'échelle locale, connaissant la distribution d'une autre variable, dite prédictive, à l'échelle globale. Ces méthodes reposent sur plusieurs hypothèses contraignantes pour leur utilisateur (Boé *et al.*, 2007):

- la variable prédictive doit être fortement liée au climat local et simulée de façon réaliste par le modèle climatique global ;
- la relation entre la variable prédictive et le climat local est supposée constante dans le temps ;
- la variable prédictive doit être sensible aux changements climatiques.

2.3.3.2. Désagrégation dynamique du climat global

Il s'agit ici de simuler directement le climat à une résolution plus haute, ce qui est en théorie possible en augmentant la résolution du modèle climatique global (MCG), mais qui peut devenir très coûteux en temps de calcul. Des alternatives existent :

- augmenter la résolution du MCG sur une zone précise, en diminuant la maille au fur et à mesure qu'on s'éloigne de cette zone ; on parle alors de modèle à résolution variable ;
- utiliser un modèle climatique régional (MCR) sur une zone géographique limitée ; celui-ci est alors forcé à ses frontières par le MCG.

Cette dernière approche présente l'avantage de reproduire à l'échelle locale les variables climatiques correspondantes. Dans le cadre de cette étude, l'approche de la modélisation régionale sera utilisée. Cette méthode permettra d'obtenir les tendances climatiques au niveau de chaque station d'observation avec plus de précision.

2.3.4. Biais des sorties des modèles climatiques régionaux (MCR)

Malgré les efforts de plus en plus croissants pour prendre en compte au mieux les processus physiques qui déterminent le climat, un modèle climatique reste une simplification d'un système assez complexe (Homsy *et al.*, 2020; GIEC, 2022). Le nombre de degrés de liberté des modèles

Partie I : Généralités

actuels est sans nul doute très inférieur à l'infinité de facteurs intervenant dans l'évolution du climat. De nombreux biais viennent donc entacher les résultats des modèles. Ainsi, plusieurs travaux ont démontré que les sorties des modèles climatiques régionaux (MCRs) ne peuvent pas être utilisées directement comme entrées des modèles d'impact en raison des biais systématiques qu'elles comportent (Piani *et al.*, 2010 ; Hagemann *et al.*, 2011 ; Chen *et al.*, 2013 ; Kim *et al.*, 2015 ; Mbaye *et al.*, 2016 ; Famien *et al.*, 2018). Ces biais proviennent de différentes sources comme :

- les erreurs transférées des MCGs vers les MCRs (problème de conditions aux limites),
- les propriétés de la surface du sol qui ne sont pas suffisamment prises en compte (comme l'orographie),
- les erreurs dues aux résolutions numériques et à la paramétrisation des modèles (Frei *et al.*, 2003 ; Wetterhall *et al.*, 2012 ; N'Tcha M'Po, 2016). Ces erreurs des MCRs dépendent également des variables simulées et peuvent être importantes pour les précipitations en raison de leur nature hautement non linéaire et de leur grande variabilité spatiale (Fowler & Ekström, 2009 ; Famien *et al.*, 2018) ; ce qui d'ailleurs les rend fortement dépendant de la résolution du modèle. Il est donc nécessaire de procéder à une correction des différents biais afin d'approcher au mieux la statistique des données simulées à la statistique des données issues des observations.

Pour améliorer la qualité des sorties de ces modèles, plusieurs méthodes sont développées. La plupart des méthodes de correction sont des méthodes statistiques et ne sont donc pas basées sur le fonctionnement du climat. La mise en œuvre de telle ou telle méthode dépend de la variable et des données de référence disponibles. Dans les bassins versants de l'Afrique de l'Ouest, certaines méthodes statistiques ont été déjà utilisées avec succès sur le bassin du fleuve Sénégal (Mbaye *et al.*, 2016) sur le bassin versant du fleuve Oti au Togo ((Kwawuvi *et al.*, 2022), sur les bassins versants du fleuve Sassandra (Coulibaly *et al.*, 2018 ; Santé, 2021) et de la rivière Davo en Côte d'Ivoire (Kouamé, 2017). A côté des méthodes statistiques, il y a les méthodes à base physique qui, à la différence des méthodes statistiques, intègrent la physique des processus qui modulent le climat. Du fait de l'insuffisance des données nécessaires pour la prise en compte de la physique des processus influençant le climat, ces dernières approches sont rarement utilisées en Afrique de l'Ouest. Dans cette étude la méthode de correction des biais sera utilisée.

Partie I : Généralités

2.3.5. Impacts des changements climatiques sur les ressources en eau de surface

La littérature mentionne que plusieurs études ont été réalisées sur l'impact des changements climatiques sur les ressources en eau des bassins versants ouest africains.

Les résultats montrent qu'au niveau des écoulements des grands cours d'eau, les variations évoluent à la baisse. À l'horizon 2080-2099, les écoulements en Afrique de l'Ouest, calculés sur la base du scénario d'émission A1B, pourraient baisser jusqu'à 50 % (IPCC, 2008).

En Côte d'Ivoire, la baisse des écoulements peut atteindre la barre des 20 %. Spécifiquement le régime des écoulements à l'horizon 2075 du Bandama à Marabadiassa pourrait diminuer de 22 % ; ceux du Sassandra à Piéblé et à Kahin baisseraient respectivement de 8,4 % et de 6,9 % (Goula *et al.*, 2006). Sur le bassin versant de Comoé, Kouakou *et al.* (2014) ont également utilisé le modèle climatique régional RegCM3 conduit par le modèle global ECHAM5, le scénario d'émission A1B et le modèle hydrologique global GR2M pour évaluer les effets des changements climatiques sur les périodes 2031-2040 et 2091-2100. Les résultats de cette étude montrent que les précipitations annuelles diminueraient de 3 % sur la période 2031-2040 et de 7 % sur la période 2091-2100. Sur ces périodes futures 2031-2040 et 2091-2100, les températures annuelles vont augmenter respectivement de 0,6°C et de 3,6°C. Les écoulements pourraient baisser de 13,8 % à 19,2 % sur la période 2031-2040 et augmenter de 37,3 % à 41,5 % sur la période 2091-2100. Les résultats des études menées par Soro *et al.* (2017) sur l'impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin versant du Bandama avec le modèle climatique global HadGEM2-ES selon les scénarios RCP 4.5 et 8.5 et le modèle hydrologique GR2M indiquent que la température pourrait atteindre 1,2 °C et 3 °C. Ces augmentations seront plus importantes dans le Nord que le Sud du bassin. Les projections climatiques faites par certains auteurs montrent que les ressources en eau sont vulnérables et peuvent être fortement affectées par les changements climatiques.

Les premières études sur l'impact des changements climatiques sur les écoulements du bassin versant du fleuve Sassandra pour les décennies à venir ont été réalisées par Ardoin (2004). Il ressort de cette étude que le débit des rivières et la disponibilité en eau augmenteraient de 10% à 13% durant la première moitié du 21^{ème} siècle (horizon 2050) avant de diminuer à l'horizon 2080 par rapport à la période de référence 1971-1995. Koua (2014) a évalué les impacts possibles du changement climatique sur la ressource en eau du bassin versant de Buyo en 2050 et 2080, selon le scénario A1B du modèle climatique global UKMO-HadGEM1 et le modèle hydrologique semi-distribué SWAT. Ces études révèlent une baisse des précipitations de 10,27 à 14,90% respectivement aux horizons 2050 et 2080. Une baisse du ruissellement allant de 27,73% à 39,95% est également prévue aux mêmes horizons. Des études récentes ont été réalisées sur le bassin

Partie I : Généralités

versant du Sassandra par Coulibaly *et al.* (2018). Ces auteurs ont utilisé le modèle climatique régional RegCM4 selon les nouveaux scénarios climatiques RCP 4.5 et 8.5 et le modèle hydrologique GR2M pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources en eau du bassin versant du Sassandra sur la période 2021-2040 (Horizon 2030), 2041-2060 (Horizon 2050). Ces résultats ont montré une réduction du débit annuel par rapport à la période de référence (1961–1980). Pour le scénario RCP 4,5, les valeurs observées passent de 1,2 % en 2030 à 2,3 % en 2070 et s'élèvent à 1,2 % en 2030 2,1 % en 2090. En ce qui concerne le scénario RCP 8.5, on constate une variation de 4,2 à 7,9 % à l'horizon 2030 et 2090. Les études de Yao (2015) sur le bassin versant de la rivière Lobo à Loboville qui fait l'objet de cette étude, ont été réalisées à l'aide du modèle climatique régional RegCM3 sous le scénario d'émission A1B. Les résultats obtenus montrent que les températures pourraient augmenter de 0,6°C à 1,5°C à l'horizon 2035-2050 et de 2,9°C et 4,7°C à l'horizon 2085-2100 par rapport à la référence 1990-2005. Les précipitations ont, quant à elles, un caractère plus variable que les températures. En effet, la tendance est soit à la hausse (horizon 2010-2025), soit à la baisse (horizons 2035-2050 et 2085-2100). En définitive, les changements climatiques ont un impact réel sur les ressources naturelles et en particulier sur les ressources en eau superficielle. Au niveau de cette zone d'étude, l'impact du changement climatique sur les ressources en eau sera donc mis en évidence. Toutes les études qui ont été réalisées sur le bassin versant de la rivière Lobo n'ont pas effectué une combinaison de modèles climatiques régionaux et de modèles distribués pour évaluer l'impact du changement climatique sur les ressources pour une meilleure gestion.

2.4. Modélisation de la dynamique de l'occupation du sol

Au cours des dernières décennies, plusieurs modèles ou applications peu utilisés auparavant ont été développés. La modélisation prospective a pour but d'imaginer les futurs possibles de l'occupation du sol suivant divers scénarios définis par l'utilisateur. Les applications et modèles prospectifs sont aujourd'hui des outils de planification et de gestion territoriale. La modélisation spatialement explicite du changement d'occupation/utilisation des sols, parlent du « système d'utilisation du sol » qui opère dans l'interface des « systèmes social et naturel » (Veldkamp & Lambin, 2001). Le fait de pouvoir représenter l'organisation paysagère et planifier les évolutions possibles permet de détecter où peuvent survenir les changements, caractériser ces derniers de manière qualitative et quantitative :

- quelles transitions vont s'opérer ?

Partie I : Généralités

- qu'est ce qui ne changera pas ?
- quelle surface peut être concernée par telle ou telle transition ?

Une vision future permet une meilleure planification territoriale. Dans le cadre de cette étude, c'est la modélisation dynamique qui nous intéresse. Pour la modélisation des changements d'occupation et d'utilisation des sols, plusieurs modèles ou applications sont généralement utilisés.

2.4.1. CA-Markov

CA-Markov est une procédure de prédiction de changements d'occupation et d'utilisation des sols combinant chaînes de Markov (quantité), évaluation multicritère (EMC) (localisation) et filtrage, une procédure qualifiée par les éditeurs du logiciel Tserret (Eastman, 2016). Les chaînes markoviennes analysent deux images d'occupation du sol correspondant à deux dates différentes et produisent, pour une date future choisie deux matrices de transition (probabilité et surface concernée en pixels pour la persistance et la transition), et un ensemble d'images de probabilité conditionnelle (Eastman, 2016). Elles permettent « de calculer un état futur à partir de l'état présent connu, en se basant sur l'observation des évolutions passées et leur probabilité » (Antoni, 2006). Les limites de l'analyse markovienne caractérisées par la non-allocation spatiale de ces transitions peuvent être corrigées en ayant recours à une évaluation multicritère (Olmedo *et al.*, 2007).

2.3.2. Land Change Modeler (LCM)

Land Change Modeler a été développé afin d'étudier les changements d'occupation et d'utilisation des sols, de projeter leur dynamique dans le futur et d'en évaluer l'impact sur la biodiversité (Eastman, 2016). Ce modèle utilise les chaînes de Markov pour estimer les quantités de changement et le modélisateur doit intégrer les quantités (en pixels) de changements pour chaque année de simulation. Ce modèle se base sur la mise en place de sous-modèles et l'identification de variables explicatives préalablement testées. LCM met en œuvre des méthodes et techniques classiques pour la modélisation (chaînes de Markov, analyse statistique et réseau de neurones multicouches, automates cellulaires et allocation multi-objectifs) (Dodane *et al.*, 2014). Le principe général de LCM est d'utiliser l'observation des changements de types d'occupation du sol passés, appelés transitions d'un état à un autre, pour construire un modèle de répartition de l'occupation du sol dans le futur sur le territoire, en fonction de facteurs déterminés (physiques, géographiques, etc.). Pour modéliser les changements d'occupation et d'utilisation des sols, LCM utilise soit la

Partie I : Généralités

technique des réseaux neuronaux artificiels multicouches (Multi-Layer Perceptron ou MLP), soit une régression logistique.

2.4.3. Automate Cellulaire (AC)

L'Automate Cellulaire (AC) est une autre forme de modèles stochastiques qui discrétise un espace continu en une série de cellules. La littérature scientifique faisant usage des AC est abondante. L'apport des AC dans l'analyse des processus écologiques réside dans la considération des interrelations spatiales entre les communautés végétales et les effets de voisinage qui les caractérisent. L'AC est né de la convergence d'idées de Von Neumann qui cherchait à résoudre le problème de l'auto-production du vivant en travaillant sur les objets géométriques récursifs. L'AC peut se définir comme un outil informatique représentant un espace discret et défini à une, à deux, voire trois dimensions composées par juxtaposition immédiate de « cellules » triangulaires, carrées ou hexagonales ayant un ensemble d'états discrets et finis. Il est régi par un ensemble d'états, un ensemble de règles de transition des états et un mécanisme d'évolution temporelle gérant les transitions d'états des cellules. Il est constitué de cellules vivantes et mortes. La durée de vie des cellules (individus) est régie par une fonction aléatoire gaussienne définie par une espérance de vie et un écart-type qui est propre à sa classe. Chaque individu possède une durée maximale de vie qui lui est donnée à sa naissance, en fonction de l'espérance et de l'écart-type de sa classe. Si les conditions d'environnement sont défavorables, il peut mourir prématurément. A chaque instant, un individu possède une force de vie. Lorsque la force de vie d'un individu est épuisée, celui-ci meurt et se transforme dans un autre état qui est propre à sa classe. Les chaînes de Markov sont utilisées en couplage avec ce modèle pour obtenir des probabilités de transition pour les différents états de l'occupation des sols jusqu'à une date $t+n$, à l'aide des changements observés entre $t-n$ et t (Camacho *et al.*, 2008).

L'évaluation des modèles est basée sur la comparaison entre la carte simulée et une carte de la situation réelle observée (carte réelle). L'évaluation peut concerner la ou les carte(s) de probabilité de changement ou les cartes des futures occupations et utilisations des sols. Dans le premier cas, la carte des probabilités de changement est comparée avec la carte de la situation réelle. Dans le second cas, les cartes simulée et réelle sont comparées. Toutefois, la dynamique du système repose sur des interactions locales entre les entités spatiales, ce qui implique une homogénéité des comportements individuels et met en évidence la difficile prise en compte des interactions sociales

Partie I : Généralités

entre les entités d'un système (Bonneyoy *et al.*, 2001; Corgne, 2004 ; Maestripieri & Paegelow, 2013 ; Boussougou, 2017).

2.4.4. Réseaux de neurones artificiels

Les réseaux de neurones ont été les premiers à connaître un essor important. Leur création est issue des premières tentatives de modélisation des principes de base régissant le fonctionnement du cerveau même si leur champ d'application s'est, depuis, considérablement élargi, notamment au traitement de données statistiques. Un neurone est une cellule qui concentre des signaux, qui les traite et qui les traduit en une réponse (Koffi *et al.*, 2014 ; Brou, 2019). Selon Coulibaly *et al.* (1999) ; Koffi *et al.* (2014), un réseau de neurones est défini comme un assemblage d'éléments de structure identique appelés cellules (ou neurones) interconnectées à l'instar des cellules du système nerveux des vertébrés. Ces neurones opèrent en parallèle et sont connectés entre eux par des poids. C'est un système d'opérateurs non linéaires interconnectés, recevant des signaux de l'extérieur par ses entrées, et délivrant des signaux de sortie, qui sont les activités de certains neurones. Plusieurs auteurs se sont inspirés des neurones biologiques pour mettre au point les neurones formels ou artificiels. Comme dans la nature, le fonctionnement du réseau (de neurones) est fortement influencé par la connexion des éléments entre eux. On peut entraîner un réseau de neurones pour une tâche spécifique (reconnaissance de caractères par exemple) en ajustant les valeurs des connexions (ou poids) entre les éléments (neurones). Des similitudes ont donc été établies entre les éléments des neurones biologiques et les composantes des Neurones Formels ou Artificiels (Figure 15).

Partie I : Généralités

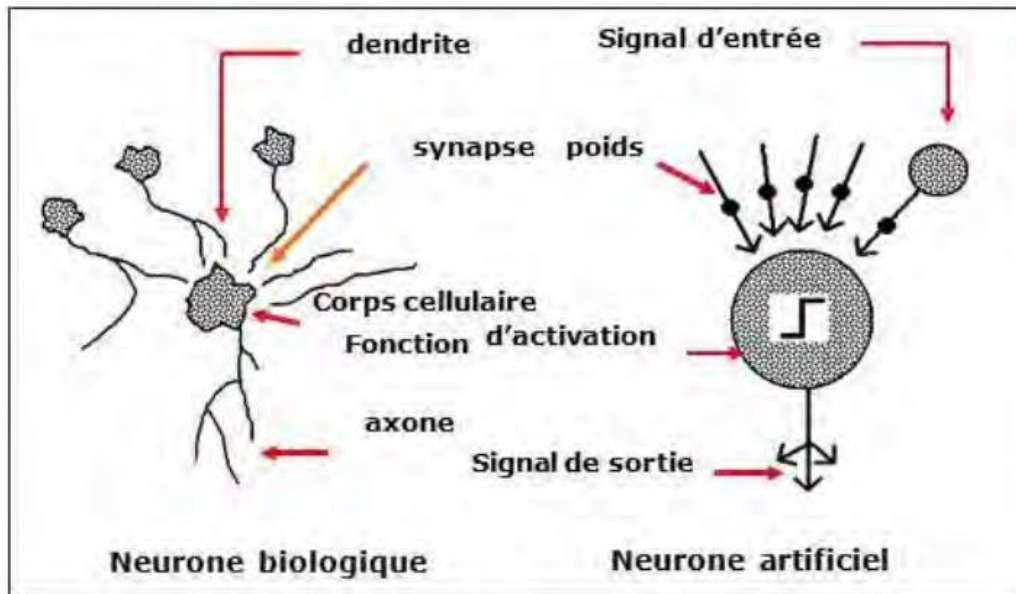


Figure 15 : Analogie entre neurone biologique et neurone formel (Bamba *et al.*, 2008; Koffi *et al.*, 2014)

2.4.5. Système multi-agent (SMA)

Les modèles multi-agents (ou Systèmes Multi-Agents – SMA) sont des modèles à base d'intelligence artificielle (Bonnefoy *et al.*, 2001; Andrieu *et al.*, 2018; Vignal, 2020). Ces modèles permettent d'appréhender et de représenter des systèmes complexes et dynamiques en modélisant directement les individus, leurs comportements et leurs interactions. Dans ce modèle, il y a deux types d'agents :

- les agents réactifs
- les agents cognitifs.

Les premiers se limitent à réagir à des stimuli externes pour mettre en œuvre une action. Les seconds ont une capacité à mémoriser des connaissances sur l'environnement et les autres agents à avoir une représentation du milieu dans lequel ils évoluent. A l'inverse des automates cellulaires, les SMA sont fondés sur le principe d'interaction soit entre les agents par le biais des messages, soit entre l'agent et son environnement par l'intermédiaire de signaux. Ici l'interaction n'est plus limitée à un voisinage, ni même à une relation spatiale. Dans ce modèle, chaque agent a des informations ou des capacités de résolution de problèmes limitées, ainsi chaque agent a un point de vue partiel. Il n'y a aucun contrôle global (données décentralisées et calcul asynchrone).

Partie I : Généralités

2.4.6. Dinamica – EGO

Dinamica– EGO n'est pas un modèle à proprement parler. C'est un langage de programmation visuel ou logiciel qui met à disposition de l'utilisateur une série d'outils permettant de concevoir un modèle. Parmi ces outils et à l'image d'un langage de programmation, on retrouve des :

- structures de contrôle (boucles de recherche, boucles systématiques) ;
- outils de gestion de données (lecture et écriture d'un fichier, conversion) ;
- variables de type entiers, décimaux, tuples, tables, cartes, etc. ;
- contrôleurs pouvant s'apparenter à des fonctions (outils d'algèbre de cartes, calcul de distances, etc.) ;
- conteneurs spécifiques au logiciel (conteneurs de sous-régions, conteneurs de dossier de travail) ;
- contrôleurs plus complexes adaptés à la modélisation (automates cellulaires, outils de gestion des quantités de changement, outils de calcul de cartes de probabilités).

Dinamica-EGO produit des scripts dans un langage de programmation qui lui est propre, l'EGO. Dinamica-EGO en fait une solution logicielle performante pour qui veut concevoir des modèles spécifiques et personnalisés tout en bénéficiant d'outils propres à la modélisation des changements d'occupation des sols. Depuis les premières versions de Dinamica-EGO au début des années 2000, de nombreux travaux de simulation ont été réalisés grâce à ce logiciel (Wang *et al.*, 2016 ; Hemati *et al.*, 2020 ; González-González *et al.*, 2021). A l'origine, Dinamica-EGO était utilisé par les initiateurs pour modéliser les zones de forêt au Brésil. Mais, aujourd'hui, cet outil est de plus en plus utilisé, y compris pour simuler des changements dans le cadre de thématiques différentes, comme l'urbanisation (Mas *et al.*, 2014). La souplesse du logiciel le rend attractif auprès des utilisateurs relevant du cadre de la démarche prospective. Dans la littérature, de nombreux travaux rendent compte de résultats de simulations scénaristiques par le biais de l'ajustement des matrices de transitions (Soares-Filho *et al.*, 2010) ou de l'altération des cartes de probabilités ou des poids d'évidences, notamment afin de modéliser des restrictions légales comme des zones protégées (Soares-Filho *et al.*, 2010).

2.5. Modélisation hydrologique

Le choix d'un modèle hydrologique dépend des échelles spatiales et temporelle auxquelles il sera appliqué. Il existe un nombre important de modèles hydrologiques conceptuels, certains étant

Partie I : Généralités

utilisés opérationnellement pour la prévision hydrologique. A l'échelle mondiale, les modèles les plus utilisés sont TopModel (Beven *et al.*, 2020), SHE (Abbott *et al.*, 1986), SAC-SMA (Burnash, 1995), HBV (Mendez & Calvo-Valverde, 2016), SSARR (Speers, 2013), HEC-HMS (USACE, 2000), SWAT (Arnold *et al.*, 1993). En bout de piste, les raisons pour choisir un modèle se rapportent souvent à des considérations générales, non numériques, qui peuvent être de nature théorique ou purement contextuelle.

Les modèles distribués sont couramment utilisés et sont en constant développement, il est pratique, pour des considérations d'ordre contextuel, de choisir un modèle pour lequel il existe des canaux facilitant l'échange entre les développeurs et les utilisateurs.

2.5.1. Classification des modèles

Il existe une classification des modèles en fonction des données qu'ils intègrent. Par exemple, lorsque la modélisation est liée aux caractéristiques morphologiques du bassin versant ou partie du bassin versant étudié, alors le modèle peut être classifié comme (i) global, (ii) distribué, (iii) semi-distribué, (iv) stochastique et (v) déterministe.

2.5.1.1. Modèle global

Aussi appelé modèle "boîte noire", le modèle global intègre les propriétés du bassin versant et des forçages et les résume de telle sorte que la relation soit directe entre pluie et débit (Galdos, 2006). Les équations intègrant ces modèles sont des équations différentielles ordinaires ne prenant pas en compte la variabilité spatiale de processus, des entrées, des conditions aux limites et des caractéristiques géométriques du système (Borrell, 2004). Ces modèles qui décrivent les processus sous forme d'équations simplifiées issues de raisonnements empiriques présentent des limites en cas de spécificités locales sur le comportement hydrologique général. Les modèles GR (Génie Rural), HEC-1 (Hydrologic Engineering Center) IHACRES (Identification of unit Hydrographs and Component flow from Rainfalls, Evaporation and streamflow data) sont des modèles globaux utilisés pour la modélisation d'hydrosystèmes (Croke *et al.*, 2006 ; Halwatura & Najim, 2013 ; Djellouli *et al.*, 2015 ; Coulibaly *et al.*, 2018 ; Yao *et al.*, 2019 ; Castro & Maidment, 2020).

2.5.1.2. Modèle distribué

Le modèle distribué prend en compte la variabilité spatiale des processus et/ou des variables d'entrées et/ou des conditions aux limites et/ou des caractéristiques du bassin versant (Arnold *et*

Partie I : Généralités

al., 1993 ; Morin *et al.*, 1995 ; Kouadio, 2011 ; Twisa *et al.*, 2020). Pour représenter les hétérogénéités présentes dans le bassin, le modèle nécessite des données géographiques et/ou des mesures *in situ*. Le modèle distribué peut offrir des avantages tels que (i) capturer efficacement la variabilité spatio-temporelle des composantes du cycle de l'eau et (ii) permettre d'étudier les conséquences du changement d'échelle (Im *et al.*, 2009 ; Kiprotich *et al.*, 2021). L'intérêt de ces modèles, du fait qu'ils puissent intégrer l'évolution spatiale du système (exemple : changement d'occupation du sol), est de pouvoir les utiliser pour tester des scénarios futurs (Ghaffari *et al.*, 2010; Näschen *et al.*, 2019; Kiprotich *et al.*, 2021). Les modèles de cette catégorie sont : le modèle SHE (Système Hydrologique Européen), le modèle SRM (Snowmelt Runoff Model), le modèle HYDROTEL et le modèle MORDOR-TS.

2.5.1.3. Modèle semi-distribué

Le modèle semi-distribué prend naissance lorsque certains paramètres du système sont globalisés. Ce modèle tient compte de la variabilité spatiale en regroupant des comportements hydrologiques définis comme similaires. Le modèle CEQUEAU, TOPMODEL (TOPography based hydrological MODEL) et HEC-HMS (Hydrologic Engineering Center - Hydrologic Modeling System), le modèle SWAT sont deux exemples d'application de modèles semi-distribués (Choi & Beven, 2007 ; Lin *et al.*, 2013; Halwatura & Najim, 2013 ; Castro & Maidment, 2020). Le modèle hydrologique utilisé dans le cadre de cette étude est le modèle semi-distribué CEQUEAU. Ce modèle a été développé à l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-Eau) au Québec (Canada) par Morin *et al.* (1995). L'utilisation des modèles hydrologiques distribués est devenue très fréquent car ils permettent non seulement de décrire la situation passée mais aussi de tester les scénarios futurs en tenant compte des données physiographiques de la zone d'étude. (Yan *et al.*, 2013 ; Mehdi *et al.*, 2015 ; Shrestha & Htut, 2016). Le modèle CEQUEAU est un modèle discrétisé au pas de temps journalier à vingt huit (28) paramètres (Kouadio, 2011). Le module de fonte de neige est régi par sept paramètres alors que le cycle hydrologique représenté par les réservoirs sol-nappes est décrit par treize (13) paramètres. Parmi ces paramètres, trois peuvent être variables dans l'espace. Il s'agit du coefficient de percolation du réservoir sol vers le réservoir nappe, *CIN*, de la fraction de surface imperméable, *TRI*, et du paramètre d'ajustement des coefficients de transfert d'un carreau partiel à un autre, *EXKT*. Six (6) paramètres gouvernent l'évapotranspiration et deux (2) autres sont utilisés pour la prise en compte des gradients de température et de pluie.

2.5.1.4. Modèle stochastique

Un modèle stochastique présente au moins sur un de ses paramètres ou une variable aléatoire. De ce fait, les valeurs ou ordres de grandeurs en sortie du modèle sont aussi des variables aléatoires (Gaume, 2007). Cette approche probabiliste est utilisée lorsque le phénomène étudié est aléatoire (Ledoux *et al.*, 2007). MODCOU est un exemple de modèle stochastique (Ledoux *et al.*, 2007 ; Coustau *et al.*, 2015).

2.5.2. Impacts de la dynamique de l'occupation du sol sur la réponse hydrologique d'un bassin versant

Le couvert végétal et sa modification influent tant sur la quantité que sur la qualité des cours d'eau. Par exemple, un couvert forestier intercepte davantage les précipitations et prive le sol d'une quantité d'eau non négligeable. A l'inverse, pour un même évènement pluvieux, un sol cultivé recevra davantage d'eau, donc la quantité d'eau ruisselée ou percolée sera, elle aussi plus élevée (Ghaffari *et al.*, 2010 ; Mehdi *et al.*, 2015 ; Zabalza-Martínez *et al.*, 2018 ; Näschen *et al.*, 2019). La diminution du couvert végétal (conversion d'une forêt en surface cultivée par exemple) implique de nombreux impacts : érosion et amincissement des sols, transports sédimentaires, apparition éventuelle d'une croûte de battance favorisant le ruissellement, et au final, une accélération de la réponse hydrologique (Meledje *et al.*, 2014; Kamagate *et al.*, 2020).

Bien qu'une déforestation pourrait engendrer une augmentation du débit, de nombreux autres paramètres sont à prendre en compte. Dans sa revue bibliographique, Andréassian (2004) souligne ainsi les effets encore mal connus de la densification et du vieillissement des forêts sur la réponse hydrologique face à un changement d'occupation du sol. L'auteur note également le rôle des caractéristiques climatiques, physiologiques (essences végétales présentes) ou du type de sol, dont les caractéristiques physiques (infiltrabilité, capacité de rétention) régulent les écoulements (Musy & Higy, 2004).

Les études menées en Afrique par plusieurs auteurs montrent que l'amplification des déficits pluviométriques sur les écoulements serait liée à l'effet conjugué de la variabilité climatique et de la dynamique de l'occupation du sol (Kouadio, 2011 ; Chiarelli *et al.*, 2016 ; Gauze *et al.*, 2018 ; Yifru *et al.*, 2021 ; Onyutha *et al.*, 2021).

En Côte d'Ivoire, de nombreuses études se sont penchées également sur la question de l'impact de la dynamique de l'occupation du sol sur la réponse hydrologique des bassins versants. En effet, les études de Kouadio (2011) sur l'évaluation du comportement hydrologique des bassins de l'Agneby

Partie I : Généralités

et du Boubo à l'aide du modèle CEQUEAU ont montré que la dégradation des surfaces sur la période 1990-2001 a conduit à une réduction des lames d'eau évapotranspirée et infiltrée respectivement de 1,3 mm et de 0,3 mm et une augmentation de la lame d'eau écoulée de 1,7 mm. Sur le Boubo, ces résultats ont montré une réduction des lames d'eau évapotranspirée et infiltrée respectivement de 1,5 mm et de 1,2 mm et une augmentation de la lame d'eau écoulée de 2,7 mm. L'importance de la lame d'eau écoulée sur les bassins est la preuve que la mise à nu de la surface des bassins favorise la transformation de la pluie en débit, d'où la fréquence des phénomènes d'inondation. Le modèle hydrologique CEQUEAU a également été utilisé récemment sur le bassin versant du Davo par Kouamé (2017) pour évaluer le comportement hydrologique du bassin versant face aux effets séparés des changements d'occupation du sol et des changements climatiques en tenant compte des sorties de modèles climatiques globaux (MPI-ECHAM5 ; GFDL-CM2.1 ; CSIRO-MK3.0 ; UKMO-HadCM3) sous les anciens scénarios climatiques (A2 ; B2). Les impacts des changements d'occupation du sol montrent que le scénario avec moins de surface forestière produit des débits élevés que celui avec plus de surface forestière. Dans l'ensemble, les changements climatiques, ont des impacts plus importants sur l'hydrologie du bassin que les changements d'occupation du sol.

Bien que les études de Kouadio (2011) et de Kouamé (2017) soient pertinentes, elles présentent des limites. En effet, Kouamé (2017) a utilisé des sorties de modèles climatiques globaux avec des résolutions assez grossières qui peuvent avoir une influence sur la précision des résultats.

Aussi, l'impact du changement climatique et de la dynamique de l'occupation du sol sur les ressources en eau ont-ils été réalisées séparément en utilisant les paramètres calibrés du modèle CEQUEAU. Dans le cadre de cette thèse nous essayerons d'étudier la réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. Le comportement hydrologique du bassin versant sous l'effet combiné du changement climatique et de l'utilisation du sol sur les apports d'eau dans la retenue d'eau de la rivière Lobo à l'aide du modèle CEQUEAU sera réalisé. Le modèle CEQUEAU permet de :

- suivre dans le temps et dans l'espace la formation et l'évolution des écoulements ;
- fournir les débits à n'importe quel point du réseau de drainage ;
- introduire d'éventuelles modifications artificielles afin d'apprécier leur impact sur l'écoulement à l'exutoire des bassins (Kouadio, 2011).

2.6. Transport solide dans les rivières

Partie I : Généralités

2.6.1. Classification des sédiments

Une large gamme de tailles de sédiments est rencontrée en rivière. Des classes de matériaux peuvent être définies à partir de leur taille, représentée par un diamètre équivalent. En effet, les particules naturelles ne sont pas de forme sphérique, mais plutôt ellipsoïdale. La classification des sédiments de Wentworth (1996) distingue les :

- galets : $64 \text{ mm} < d < 256 \text{ mm}$
- cailloux : $4 \text{ mm} < d < 64 \text{ mm}$
- graviers : $2 \text{ mm} < d < 4 \text{ mm}$
- sables : $62 \text{ }\mu\text{m} < d < 2 \text{ mm}$
- limons : $4 \text{ }\mu\text{m} < d < 62 \text{ }\mu\text{m}$
- argiles : $d < 4 \text{ }\mu\text{m}$

Les limons et argiles sont souvent appelés « sédiments fins ». Du fait de leur propriétés cohésives, les particules fines ont la capacité de s'agréger en floes (Migniot, 1968). La limite entre les sédiments cohésifs et non cohésifs n'est pas clairement définie, et varie en fonction des matériaux. De nombreux auteurs associent cette limite à la limite entre les limons et les sables (autour de $60 \text{ }\mu\text{m}$). Néanmoins, les propriétés cohésives d'un mélange d'argile et de limon sont principalement liées à la présence d'argile. Cependant, les limons grossiers sont plus proches des sables que des argiles (Mehta, 1986). Ce caractère cohésif des particules confère aux dépôts des propriétés de consolidation. Les dépôts se compactent sous l'effet du poids de la matière. La consolidation contrôle les variations de niveau du lit et le début de transport des sédiments (Berlamont *et al.*, 1993).

2.6.2. Modes de transport des sédiments

Dans les cours d'eau, on distingue trois modes de transport des sédiments, dépendant de la taille des particules, des conditions hydrauliques et des apports provenant de l'amont (Figure 16).

- **transport par suspension** concerne les particules du lit qui sont maintenues en suspension dans la colonne d'eau sous l'effet des fluctuations turbulentes, sans contacts répétés avec le lit. La distribution verticale de la concentration de sédiments en suspension montre généralement une concentration plus forte près du fond, qui décroît en se rapprochant de la surface (Van Rijn, 2007). Ce gradient vertical de concentration résulte de l'action

Partie I : Généralités

contradictoire des effets de gravité associés à la chute des particules et des effets de flottabilité associés à la turbulence de l'écoulement. Ce mode de transport concerne les particules relativement fines (argiles, limons et sables fins, ...).

- **transport par charriage** est le mode de transport sur le fond des particules grossières du lit (cailloux, graviers, sables). Les forces hydrodynamiques font bouger les particules par roulement, glissement ou petits sauts. La capacité de transport de l'écoulement correspond à la quantité de sédiments maximale qu'il peut transporter et dépend des conditions hydrodynamiques locales (Van Rijn, 1984). Lorsque des sédiments sont disponibles au fond du lit, le taux de transport par charriage est généralement égal à la capacité de transport.
- **transport par saltation** est parfois employé pour désigner un type de transport intermédiaire se produisant légèrement au-dessus du niveau où se développe le charriage. Certaines particules progressent par bonds successifs et se trouvent tantôt sur le fond et tantôt dans la colonne d'eau : c'est la saltation.

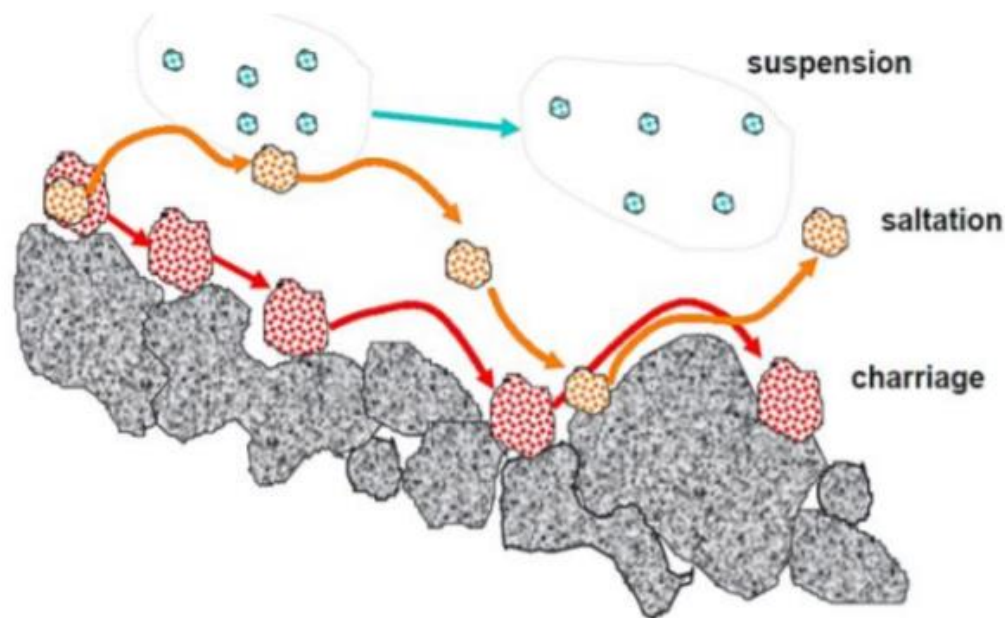


Figure 16 : Différents modes de transport solide en rivière (Goutx & Ladreyt, 2001)

2.6.3. Mise en mouvement des sédiments non cohésifs

En milieu naturel, les modes de transport par charriage et par suspension coexistent généralement du fait de la variabilité des conditions hydrauliques et des différentes classes de sédiments

Partie I : Généralités

transportés. Le phénomène prédominant pour une classe de sédiment donnée peut être déterminé à partir des conditions hydrauliques et de la granulométrie.

Un aspect fondamental de l'étude du transport de sédiments réside dans la définition de conditions critiques qui mènent à la mise en mouvement des sédiments. La mobilité des grains est gouvernée par l'écoulement et est le plus souvent caractérisée à partir de la contrainte hydraulique et de la granulométrie (Zhang *et al.*, 2017). La mise en mouvement des sédiments a lieu lorsque la contrainte hydraulique τ exercée par l'écoulement sur le fond dépasse une valeur critique τ_c . La contrainte peut être décomposée en contraintes d'origines différentes : une contrainte liée à la taille des grains du fond, une contrainte liée à la présence de formes de fond, une autre liée à la géométrie de la rivière. La contrainte efficace τ_{eff} est définie par Meyer-Peter & Müller (1948) comme la partie de la contrainte responsable de la mise en mouvement des grains. Il s'agit de la contrainte liée à la rugosité du fond. Lorsque la contrainte efficace est supérieure à la contrainte critique de mise en mouvement, les sédiments peuvent être transportés. La contrainte de cisaillement au fond critique τ_c est souvent discutée sous sa forme adimensionnée, correspondant au nombre de Shields (1936) :

$$\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gd} \quad (1)$$

Où d est le diamètre du sédiment, g est l'accélération de la pesanteur, et ρ et ρ_s sont respectivement les masses volumiques de l'eau et du sédiment. Le nombre de Shields (Figure 17) dépend principalement de la taille et des propriétés cohésives du sédiment. Le diagramme de Shields établit une relation entre le nombre de Shields critique et le nombre de Reynolds turbulent $R_* = du^*/\nu$.

$$u_* = \sqrt{\tau / \rho} \quad (2)$$

u_* , est la vitesse de cisaillement et ν est la viscosité cinématique du fluide, τ , la contrainte de cisaillement au fond.

Partie I : Généralités

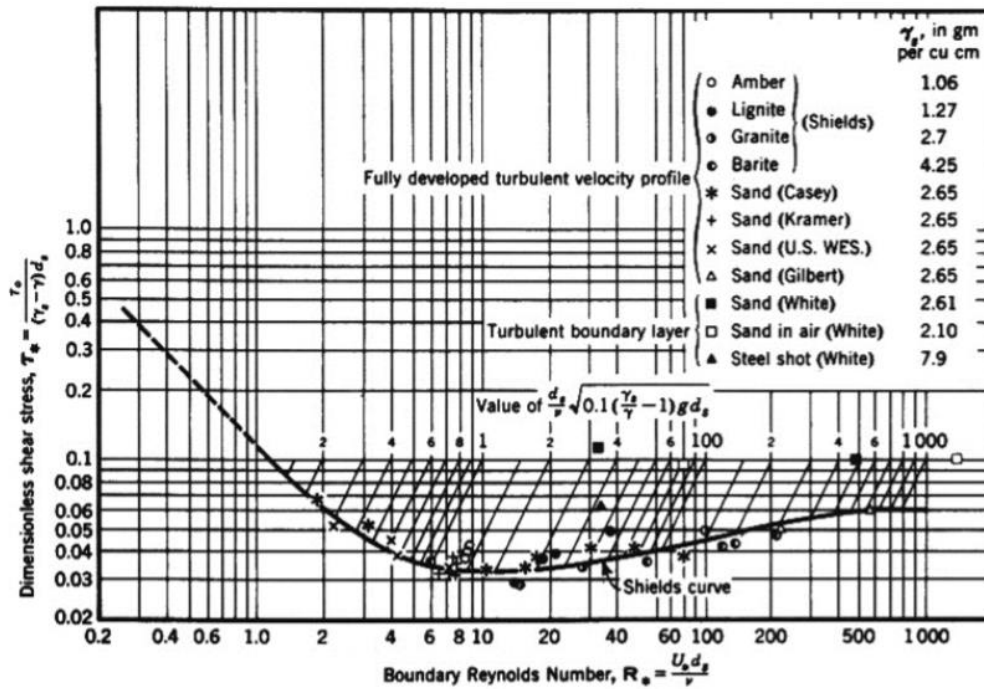


Figure 17 : Diagramme de Shields pour la mise en mouvement d'après Vanoni (2006)

2.6.4. Caractérisation des modes de transport

Le nombre de Rouse (1937) est un autre paramètre adimensionnel qui compare les effets de gravité aux effets turbulents :

$$R = \frac{w_s}{\kappa u_*} \quad (3)$$

Où w_s est la vitesse de chute du sédiment et $\kappa=0,4$ est la constante de Von Kármán, u_* , est la vitesse de cisaillement. Le nombre de Rouse permet de déterminer le mode de transport dominant des sédiments (Tableau II).

Tableau II : Nombre de Rouse et mode de transport associé d'après Van Rijn (2007)

Mode de transport	Nombre de Rouse
Charriage	$R > 5$
Suspension proche du fond	$2 < R < 5$
Suspension graduée	$0,1 < R < 2$
Suspension homogène	$0,1 > R$

Pour calculer le paramètre de Rouse, il est important de connaître la contrainte qui s'exerce sur le fond $u_* = \sqrt{\tau / \rho}$ mais aussi la vitesse de chute w_s des particules. La vitesse de chute w_s d'une

Partie I : Généralités

particule isolée dans un fluide au repos dépend principalement de sa taille mais aussi de sa forme, de sa densité et du fluide (Dietrich, 1982). Elle peut être estimée à partir de l'équilibre entre la gravité et les forces de traînée. En supposant une particule sphérique, on obtient la relation :

$$w_s = \sqrt{\frac{4}{3} \frac{1}{C_D} \frac{\rho_s - \rho}{\rho} g d} \quad (4)$$

Où C_D est le coefficient de traînée, ρ_s et ρ sont les masses volumiques respectives du sédiment et de l'eau, g est l'accélération de la pesanteur et d est le diamètre de la particule. L'inconnue principale est la valeur du coefficient de traînée C_D , dont l'expression analytique varie en fonction du nombre de Reynolds particulaire :

$$Re_p = \frac{w_s d}{\nu} \quad (5)$$

Où ν est la viscosité cinématique de l'eau. Deux comportements asymptotiques sont observés :

- le régime de Stokes ($Re_p < 1$), pour lequel l'écoulement autour de la particule est laminaire et le coefficient de traînée est inversement proportionnel au nombre de Reynolds particulaire $C_D = 24/Re_p$,
- pour $Re_p > 10^5$, le régime turbulent est parfaitement établi autour de la particule, et le coefficient de traînée est constant $C_D \approx 0,9$. Pour les nombres de Reynolds intermédiaires, le coefficient de traînée dépend de la forme des particules et s'exprime souvent à partir d'une loi associant ces deux comportements asymptotiques (Cheng, 1997; Camenen, 2007). La forme des particules affecte aussi ces valeurs (Dietrich, 1982; Camenen, 2007). Dans le cadre de cette étude, la vitesse de chute V des matières en suspension est étudiée comme une variable stochastique, il est constaté qu'elle suit une loi de probabilité en accord avec la loi gamma (Sanchez *et al.*, 2005 ; Sanchez, 2018).

2.6.5. Vitesse de chute des sédiments non cohésifs en eau calme

Lorsqu'on laisse tomber un granulat isolé dans un liquide au repos, ce granulat parvient à sa vitesse de chute limite lorsque la résistance que le liquide lui oppose devient égale à son poids apparent dans le liquide (Sanchez, 1992). En eau calme, une particule solide sphérique tombe sous l'effet de la gravité en étant retenue par la traînée hydrodynamique due à la vitesse de chute. La vitesse de

Partie I : Généralités

chute W est constante lorsqu'il équilibre deux forces (Bonnefille, 1992) ; d'une part, le poids apparent de la particule dans l'eau :

$$P = \frac{\pi}{6} (\rho_s - \rho_o) g D^3 \quad (6)$$

Où : D : diamètre de la particule

ρ_s : masse volumique de la particule (kg/m^3)

ρ_o : masse volumique de la phase liquide (kg/m^3)

Et d'autre part, la force de traînée hydrodynamique :

$$F = \frac{1}{2} \rho_o C_D \left(\frac{\pi D^2}{4} \right) W^2 \quad (7)$$

Où W : vitesse finale de chute des particules sphériques dans un liquide au repos (m/s),

C_D : coefficient de traînée.

Einstein (1950), Ling (1995) , Dey & Papanicolaou (2008) ont supposé que la force de traînée de l'écoulement sur les sédiments est proportionnelle à la surface des particules (figure 18). Pour des corps immergés dans des fluides incompressibles et homogènes, le coefficient de traînée dépend de forces de viscosité et de la géométrie du corps : $C_D : C_D$ (géométrie)

Où :

R_D : nombre de Reynolds associé à la vitesse de chute des particules,

ν : coefficient de viscosité cinématique du fluide

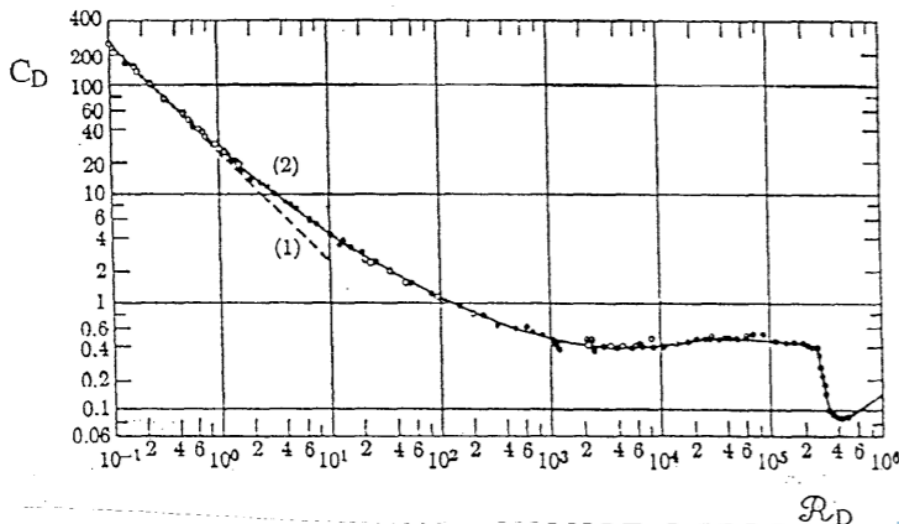


Figure 18 : Coefficient de traînée C_D pour des sphères en fonction du nombre de Reynolds R_D

Partie I : Généralités

Courbe (1) : Loi de Stokes et courbe (2) : données expérimentales (Daily & Harlemann, 1966)

2.6.6. Vitesse de chute des sédiments cohésifs en eau calme

La vitesse de chute des particules en suspension est très lente (l'ordre de quelques micromètres par seconde). En revanche, dans les cours d'eau naturels, les matières en suspension se rassemblent en agrégats issus de l'érosion des sols compacts pouvant atteindre les diamètres de 0,5 et 1,5 mm. Les vitesses de chute des sédiments naturels sont ainsi 10 à 100 000 fois plus grandes que celles des particules individuelles.

En suspension très diluée, la vitesse de chute des floccs se rapproche de celle des particules élémentaires ; elle croît avec la concentration tant que celle-ci est inférieure à environ 10 kg/m³ ; ensuite elle diminue, la vitesse de chute libre devient la vitesse de chute entravée (Mehta, 1986). La vitesse de chute entravée est le facteur du début du tassement. Les floccs se gênent mutuellement dans leur chute. Un important nombre d'auteurs caractérisent la vitesse de chute par sa valeur médiane $W_{50\%}$ qui est toujours inférieure à la vitesse de chute moyenne W , laquelle donne une meilleure description de la dynamique verticale des sédiments (Sanchez, 2006). La variation de la vitesse de chute avec la concentration C dans les suspensions diluées est souvent décrite par la loi d'Owen (1976) comme suit :

$$W = m C^n \quad \text{pour : } C < 10 \text{ kg/m}^3 \quad (8)$$

Où :

C = concentration en matières en suspension (kg/m³).

m et n sont deux constantes propres à chaque sédiment. Les valeurs de l'exposant n varient de 0,5 à 2 selon les auteurs, et les valeurs de m sont telles que le maximum de W avant la chute entravée est de l'ordre de 0,5 à 4 mm/s, selon les sédiments.

2.6.7. Distribution des matières en suspension en termes de vitesse de chute

Dans un très grand nombre de modèles hydrosédimentaires, la vitesse de chute est représentée par un scalaire comme la loi d'Owen (Krone, 1986; Migniot, 1989; Orton & Kineke, 2001). Cependant, compte tenu du grand nombre d'agrégats divers se trouvant simultanément en suspension, la vitesse de chute est en réalité une variable stochastique.

Une variable aléatoire W peut être définie comme la vitesse de chute d'un élément constitutif des matières en suspension de masse unitaire infinitésimale. On peut introduire une fonction de densité

Partie I : Généralités

de probabilité $f dp f(w)$ de la vitesse de chute W en termes de ses valeurs possibles w . Cette fonction a la propriété suivante (Sanchez, 2018) :

$$\int_0^{\infty} f(w)dw = 1 \quad (9)$$

La vitesse de chute moyenne \bar{W} est calculée par :

$$\bar{W} = \int_0^{\infty} w f(w)dw \quad (10)$$

La proportion de la masse de sédiment dont la vitesse de chute W a des valeurs comprises entre w_1 et w_2 est :

$$\Pr[w_1 \leq W < w_2] = \int_{w_1}^{w_2} f(w)dw \quad (11)$$

Par ailleurs, la fonction de répartition $F(w)$ associée à la densité de probabilité $f dp f(w)$ donne la proportion de sédiment dont la vitesse de chute W est inférieure à w . Cette fonction est donc :

$$F(w) = \Pr[0 \leq W < w] = \int_0^w f(w)dw \quad (12)$$

Enfin, la distribution des matières en suspension $SC(w)$ en termes des valeurs possibles w de W obéit à :

$$SC(w)dw = C f(w)dw \quad (13)$$

Le terme $SC(w) dw$ représente la quantité de matière par unité de volume avec des valeurs de W comprises entre $w-dw/2$ et $w+dw/2$. Ainsi, l'intégration de $SC(w)$ entre zéro et l'infini donne la quantité totale de matière en suspension (par unité de volume), soit :

$$C = \int_0^{\infty} SC(w)dw \quad (14)$$

2.6.7.1. Distribution des matières en suspension en termes de vitesse de chute suivant une loi gamma

A priori, il n'y aurait pas de raison particulière pour que la densité de probabilité $f dp$ de W suive une loi théorique en particulier. Cependant, sur la base des considérations théoriques (Kranck & Milligan, 1985) et expérimentales (Burt, 1986; Sanchez *et al.*, 2005) il s'avère qu'un grand nombre

Partie I : Généralités

de sédiments naturels en suspension sont distribués avec une densité de probabilité f_{dp} de W obéissant à une loi gamma.

$$SC(w)dw = C \frac{\lambda^r w^{r-1} \exp(-\lambda w)}{\Gamma(r)} dw, \text{ avec: } C = \frac{Q\Gamma(r)}{2A^r \lambda^r} \quad (15)$$

Où,

Γ est la fonction gamma.

Les paramètres r et λ de la distribution gamma sont reliés à la vitesse de chute moyenne \bar{W} et à l'écart-type $\sigma[W]$ des valeurs de W par :

$$r = \frac{\bar{W}^2}{\sigma[W]^2}, \text{ et: } \lambda = \frac{\bar{W}}{\sigma[W]^2} \quad (16)$$

Le tableau III donne pour plusieurs valeurs de r , les valeurs de $\sigma[W]/\bar{W}$, de $\bar{W}/W_{50\%}$, et de $W_{90\%}/W_{10\%}$ (où $W_{N\%}$ représente la valeur de W ayant $N\%$ de probabilité de ne pas être dépassée).

La figure 18 montre pour une distribution gamma, la fonction de répartition de $W^* = W/\bar{W}$ en termes de w^* qui est représenté à l'échelle logarithmique.

Tableau III : Valeurs de, $W_{90\%}/W_{10\%}$ et de $W_{10\%}$ en fonction du paramètre r

r	$\sigma[W]/\bar{W}$	$\bar{W}/W_{50\%}$	$W_{90\%}/W_{10\%}$
0,25	2,0000	5,7243	11116
0,50	1,4142	2,1981	171,3
1,00	1,0000	1,4427	21,85
2,00	0,7071	1,1966	7,31
4,00	0,5000	1,0893	3,83
∞	0,0000	1,0000	1,00

Partie I : Généralités

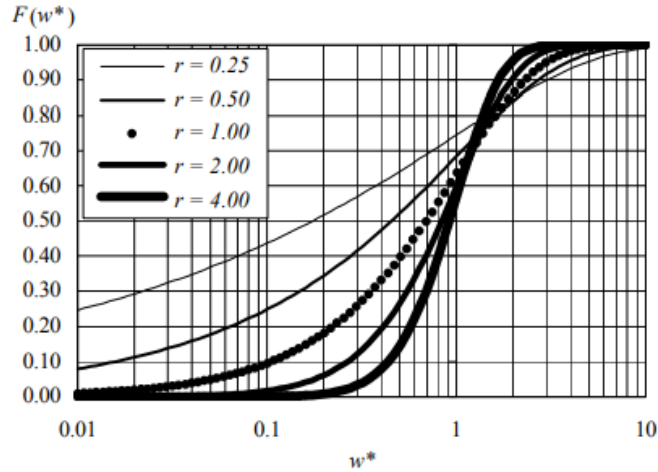


Figure 19 : Fonction de répartition de la vitesse de chute selon la loi gamma, pour cinq valeurs du paramètre r

2.6.7.2. Stratification verticale pour des matières en suspension Gamma-distribuées avec une vitesse de chute W

On peut montrer que la distribution verticale des matières en suspension qui sont Gamma distribuées avec W , est compatible avec les modèles classiques de Rouse (1937) et avec la loi exponentielle (Sanchez, 2006). En effet, une distribution des matières en suspension au fond suivant une loi de probabilité Gamma en termes de la vitesse de chute est décrite par :

$$SC(w) = \frac{C_o \lambda_o^r}{\lambda_z^r} \frac{\lambda_z^r w^{r-1} \exp(-\lambda_z w)}{\Gamma(r)}, \quad 0 \leq w < \infty \quad (17)$$

Où,

\overline{W}_o est la vitesse de chute moyenne des sédiments du fond. En régime stationnaire, pour chaque valeur w de W , la variation verticale de la distribution locale des matières en suspension $SC(w)$ est régie par :

$$w SC(w) = -K_z \frac{\partial SC(w)}{\partial z} \quad (18)$$

Avec K_z , le coefficient de diffusion turbulente.

La distribution locale des matières en suspension au niveau z est donc :

$$SC(w) = SC_o(w) \exp\left(-w \int_a^z \frac{dz}{K_z}\right), \quad 0 \leq w < \infty \quad (19)$$

Partie I : Généralités

A partir des équations 17 et 19, on peut montrer que la distribution locale des matières en suspension peut s'écrire comme suit :

$$SC(w) = \frac{C_o \lambda_o^r \lambda_z^r w^{r-1} \exp(-\lambda_z w)}{\lambda_z^r \Gamma(r)}, \quad 0 \leq w < \infty \quad (20)$$

Avec :

$$\lambda_z = \lambda_o + \int_a^z \frac{dz}{K_z} \quad (21)$$

Ainsi, si W est distribuée en accord avec la loi Gamma près du fond, à chaque niveau z , la vitesse de chute W est aussi distribuée selon la loi gamma avec le même paramètre de forme r . La variation verticale de C est alors :

$$C = C_o \left(\frac{\lambda_o}{\lambda_z} \right)^r \quad (22)$$

λ_o et λ_z sont des paramètres de la distribution gamma qui sont reliés à la vitesse de chute \bar{W} et à l'écart-type $\frac{\bar{W}}{\sigma[W]^2}$

De plus, la variation verticale de la vitesse de chute moyenne W est régie par la loi de puissance suivante qui est indépendante du coefficient de diffusion turbulente K_z :

$$\bar{W} = \bar{W}_o \left(\frac{C}{C_o} \right)^{1/r} \quad (23)$$

La validité de l'équation 23 peut être étendue pour une distribution verticale des matières en suspension variant graduellement en fonction du temps, à condition que la concentration C décroisse d'une façon monotone du fond de la colonne d'eau vers la surface. D'une façon générale, l'expression de λ_z dépend de l'expression de K_z (Eq 21), laquelle peut éventuellement tenir compte de l'effet d'une stratification verticale de la masse volumique de l'eau (Orton & Kineke, 2001).

A titre d'exemple la figure 20 montre pour $r = 2$ et un nombre de Peclet $Pe = 2$, avec K_z constant sur la verticale, quelques aspects de la distribution verticale des matières en suspension. La figure 20a représente la répartition verticale de C/C_o . La figure 20b montre pour cinq valeurs de $z^\circ = z/d$, la distribution locale des matières en suspension $SC(w^\circ)$ rapportée à la concentration au fond C_o en termes des valeurs possibles w° de la vitesse de chute. Le produit $SC(w^\circ) dw^\circ$ représente la quantité

Partie I : Généralités

de masse par unité de volume ayant des valeurs de W° comprises entre $w^\circ - dw^\circ/2$ et $w^\circ + dw^\circ/2$. Enfin, la figure 20c montre la variation verticale de $SC(w^\circ)$ rapporté à la distribution au fond des matières en suspension $SC_o(w^\circ)$, pour quatre valeurs de w° . Pour chaque valeur w° de W° la distribution locale des matières en suspension est régie par la loi exponentielle en z bien connue :

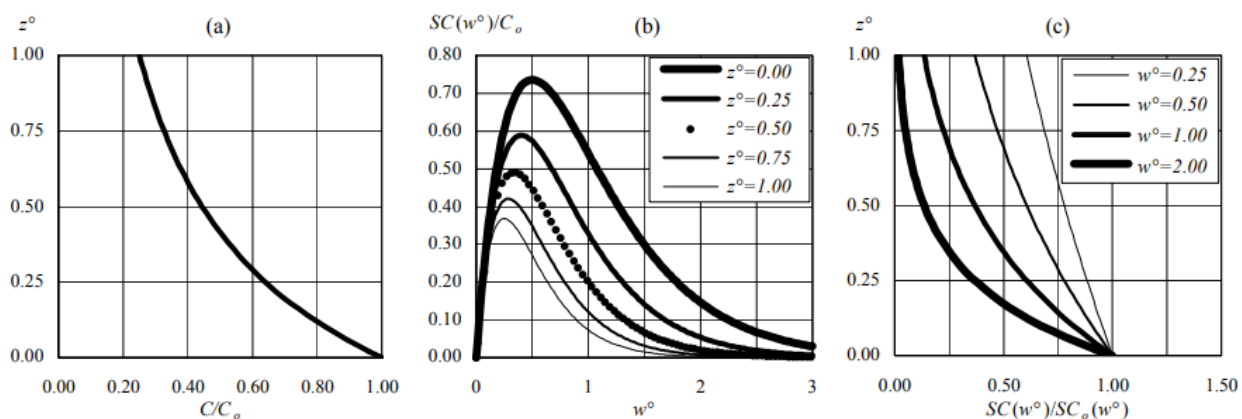


Figure 20 : Répartition verticale des matières en suspension pour $r = 2$ et, avec Kz constant sur la verticale. (a) Variation verticale du rapport C/C_o . (b) Variation de $SC(w^\circ)/C_o$ en termes de w° , pour cinq valeurs de z° . (c) Variation verticale de $SC(w^\circ)/SC_o(w^\circ)$ (Sanchez *et al.*, 2005)

2.6.8. Processus de transport dans les retenues

Les retenues d'eau sont construites en travers des cours d'eau pour permettre le stockage de l'eau à des fins de contrôle des crues, d'irrigation, d'alimentation en eau potable ou de production hydro-électrique. Ils forment ainsi des obstacles aux échanges longitudinaux dans les cours d'eau (McCartney, 2009) et les retenues créées en amont sont des éléments du système fluvial à part entière qui affectent sensiblement le transit sédimentaire (Guertault, 2016).

En se rapprochant des retenues, l'augmentation des hauteurs d'eau et la diminution des vitesses d'écoulement entraîne des variations longitudinales des processus de transport des sédiments apportés par la rivière ou par les affluents. Une large gamme de tailles de sédiments est généralement présente dans les retenues. Le transport des sédiments dans les retenues est associé à la dynamique de différentes classes de sédiments et produit une distribution spatiale caractéristique des dépôts et de la granulométrie. Les sédiments transportés par charriage sont généralement bloqués en amont de la retenue, alors que le piégeage des sédiments en suspension peut varier selon les sites mais se réalise souvent sur la partie aval de la retenue (Susperregui, 2008 ; Ahmed & Sanchez, 2011 ; Guertault, 2016 ; Banihabib & Nazarieh, 2019). Les processus de transport sont principalement contrôlés par différents paramètres hydro-sédimentaires comme la hauteur d'eau,

Partie I : Généralités

la vitesse de l'écoulement ou encore la vitesse de chute des particules (Sanchez, 2006 ; Khosronejad *et al.*, 2008). Les conditions hydrauliques peuvent ainsi produire un dépôt sélectif, aboutissant à un affinement des dépôts d'amont en aval de la retenue. Chamoun *et al.* (2016) distinguent trois processus principaux à l'origine de la sédimentation dans les retenues :

- le dépôt d'un delta de sédiments grossiers au niveau de la retenue amont,
- le dépôt de sédiments fins à partir d'un écoulement non stratifié au niveau de la retenue aval,
- le dépôt de sédiments fins par un courant de densité.

Les sédiments grossiers déposés à l'amont de la retenue forment des deltas qui peuvent se propager vers l'amont et vers l'aval de la retenue.

Le delta est composé de deux entités principales : la plaine du delta, à l'amont, correspond aux sédiments plus grossiers. Sa limite aval correspond à la limite du transport par charriage dans la retenue. Le front est la partie du delta qui se propage dans la retenue, sa pente est généralement plus élevée et il est composé de sédiments plus fins.

2.6.9. Modèle de transport des sédiments

En hydraulique fluviale, de nombreuses recherches ont été effectuées permettant de résoudre de nombreuses problématiques autour du développement des modèles de transport complexes (Plecha *et al.*, 2011). Les phénomènes d'écoulement et du transport des sédiments dans les rivières sont caractérisés par la présence de la turbulence, par la variation de la surface libre, par le changement du lit, par l'interaction de phase, etc. À l'heure actuelle, la plupart des modèles de transport des sédiments ont adopté les hypothèses suivantes :

- la faible concentration des sédiments de telle sorte que l'interaction entre le flux et le mouvement des sédiments peut être négligée. Par conséquent, les équations de l'écoulement et d'advection diffusion des sédiments peuvent être résolues séparément.
- le changement du lit est beaucoup plus lent que le mouvement des flux. Par conséquent, à chaque pas de temps le débit peut être calculé en supposant un lit « fixe ».
- le mécanisme d'érosion et de dépôt est pris en compte par l'introduction de facteurs de correction de la capacité non uniforme de la formule de la capacité de transport de sédiment (Hergault, 2011) .

Partie I : Généralités

Les modèles de transport fournissent le débit de sédiments transportés en fonction des conditions d'écoulement. Ils sont tous établis pour des conditions hydrauliques bien déterminées (Sánchez & Wu, 2011). De nombreuses équations ont été développées et testées pour la prédiction du transport de sédiments, ce qui pourrait rendre difficile le choix des équations les plus appropriées dans la quantification du transport solide. Les méthodes étant établies pour des conditions bien particulières, elles n'ont pas forcément les mêmes objectifs ; soit elles cherchent à évaluer le transport solide dans une section bien déterminée en s'appuyant sur des variables facilement mesurables à grande échelle, comme la pente ou bien la hauteur d'eau moyenne, soit dans toute la section. Le but de ces modèles est de pouvoir réaliser facilement des bilans sédimentaires. Pour la modélisation numérique, il est plus pertinent d'utiliser des formules utilisant directement les variables du calcul, à savoir la hauteur d'eau et la vitesse moyennée sur la verticale, ou bien la contrainte. Le modèle complet du transport solide total peut être calculé à partir de l'équation 24 (Gharbi, 2016) :

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial(UC)}{\partial x} + \frac{\partial(VC)}{\partial y} + \frac{\partial(WC)}{\partial z} + \frac{\partial(V_s C)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \left(\varepsilon_s \frac{\partial C}{\partial z} \right) \quad (24)$$

Où :

-U, V, W : sont les 3 composantes de la vitesse de l'écoulement

-C : est la concentration de sédiments

- ε_s est la concentration de diffusion

L'équation (24), ci-dessus est applicable aux deux modes de transport dans une colonne d'eau. Cependant, comme la charge de fond se comporte différemment de la charge en suspension, la colonne d'eau est souvent divisée en deux zones : une zone dite de charriage allant de z_b jusqu'à l'élévation de $(z_b + \delta_b)$ et une zone de suspension allant de $(z_b + \delta_b)$ jusqu'à z_s , avec δ_b est l'épaisseur de la zone de charriage (Gharbi, 2016).

Conclusion partielle

Le changement climatique est devenu un véritable enjeu pour la communauté internationale en raison de l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre, jusqu'à des taux qui n'avaient pas été atteints dans l'atmosphère. Le dernier rapport du Groupe International d'Expert sur le Climat (GIEC) confirme que ces trois dernières décennies sont les plus chaudes jamais enregistrées par l'Homme. Face à la croissance des activités anthropiques sur les bassins versant, l'application des modèles prospectifs pour prévoir la dynamique actuelle et future de l'occupation du sol sont d'un

Partie I : Généralités

intérêt capital. Les modèles prospectifs utilisent les méthodes des réseaux de neurones artificiels, les chaînes de Markov, de l'automate cellulaire pour estimer les quantités de changement. Concernant, la modélisation hydrologique, il ressort qu'il existe une variabilité de description de processus hydrologiques selon le type du modèle. Le choix dépend des échelles spatiale et temporelle de la modélisation.

Les processus en transport des sédiments dans les retenues d'eau se fait par suspension, saltation et par charriage. Les sédiments transportés par charriage sont généralement bloqués en amont de la retenue, alors que le piégeage des sédiments en suspension peut varier selon les sites, mais, se réalise souvent sur la partie aval de la retenue. Il existe plusieurs méthodes pour estimer la vitesse de chute des matières en suspension. Cependant, la loi Gamma reste une méthode assez intéressante qui permet d'estimer la vitesse de chute des matières en suspension avec un paramètre de forme r qui caractérise l'étendue des valeurs de la vitesse de chute pour l'ensemble des agrégats simultanément en suspension. Toutes les particules en suspension tombent avec une vitesse de chute variable en fonction de leurs concentrations et de leurs poids.

PARTIE II : MATERIEL ET METHODES

Partie II : Matériel et méthodes

Chapitre 3 : Matériel

3.1. Matériel de terrain

Le matériel de terrain utilisé pour réaliser cette étude est constitué d'instruments et d'appareils de mesure tels que : un hors-bord pour les déplacements sur le plan d'eau ; une bouteille hydrologique de type Van Dorn pour les prélèvements d'eau. Un GPS différentiel a été utilisé pour réaliser des levés topographiques sur la rivière, aux alentours de la retenue et sur les ouvrages hydrauliques (déversoir, conduites hydrauliques, prise d'eau). Les coordonnées géographiques des points de prélèvement d'échantillons d'eau ont été déterminés au moyen d'un GPS portable de marque GARMIN. Une benne Van Veen a servi aux prélèvements de sédiments dans le lit de la rivière. Les levés bathymétriques ont été réalisés à l'aide d'un échosondeur Lowrance Elite 9 Ti. Un profileur de courant à effet Doppler OTT Qliner 2 a été utilisé pour les mesures de débit et de vitesse (Figures 21).

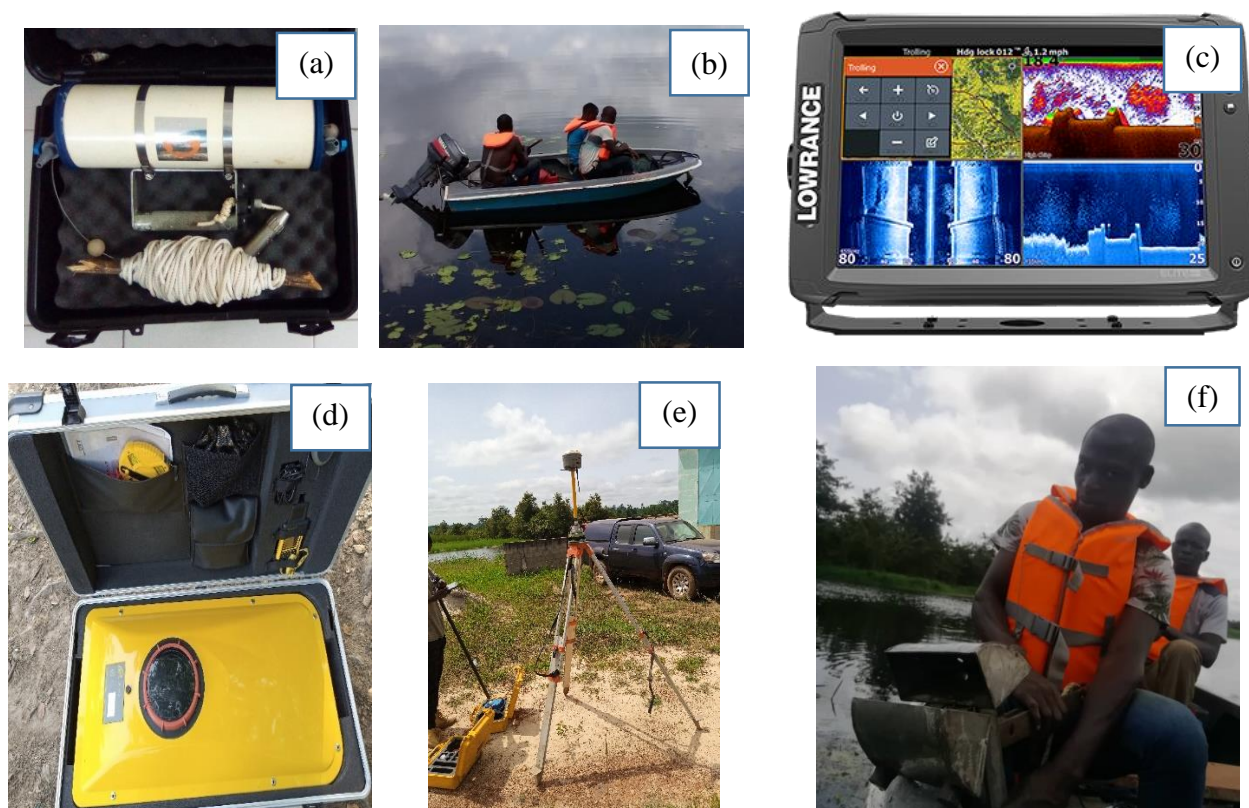


Figure 21 : Matériel de terrain : (a) bouteille hydrologique, (b) hors-bord, (c) échosondeur, (d) débitmètre OTT Qliner 2, (e) GPS différentiel, (f) Benne Van Veen

Partie II : Matériel et méthodes

3.2. Matériel de laboratoire

Les différentes pesées ont été effectuées à l'aide d'une balance de précision à quatre chiffres (10^{-4} g). Pour la détermination de la vitesse de chute des matières en suspension, le tube d'Owen (1976) a été utilisé. Un appareil photographique numérique a été utilisé pour les prises de vue sur le terrain. Le séchage des sédiments a été effectué à l'aide d'une étuve. Un banc de filtration et des filtres WHATMAN GF/F circulaire de 47 mm de diamètre et de porosité $0,45 \mu\text{m}$ ont été utilisés pour déterminer la concentration des matières en suspension (Figure 22).

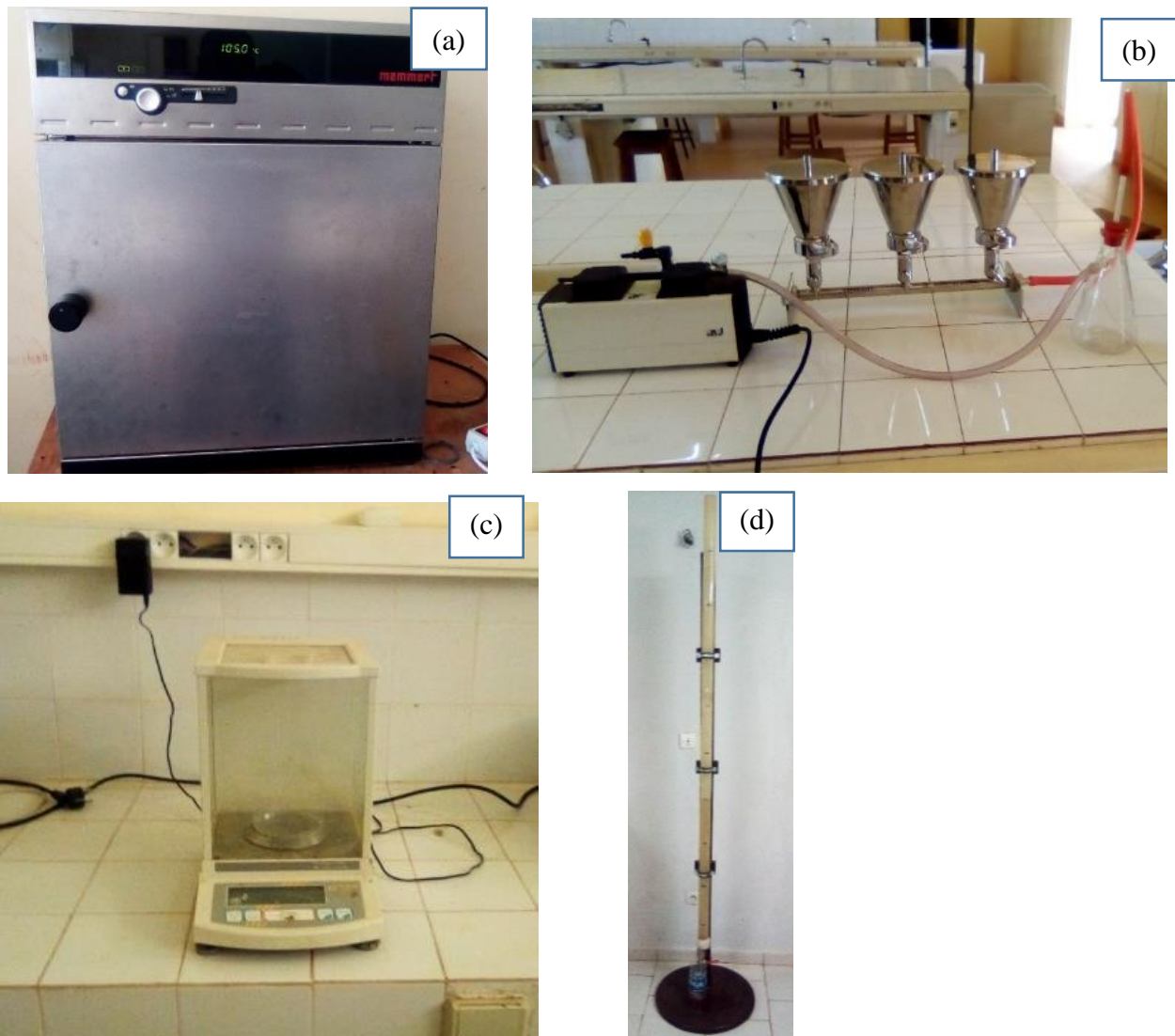


Figure 22 : Matériel de laboratoire : (a) étuve, (b) banc de filtration, (c) balance de précision et tube d'Owen (d)

Partie II : Matériel et méthodes

3.3. Données

3.3.1. Données climatiques

Les données climatiques exploitées dans cette étude sont constituées de données de pluie et température et de vitesse du vent fournies par la SODEXAM à partir d'un poste synoptique et de deux postes pluviométriques (Tableau IV). Les données sont disponibles au pas de temps journalier. Les données climatiques satellitaires CHIRPS (Climate Hazards Group Infrared Precipitation with Station) ont été utilisées pour compléter les données manquantes des stations de Pélési et Séguéla sur la période de 1992 à 2016. Les données CHIRPS sont des séries temporelles de précipitations maillées avec une résolution horizontale de $0,05^\circ$ (Ogega et al., 2021). Ces jeux de données ont été largement utilisés pour des études en Afrique de l'Ouest (Basse et al., 2021 ; Boluwade, 2020 ; Yangouliba et al., 2022) et en Côte d'Ivoire (Obahoundje et al., 2022). La validation des données satellitaires (CHIRPS) a été effectuée par comparaison avec les données d'observation des stations de Pélési et Séguéla sur la période 1985-1991. Ainsi, les données CHIRPS ont été comparées aux précipitations des stations à l'échelle mensuelle en utilisant des indicateurs statistiques tels que l'erreur quadratique moyenne (RMSE), le coefficient de corrélation de Pearson (R), le pourcentage de biais (PBIAS) et Nash-Sutcliffe (NSE).

Tableau IV : Stations climatiques sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé

Nom des Stations	Type de station	Longitude	Latitude	Période d'observation
Daloa	Synoptique	-6,442°	6,884°	1971-2016
Pélési	Pluviométrique	-6.816°	7.284°	1971-1992
Séguéla	Pluviométrique	-6.669°	7.960°	1971-1992
Vavoua	Pluviométrique	-6,481°	7,377°	1971-2016
Zuénoula	Agro-climatique	-6,052°	7,424°	1971-2016

3.3.2. Données hydrométriques

Les données hydrométriques sont issues de la base de données de la Direction de l'hydrologie et de la station hydrométrique de Sikaboutou-Adjoukro qui a été installée en amont de la retenue d'eau dans le cadre du projet EPEAEP-Daloa. La station hydrométrique de Sikaboutou-Adjoukro est située en amont de la retenue d'eau utilisée par la SODECI et celle de Nibéhibé en aval de la retenue (Figure 23). La station de mesure des niveaux d'eau située dans la retenue à l'exhaure a également été utilisée. Toutes les données sont au pas de temps journalier (Tableau V).

Partie II : Matériel et méthodes

Tableau V : Stations hydrométriques sur le bassin versant de la lobo à Nibéhibé

Nom des Stations	Type de station	Longitude	Latitude	Période d'observation
Nibéhibé	Hydrométrique	-6.710°	6.806°	1971-2016
Sikaboutou-Andjoukro	Hydrométrique	-6.624°	7,043°	2019-2021
Exhaure-Sodeci	Hydrométrique	-6.604°	6.950°	2019-2020

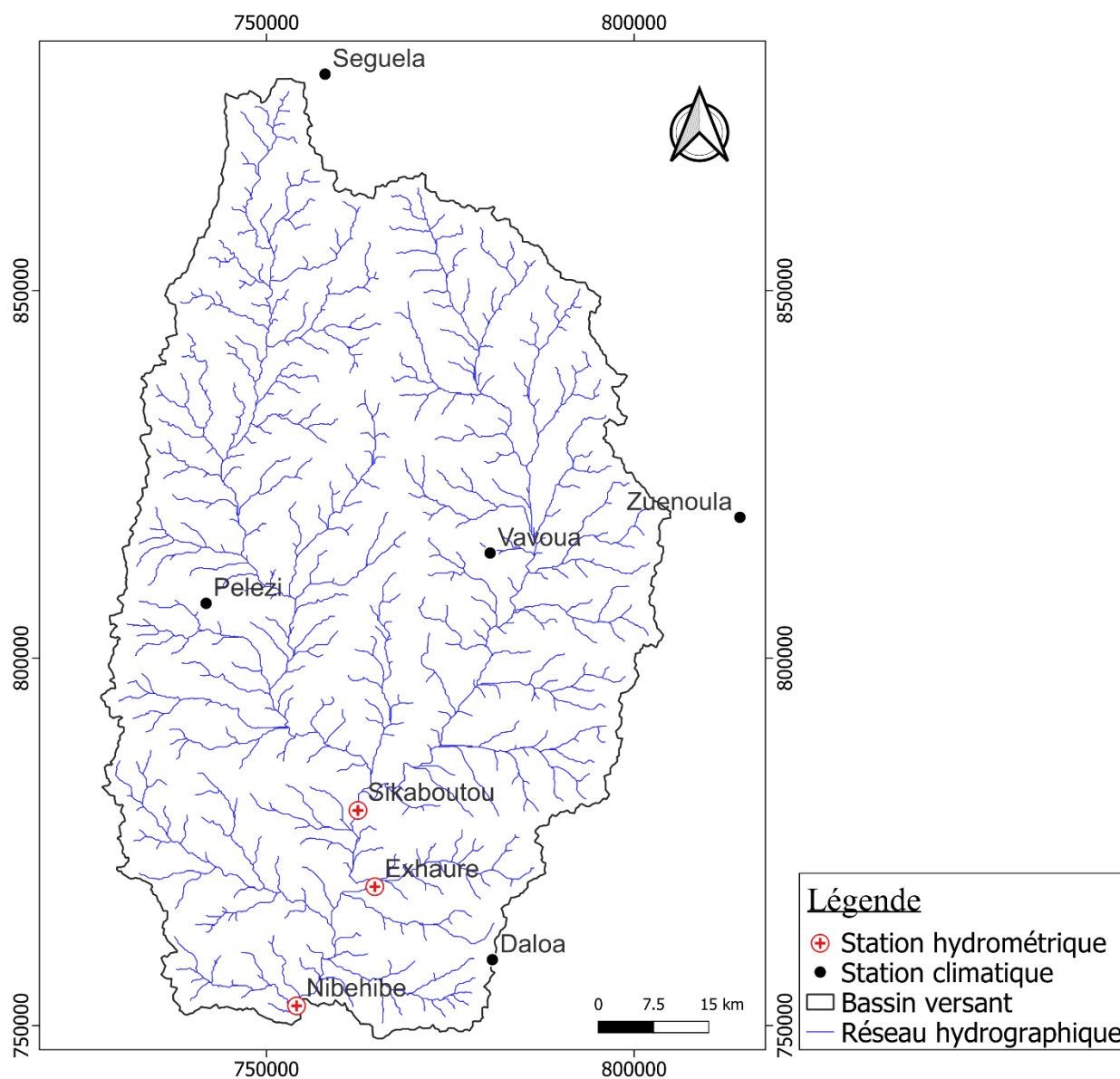


Figure 23 : Stations climatiques et hydrométriques du bassin versant de la rivière Lobo

Partie II : Matériel et méthodes

3.3.3. Données issues des modèles climatiques régionaux

Dans le cadre de cette étude, trois (3) modèles climatiques régionaux (MCRs) ont été utilisés (RCA4 ; RACMO22T ; CCLM4-8-17). Les sorties des modèles climatiques sont issues du programme CORDEX (*Coordinated Regional Climate Downscaling Experiment*). Ces MCR ont été simulés à une résolution spatiale de ~50 km (0,44°×0,44°). Le choix de ces MCRs se justifie par le fait qu'ils ont déjà été utilisés et leurs fortes capacités à reproduire les caractéristiques générales du climat africain ont été prouvées dans des régions spécifiques et en particulier au niveau de l'Afrique de l'Ouest (N'Tcha M'Po, 2016 ; N'Tcha M'Po *et al.*, 2017). Aussi, à cause des incertitudes des prévisions climatiques futures des modèles climatiques, l'approche multi-modèle donne généralement des résultats remarquables par rapport à l'utilisation d'un seul modèle climatique (Mehdi *et al.*, 2015 ; Shrestha & Htut, 2016).

Les MCRs ont été simulés dans le cadre de CORDEX sur la fenêtre Afrique de l'Ouest suivant trois scénarios de profils représentatifs d'évolution de concentration (Representative Concentration Pathways, RCP) que sont RCP2.6, RCP4.5 et RCP8.5, parmi les quatre définis par le GIEC. Les données historiques de ces MCRs sont disponibles sur la période 1950-2005 et les projections couvrent la période 2006-2100. Le scénario moyen RCP 4.5 et le plus pessimiste RCP 8.5 ont été considérés. Les caractéristiques des modèles sont présentées par le tableau VI.

Tableau VI : Modèles Climatiques Régionaux (MCR) retenus pour les projections climatiques

Institut	MCR	Résolution	GCM	Source
CLMcom	CCLM4-8-17	~50 km (0.44° * 0.44°)	MPI-M- MPI- ESM-LR	The Max Planck Institute for Meteorology, Germany
KNMI	RACMO22T	~50 km (0.44° * 0.44°)	ICHEC-EC- EARTH	The Royal Netherlands Meteorological Institute
SMHI	RCA4	~50 km (0.44° * 0.44°)	CNRM- CERFACS- CNRM-CM5	Swedish Meteorological and Hydrological Institute - Rossby Centre Atmospheric model 4

3.3.4. Données cartographiques et satellitaires

Les images satellitaires utilisées sont enregistrées par les capteurs TM (Thematic Mapper), ETM+ (Enhanced Thematic Mapper Plus) et OLI (Operational Land Imager) respectivement des satellites Landsat 5, 7 et 8 (Tableau VII). Le secteur d'étude est à cheval entre les scènes 197-55 et 198-55.

Partie II : Matériel et méthodes

La date d'acquisition des images est très importante dans l'étude des changements du paysage à partir de données satellitaires (Girard & Girard, 1999; Oszwald *et al.*, 2011). Pour cela, nos données ont été sélectionnées pendant la grande saison sèche (décembre à février), période pendant laquelle les taux de couverture nuageuse sont les plus faibles. Par ailleurs, ce choix contribue à diminuer d'éventuels effets saisonniers (Barima *et al.*, 2009). L'acquisition des images est un processus qui précède leur traitement. Il s'agit d'images de types LANDSAT acquises gratuitement par téléchargement à partir du site : <http://earthexplorer.usgs.gov/>.

La bonne compréhension du bassin versant de la Lobo, implique également la connaissance de son relief, des types de sol rencontrés. Dans cette optique, des données raster ont été mobilisées. Elles comprennent :

- la carte pédologique de toute l'Afrique établie par la FAO en 1995. Elle prend en compte 5000 types de sols. Le choix de cette carte repose sur la disponibilité des analyses de toutes les propriétés physico-chimiques des sols faites par Reynolds *et al.*(2000). La carte pédologique du bassin versant de la rivière Lobo est utilisée comme données d'entrée dans le cadre de la modélisation de l'occupation du sol ;
- la délimitation et la connaissance du relief du bassin versant a nécessité l'acquisition du Modèle Numérique d'Altitude (MNA) SRTM de résolution 90 m. Les données ont été acquises gratuitement via le site : <https://earthexplorer.usgs.gov/>.

Tableau VII : Caractéristiques radiométriques des images Landsat

Satellite	Capteur	Résolution spatiale	Dates d'acquisition
Landsat 5	TM	30 m	09/01/1986 - 16/01/1986
Landsat 7	ETM+	30 m	20/01/2002 - 13/12/2002
Landsat 8	OLI	30 m	12/02/2019 - 02/01/2019

3.3.5. Logiciels

Plusieurs logiciels ont été utilisés dans le cadre de cette étude. Il s'agit de :

- ARCGIS 10.4 : c'est un logiciel SIG (Système d'Information Géographique) d'ESRI (Environmental System Research Institute). Ce logiciel a été utilisé pour la réalisation des cartes thématiques ;
- ENVI 4.7 : il a été utilisé pour la réalisation des cartes d'occupation du sol ;
- Land Change Modeler (LCM) : c'est un logiciel développé par Clark Lab de l'Université de Worcester aux Etats-Unis. Il a été utilisé pour la modélisation de l'occupation du sol du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé ;

Partie II : Matériel et méthodes

- CEQUEAU 4.0 : c'est un modèle hydrologique semi-distribué développé par l'INRS-EAU. Il a été utilisé pour évaluer la réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo face au changement climatique et de l'utilisation du sol ;
- Modèle Mike 21 : c'est un logiciel développé par DHI (Danish Hydraulic Institute). Il a été choisi pour la modélisation hydrodynamique et du transport des sédiments en deux dimensions (2D) de la retenue d'eau utilisée par la SODECI sur la rivière Lobo ;

Conclusion partielle

Pour réaliser cette étude, des données historiques sur le climat, l'hydrologie et des données de télédétection et de cartographie, issues de différentes structures de collecte de données ont été utilisées. Un ADCP de type Qliner 2 a été utilisé pour les mesures de vitesses de courant et de débits. Une bouteille hydrologique et une benne Van Veen ont été utilisées pour les prélèvements d'eau et de sédiments. Un tube d'Owen a été conçu pour mesurer les vitesses de chute des sédiments. Plusieurs logiciels ont été utilisés pour le traitement des données et des cartes. Dans l'ensemble, les données et les équipements nécessaires pour la réalisation de l'étude ont été mobilisés.

Partie II : Matériel et méthodes

Chapitre 4 : Méthodologie

Dans ce chapitre sont décrites les méthodes et techniques de prélèvements et de mesures faites sur le terrain. L'approche méthodologique utilisée pour l'acquisition et le traitement des données sont décrites. Une méthodologie appropriée a été utilisée pour traiter chaque objectif spécifique.

4.1. Installation de la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro

Pour l'estimation des apports d'eau et les flux des sédiments dans la retenue d'eau utilisée par la SODECI, nous avons installé une station hydrométrique à Sikaboutou-Andjoukro, en amont de la retenue d'eau. Cette activité a d'abord consisté à identifier un site qui respecte les conditions d'installation d'une station hydrométrique. A savoir un accès facile, sécurisé, à proximité d'une localité et la présence d'un observateur capable de faire des lectures sur une échelle limnimétrique. La méthodologie utilisée pour les travaux d'installation des échelles limnimétriques est le nivellement (altimétrie) afin de caler les éléments d'échelles les uns par rapport aux autres (Figure 24).



Figure 24 : Installation de la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro en amont de la retenue

Partie II : Matériel et méthodes

Il faut rappeler que le nivellement ou l'altimétrie est l'ensemble des opérations topographiques permet de déterminer l'altitude d'un point à partir de l'altitude connue d'une référence, après avoir calculé la dénivelée entre ces deux points (Tableau VIII).

Tableau VIII : Zéro de la station de Sikaboutou-Andjoukro

Longitude (UTM, Z29)	Latitude (UTM, Z29)	Zéro de la station (m)
762460	779260	-5.20

4.2. Mesure de courant et de débit à la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro

Un courantomètre de type OTT Qliner 2 a été utilisé pour les mesures de vitesse de courant et de débit à la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro (Figure 25). La mesure du débit avec OTT Qliner 2 s'effectue selon le procédé classique par verticale. Avec cette méthode, la section d'écoulement est divisée en plusieurs verticales en tenant compte de la géométrie du cours d'eau. Sur ces verticales, OTT Qliner 2 mesure à chaque fois la profondeur de l'eau et la répartition verticale de la vitesse (Figure 26). Le courantomètre OTT Qliner 2 est déplacé lentement le long d'une ligne perpendiculaire à l'écoulement. Les données mesurées sont ensuite utilisées pour calculer la vitesse d'écoulement moyenne d'une verticale et le débit partiel conformément à la norme ISO 748. Le débit final est le résultat de la moyenne des débits partiels sur l'ensemble des verticales.

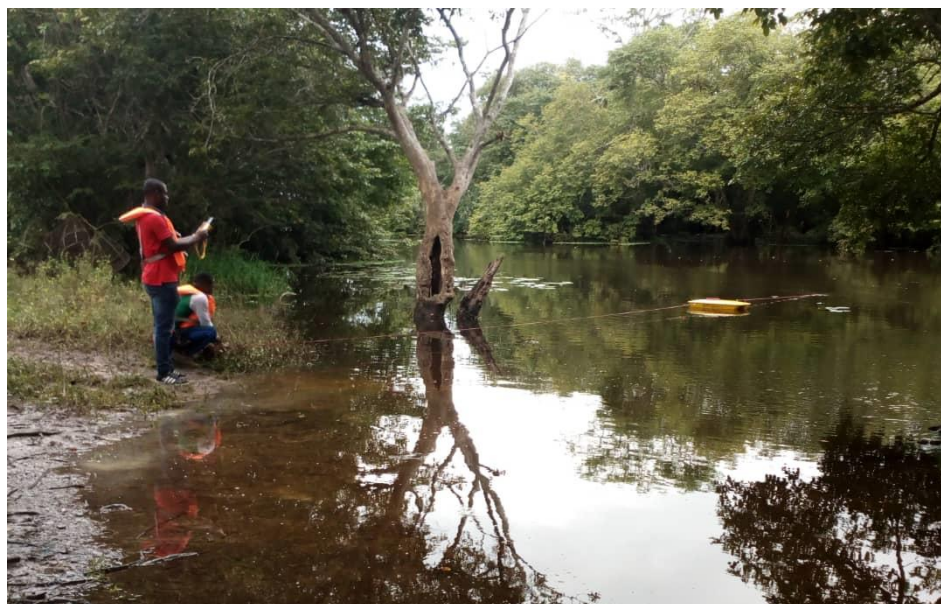


Figure 25 : Illustration des mesures de courant et de débit sur la rivière Lobo à la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro

Partie II : Matériel et méthodes

Les figures 25 et 26 présentent la section de mesure des débits à la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro. Le jaugeage présenté en exemple comporte 32 verticales (Figure 26). La durée du jaugeage se faisait en moyenne en 1H 30 min sur 4 mesures réalisées.

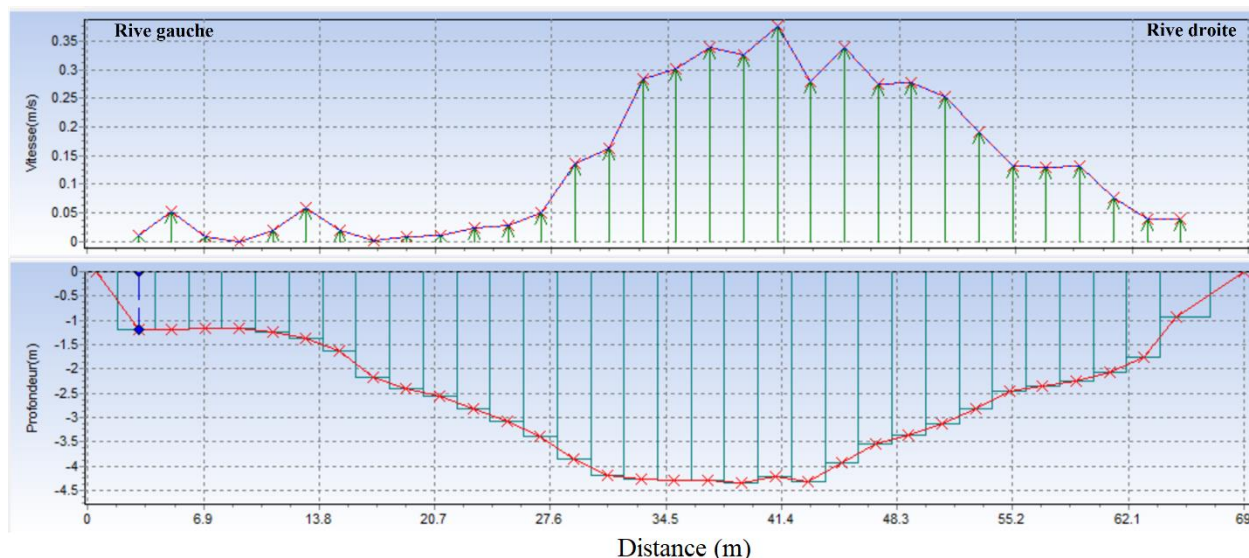


Figure 26 : Présentation d'une section de mesure des débits à Sikaboutou-Andjoukro

4.3. Evaluation de la concentration en matières en suspension

L'évaluation du transport des sédiments en suspension dans la retenue d'eau de la rivière Lobo a été effectuée par la détermination de la concentration des matières en suspension (MES). Les échantillons d'eau ont été prélevés mensuellement sur une période de douze (12) mois (2019) sur trois points de mesure : dans la retenue, après la retenue et à la station hydrométrique de Sikaboutou-Adjoukro. Les périodes d'échantillonnage tiennent compte des périodes d'étiage et de crue. Les prélèvements ont été effectués à différentes profondeurs (en surface, à mi profondeur et au fond) sur chaque station à l'aide d'une bouteille hydrologique de marque Van Dorn (Figure 27). Les opérations de filtration ont été effectuées à la fin de chaque sortie afin de minimiser les effets de dégradation bactérienne du matériel particulaire. Au laboratoire, les échantillons d'eau ont été filtrés sur une rampe de filtration millipore à l'aide de filtres WHATMAN GF/F circulaire de 47 mm de diamètre et de porosité $0,45 \mu\text{m}$ préalablement pesés. Après séchage à l'étuve à 105°C , les filtres ont été soigneusement récupérés et repesés afin de déterminer les concentrations totales de matières en suspension exprimées.

Partie II : Matériel et méthodes



Figure 27 : Illustration d'une séance de prélèvement d'échantillons d'eau (2019)

4.4. Caractérisation des sédiments de la retenue d'eau de la Lobo

Dans le but d'estimer la rugosité du lit et la masse volumique sèche de dépôt, dix (10) échantillons de sédiments ont été prélevés à l'aide d'une benne Van Veen dans la retenue d'eau (Figure 28 et 29). Les sédiments prélevés ont été ensuite conservés dans des sachets étiquetés.



Figure 28 : Prélèvement des sédiments dans la retenue d'eau utilisée par la SODECI (2019)

Partie II : Matériel et méthodes

L'estimation de la concentration de la masse volumique sèche de dépôt des sédiments a été réalisée au laboratoire. Les échantillons de sédiments prélevés sur le terrain ont été mis dans des creusets métalliques avec des masses déjà connue (creuset seul et masse du creuset plus l'échantillon brut). Après passage à l'étuve pendant 2 heures à 105 °C, la masse de l'échantillon a été à nouveau pesée. La concentration de la masse volumique sèche a été obtenue par l'équation (25) :

$$\rho = \frac{M_{sec}}{V_{ech}} \quad (25)$$

Avec,

ρ (kg/m^3), la concentration de la masse volumique sèche des sédiments déposés ; M_{sec} (kg) : Masse de l'échantillon sec en kg ; V_{ech} (m^3) : Volume de l'échantillon brut .

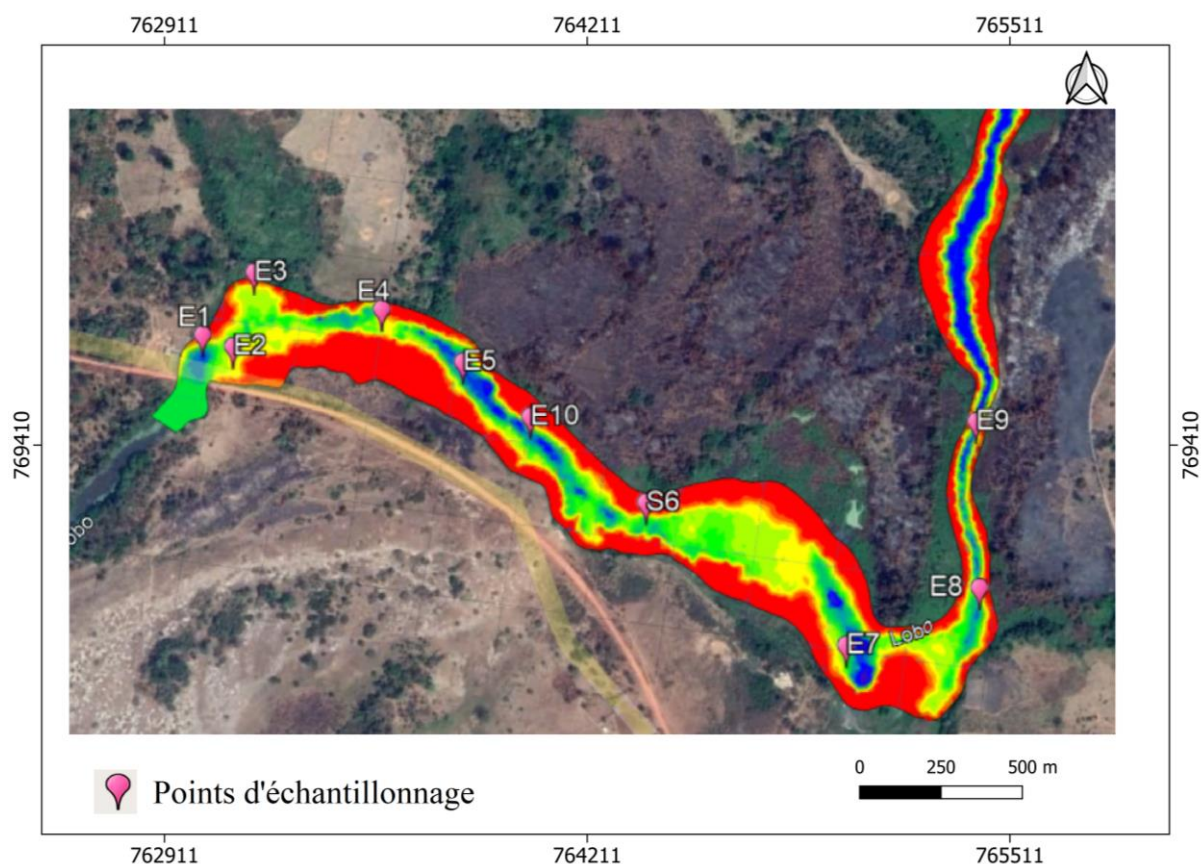


Figure 29 : Points d'échantillonnage des sédiments dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

4.5. Morphologie de la retenue d'eau de la rivière Lobo

Les levés bathymétriques ont été réalisés à l'aide d'un échosondeur Lowrance Elite Ti 9 (Figure 30). Cet appareil est constitué de trois parties : un transducteur, un capteur et une unité

Partie II : Matériel et méthodes

d'enregistrement. Le transducteur, monté sur un support, est fixé sur le hors-bord et plongé dans l'eau à une profondeur maximum de 30 cm pour éviter son contact avec les éléments flottant (végétaux flottants, morceaux de bois en suspension) en surface. Une fois les levés terminés, les 30 cm sont rajoutés aux profondeurs sondées. Une fois dans l'eau, le transducteur émet des signaux acoustiques verticaux vers le fond de l'eau. Lorsque ces signaux rencontrent un obstacle (le fond), ils retournent au transducteur sous forme de signaux électriques qui sont captés, transformés et affichés par l'unité d'enregistrement sous forme de valeur numérique. Le capteur permet à l'unité d'enregistrement de capter des satellites et de donner des coordonnées géographiques (longitude, latitude, altitude) du point de mesure. Ainsi, à chaque station l'échosondeur affiche concomitamment la profondeur et les coordonnées géographiques.



Figure 30 : Campagne de levés bathymétriques sur la retenue d'eau de la rivière Lobo (a : Octobre 2019 ; b : Août 2020)

Des relevés automatiques et manuels ont été réalisés à une fréquence de 450 kHz. Cette fréquence a été choisie afin de permettre aux ondes émises par l'échosondeur de ne pas pénétrer les sédiments. La couverture de la zone a été faite par des lignes aléatoires, en zigzag, pour obtenir une résolution spatiale adéquate (environ une mesure tous les 10 secondes pour les relevés manuels) (Figure 31). Pour obtenir une grille de points réguliers, les données ont été interpolées par la méthode du voisin le plus proche à l'aide du logiciel MIKE 21.

Partie II : Matériel et méthodes

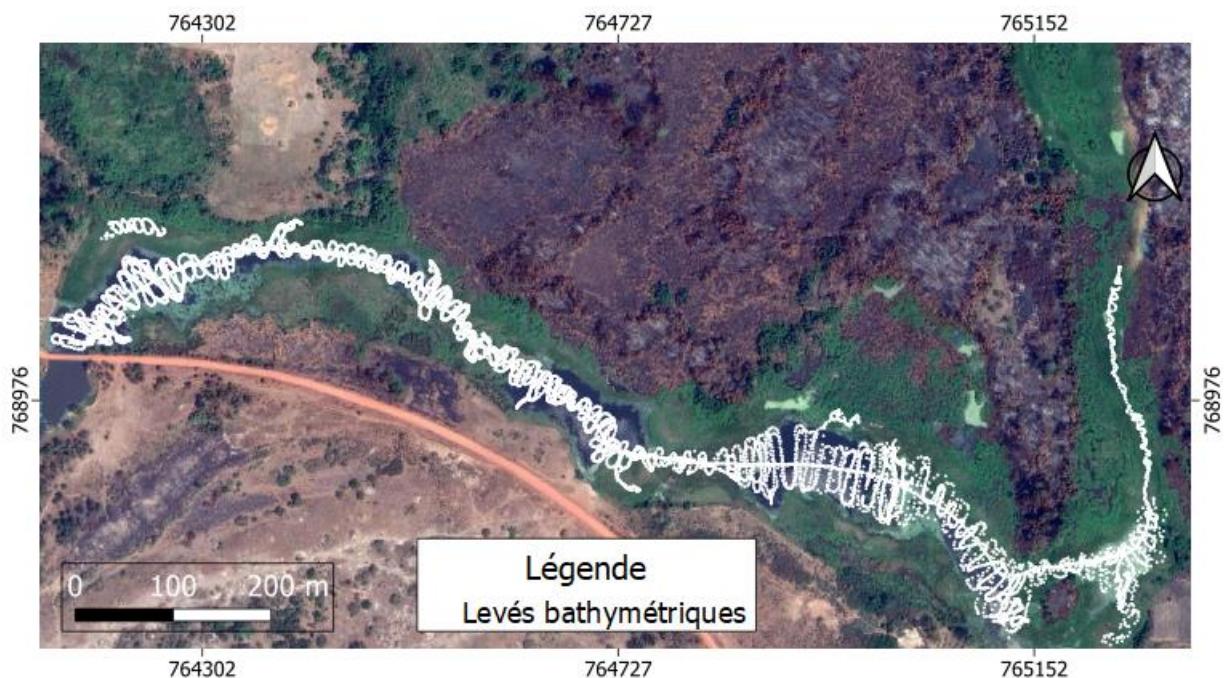


Figure 31 : Zone de couverture des levés bathymétriques sur la retenue d'eau de la rivière Lobo (Koffi, 2020)

4.6. Modélisation prospective de l'occupation du sol à l'horizon 2030 et 2050

Dans le cadre de cette étude, le modèle Land Change Modeler (LCM) incorporé dans le logiciel Terrset a été utilisé parce qu'il est dynamique et permet de choisir les transitions à modéliser.

Bien avant la simulation de la dynamique de l'occupation du sol du bassin versant de la rivière Lobo, une classification supervisée des cartes de 1986, 2002 et 2019 basée sur des observations de terrain a été réalisée en Juillet et septembre 2019 sur le bassin. Les différentes cartes d'occupation du sol ont été réalisées à l'aide du logiciel ENVI 4.7. L'algorithme du maximum de vraisemblance a été choisi pour la classification supervisée (Figure 32). Cette méthode est couramment utilisée dans la littérature (McIver & Friedl, 2002 ; Gupta & Sharma, 2020). Cette méthode a permis de choisir cinq classes d'occupation du sol sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. Ce sont la classe 'forêt' ; 'forêt dégradée' ; 'culture et jâchère', 'habitat et sol nu' et 'eau'.

La modélisation avec LCM débute par une intégration des cartes d'occupation du sol de 1986 et 2002 après avoir vérifié qu'elles ont les mêmes caractéristiques (résolution, projection, nombre de classes d'occupation du sol). Après avoir intégré les cartes d'occupations du sol, une analyse des changements d'occupation des sols est réalisée afin d'estimer les gains et les pertes sur le bassin

Partie II : Matériel et méthodes

versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. Ces changements peuvent être présentés par des cartes de changement et sous forme de graphique (Eastman, 2016).

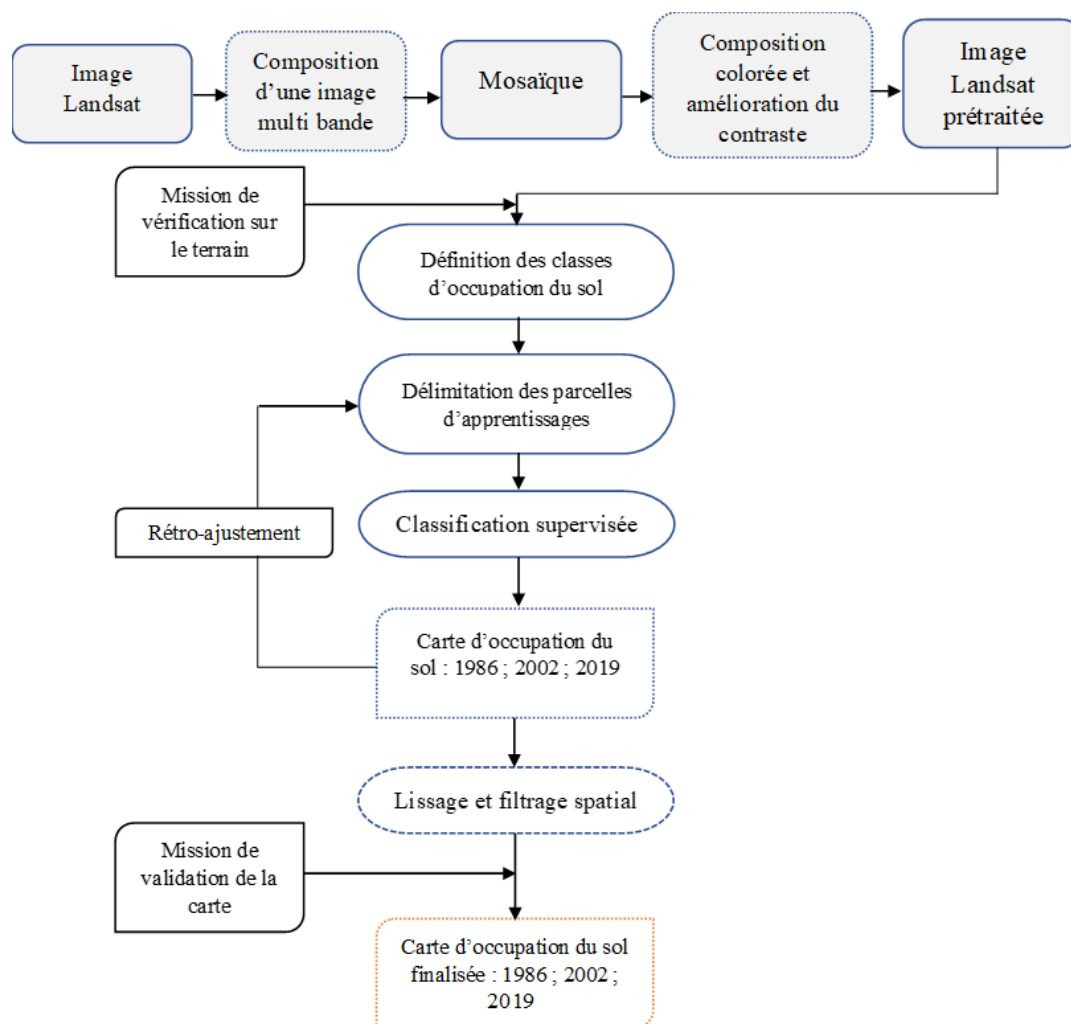


Figure 32 : Organigramme synthétique de l'approche méthodologique avec ENVI 4.7

4.6.1. Intégration des variables explicatives

L'intégration des variables explicatives est une étape préalable à la réalisation de prévisions futures parce que le modèle est un outil pour analyser la relation entre la déforestation et variables associés. Plusieurs variables peuvent être l'un des facteurs principaux de la déforestation. La déforestation peut être influencée par plusieurs facteurs tels que : l'altitude, la pente, la distance aux routes, aux localités et aux cours d'eau. De plus, il faut noter que la pente douce, la fertilité des sols, la proximité des habitations et des sources d'eau sont des conditions favorables qui incitent les populations à convertir plus de végétation en zones agricoles (Boussougou, 2017). Les variables explicatives ont été sélectionnées sur la base des caractéristiques de la zone d'étude, de la

Partie II : Matériel et méthodes

disponibilité de données fiables et de leur capacité à exprimer la dynamique passée et future du bassin versant de la rivière Lobo. A cet effet, six variables explicatives ont été considérées comme des facteurs qui influencent la variation d'une classe d'utilisation des sols à une autre : modèle numérique d'altitude (MNA), la pente, la pédologie, la route, le réseau hydrographique et les localités (Figure 33).

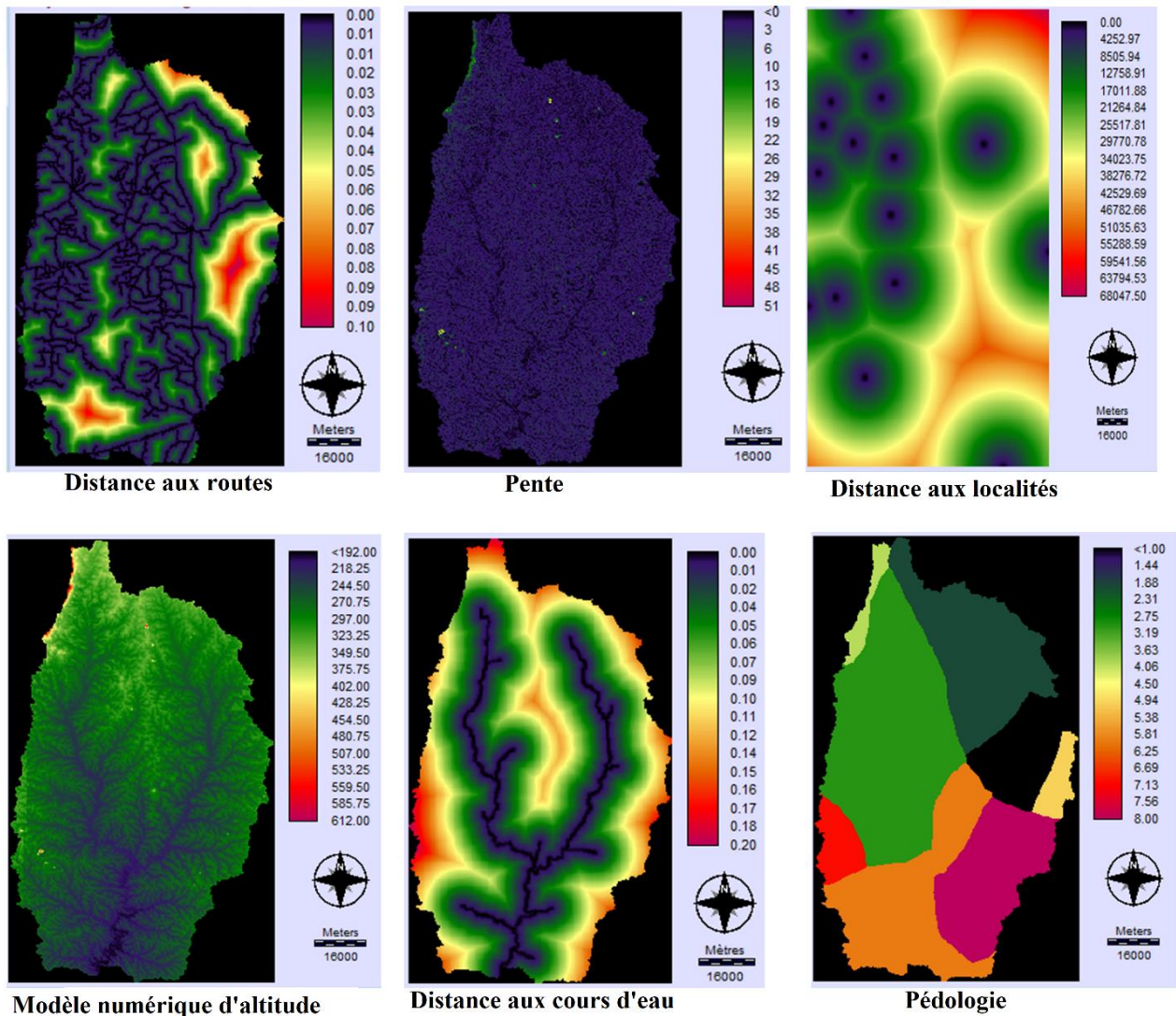


Figure 33 : Représentation spatiale des facteurs explicatifs (Koffi, 2020)

Le réseau routier existant sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé a été converti en données matricielles à l'aide de l'outil ToRaster d'ArcGIS. Une fois les données matricielles obtenues, le calcul de la distance aux routes a été effectué en utilisant les outils Spatial Analyst d'ArcGIS. Le résultat obtenu a ensuite été exporté vers l'emplacement souhaité en utilisant la fonction d'exportation de données dans ArcGIS, en se conformant à la même projection et au même nombre de colonnes et de lignes que les classes d'occupation des sols de 1986, 2002 et 2019. Une

Partie II : Matériel et méthodes

fois que les données ont été acquises dans le format souhaité, elles ont été introduites dans le modèle Land Change Modeler (LCM). De même, la distance aux routes et l'urbanisation ont été ajoutées au modèle. La pente a été calculée en utilisant l'outil Spatial Analyst d'ArcGIS. La pente a été calculée en utilisant les données d'altitude. Le module LCM est basé sur un réseau neuronal et l'obtention d'une plus grande précision est souhaitable, mais la précision dépend fortement des facteurs d'influence. Après avoir intégré toutes les variables explicatives, une analyse de la distribution des changements (1986-2002) et des types d'occupation du sol en fonction de chaque variable a été réalisée. Chacune des variables est mise en relation avec la carte des changements 1986-2002 afin d'étudier l'intensité de leur liaison grâce au coefficient de corrélation linéaire de Pearson et estimer leur pouvoir explicatif. Les valeurs comprises entre -1 et 1 nous renseignent sur l'existence d'une relation linéaire entre la variable et les changements observés. Les coefficients de corrélation proches de 0 n'ont pas été systématiquement exclus dans la mesure où des relations non linéaires peuvent exister. Le coefficient V de Cramer calcule la corrélation entre des variables ; il varie entre 0 et 1. Plus la corrélation est forte, plus ce coefficient s'approche de 1 et vice versa. Selon Eastman (2016) la variable sera considérée comme acceptable si son coefficient est égal ou supérieur à 0,4, mais devra être rejetée si le coefficient est inférieur à 0,15. Malgré tout, il faut garder à l'esprit qu'une forte corrélation ne tient pas compte de la complexité des relations entre les variables.

4.6.2. Transitions potentielles

La simulation des changements d'occupation du sol avec LCM débute après intégration des variables explicatives. Le modèle LCM utilise deux méthodes, soit la méthode des réseaux des neurones artificiels multicouches (Multi-Layer Perceptron ou MLP) ou une régression logistique. La méthode du réseau neuronal a été privilégiée car elle est plus performante que le modèle de régression multiple (Pontius & Neeti, 2010 ; Kouamé, 2017 ; Anand *et al.*, 2018). Notamment dans les systèmes complexes et non-linéaires, il est vivement recommandé (Eastman, 2016). L'avantage de l'utilisation du MLP par rapport aux autres modèles de potentiel de changement est qu'il est capable de modéliser des relations complexes entre les variables car les réseaux neuronaux peuvent exprimer des potentiels de changement simultanés à divers types de changement de terrain (Thapa & Murayama, 2012). Chaque transition potentielle est modélisée individuellement en utilisant les variables explicatives qui ont pu l'expliquer entre les 5 classes d'occupation du sol. Le potentiel explicatif de la combinaison des variables explicatives-transition potentielle est évalué par le taux de précision. Le manuel d'utilisation de LCM suggère un taux de précision de 80 % ou plus.

Partie II : Matériel et méthodes

Cependant, un taux de précision de 50 % est accepté (Rodríguez Eraso *et al.*, 2013). Une fois le niveau du taux de précision acceptable est réalisé, une carte montrant la transition potentielle est créée. La carte de transition potentielle ainsi générée servira lors de l'élaboration des cartes prospectives. La carte du potentiel de transition est produite en combinant la transition de changement individuel des cartes potentielles.

4.6.3. Validation du modèle LCM

La validation est nécessaire pour évaluer la capacité prédictive d'un modèle à simuler ce qui se produira à l'avenir. Cette étape a consisté à comparer le résultat de la carte d'utilisation des terres projetée à la carte réelle (carte de référence), pour déterminer la capacité de projection du modèle (Megahed *et al.*, 2015 ; Wang *et al.*, 2016 ; Gupta & Sharma, 2020). La carte de référence de 2019 est comparée à une carte de 2019 simulée par le modèle LCM (Figure 34). En plus de la comparaison des superficies des différentes classes calculées et simulées, l'outil VALIDATE de LCM a été utilisé pour le calcul du Kappa Statistique. Lorsque le Kappa statistique est au-dessus de 80 %, le modèle est alors considéré comme valide (Subedi *et al.*, 2013).

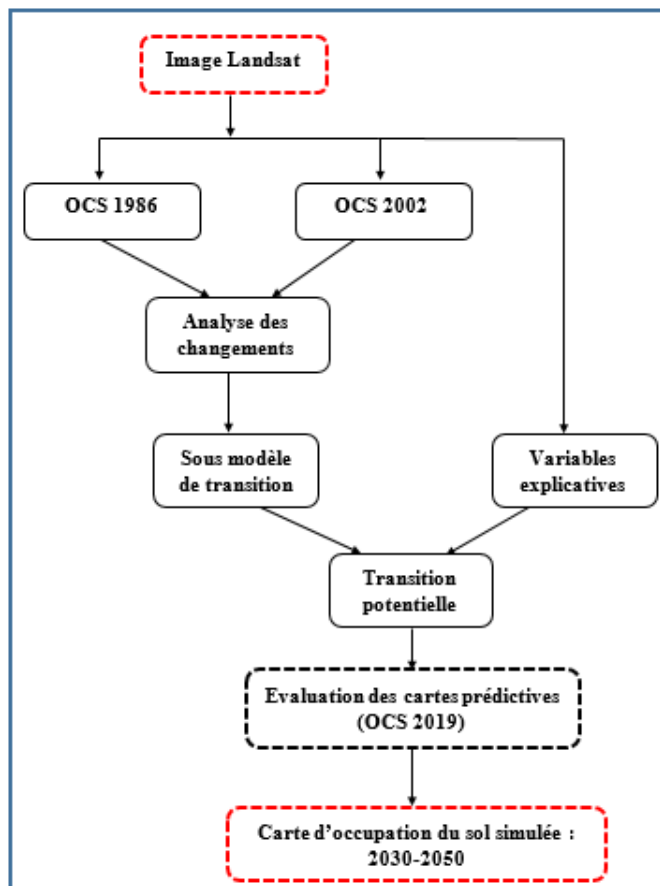


Figure 34 : Organigramme de la modélisation de l'occupation du sol avec Land Change Modeler

Partie II : Matériel et méthodes

4.6.4. Analyse de la dynamique de l'occupation du sol

L'analyse des changements survenus sur toute la période d'étude a été faite par une comparaison post-classification. Après classification des images de différentes dates du bassin versant de la Lobo, les superficies des classes d'occupation du sol de chacune de ces images ont été déterminées en leur appliquant un traitement « post classification » dans le logiciel ENVI. Les superficies des classes déterminées ont permis d'abord de calculer les proportions d'occupation des différentes classes. La proportion d'occupation des classes (PC) mesure la proportion du paysage occupé par les différents types d'occupation du sol. Elle s'obtient suivant l'équation (26).

$$PC = \frac{S_c}{S_t} * 100 \quad (26)$$

Avec,

Sc la superficie d'une classe

St, la superficie de toutes les classes.

4.7. Etude des tendances pluviométriques et hydrologiques du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé

4.7.1. Indice standardisé des précipitations et d'évapotranspiration (SPEI)

Le SPEI est basé sur la méthode de calcul des indices standardisés des précipitations (SPI) d'origine. L'indice SPI est à la fois puissant, souple d'utilisation et simple à calculer (McKee *et al.*, 1993). Il s'applique à diverses échelles de temps, et permet de détecter rapidement les situations de sécheresse. Cependant, la principale limite est qu'il ne tient compte d'un seul paramètre climatique (précipitation) et ne permet pas de quantifier le déficit de précipitations, car, les données dépendent impérativement des relevés mensuels de précipitations. Face à cette limite des SPI, Vicente-Serrano *et al.* (2010) ont mis en place un nouvel indice (SPEI) qui prend en compte la température dans les calculs à cause de l'influence de la température dans la caractérisation du changement climatique (Bouly *et al.*, 2020). Selon Himayoun & Roshni (2019), le SPEI est l'approche idéale pour évaluer la sécheresse météorologique.

Le SPEI utilise la différence mensuelle (ou hebdomadaire) entre les précipitations et l'évapotranspiration. Cela représente un bilan hydrique climatique simple qui est calculé à différentes échelles de temps pour obtenir le SPEI.

Partie II : Matériel et méthodes

L'évapotranspiration potentielle (mm) a été estimée par la méthode de Hargreaves (Hargreaves & Zohrab, 1985). D'ailleurs, Ibrahim (2012) a montré que cette formule permet d'estimer les valeurs d'ETP très proches de celles obtenues avec la formule de Penman-Monteith qui est plus complexe. Le déficit ou l'excédent d'accumulation d'un bilan hydrique climatique (D) est déterminé par la différence entre les précipitations et l'ET₀ pour le mois i :

$$D_i = P_i - ET_{0i} \quad (27)$$

Selon Vicente-Serrano *et al.* (2010), la distribution log-logistique est celle qui montre des probabilités cohérentes pour les très faibles valeurs de D. La fonction de densité de probabilité d'une variable distribuée selon la loi logistique à trois paramètres est exprimée par l'équation (28):

$$f(x) = \frac{\beta}{\alpha} \left(\frac{x-y}{\alpha} \right)^{\beta-1} * \left[1 + \left(\frac{x-y}{\alpha} \right)^{\beta} \right]^{-2} \quad (28)$$

Où, α , β and γ sont des paramètres d'échelle, de forme et d'origine, respectivement, pour les valeurs D dans l'intervalle ($\gamma > D < \infty$).

Le SPEI peut facilement être obtenu par l'équation 29 :

$$SPEI = W - \frac{C_0 + C_1W + C_2W^2}{1 + d_1W + d_2W^2 + d_3W^3} \quad (29)$$

Où :

$W = \sqrt{-2 * \ln(P)}$, pour $P \leq 0,5$, P étant la probabilité de dépasser une valeur D. Si $P > 0,5$, P est remplacé par $1 - P$ et le signe du SPEI résultant est inversé. Les constantes sont $C_0 = 2,515517$, $C_1 = 0,802853$, $C_2 = 0,010328$, $d_1 = 1,432788$, $d_2 = 0,189269$ et $d_3 = 0,001308$.

Dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé 45 années de données réparties sur trois (3) stations de mesure (1971-2016).

La classification de la gravité de la sécheresse basée sur les valeurs de SPEI est présentée dans le tableau IX. Une valeur négative de l'indice SPEI indique une sécheresse, tandis qu'une valeur positive signifie une humidité.

Partie II : Matériel et méthodes

Tableau IX : Classification de la sécheresse selon les SPEI (Vicente-Serrano *et al.*, 2010)

Valeur de l'indice SPEI	Degré de la sécheresse et de l'humidité
2,00 >	Humidité extrême
1,50 à 1,99	Humidité forte
1,00 à 1,49	Humidité modérée
0 à 0,99	Humidité atténuée
0 à -0,99	Sécheresse atténuée
-1,00 à -1,49	Sécheresse modérée
-1,50 à -1,99	Sécheresse intense
-2,00 <	Sécheresse extrême

4.7.2. Indice de sécheresse hydrologique (SDI)

L'indice de sécheresse des débits (SDI) est analogue à l'indice Bhalme et Mooley (Hermann *et al.*, 2017). SDI encore appelé l'écart moyen du débit (EMD) est utilisé pour déterminer la réaction du fleuve face au déficit pluviométrique et permet de déterminer les déficits et variations du débit (Nalbantis & Tsakiris, 2009). Généralement, pour les petits bassins, l'écoulement possède une probabilité de distribution asymétrique qui peut être approximée par la famille des fonctions Gamma. La distribution est par la suite transformée en une loi normale. La loi Log-normale à deux paramètres, très simple, a été utilisée. Il suffit d'utiliser le logarithme népérien (ln) des débits écoulés. Ainsi, le SDI tenant compte de la non-stationnarité se définit comme suit :

$$SDI_{i,k} = \frac{y_{i,k} - \overline{y_k}}{s_{y,k}} \quad i = 1,2,\dots, \quad k = 1,2,3,4 \quad (30)$$

Les logarithmes naturels des débits cumulés sont avec : $\overline{y_k}$ la moyenne et $s_{y,k}$ l'écart-type estimés sur une longue chronique.

Les différents états de sécheresse sont présentés par le Tableau X.

Tableau X : Définition des états de sécheresse hydrologique à l'aide SDI (Nalbantis & Tsakiris, 2009)

ETAT	Description	Critère
0	Pas de sécheresse	$SDI \geq 0$
1	Sécheresse atténuée	$-1 \leq SDI < 0$
2	Sécheresse modérée	$-1,5 \leq SDI < -1$
3	Sécheresse sévère	$-2 \leq SDI < -1,5$
4	Sécheresse extrême	$SDI < -2$

Partie II : Matériel et méthodes

4.7.3. Paramètres descriptifs des séquences de sécheresse

Dans les études de la sécheresse, il est important de caractériser le début et la fin d'une sécheresse (durée), ainsi que son intensité et la fréquence.

4.7.3.1. Durée maximale des séquences de sécheresse

La durée est l'une des caractéristiques importantes de la sécheresse ; en effet si une sécheresse débute rapidement sous certains régimes climatiques, il faut généralement au moins deux à trois mois avant de s'installer dans d'autres régions. Elle peut ensuite persister pendant des mois voire des années (Soro *et al.*, 2014). Le calcul de la durée se fait comme suit :

- analyser une série de données sur une longue période afin de déterminer la période la plus sèche ;
- faire la soustraction entre l'année où termine cette sécheresse d'avec l'année où elle débute; le résultat obtenu est ajouté d'un (1). Le calcul de la durée maximale des séquences de sécheresse se fait comme suit :

$$D = (A_{Fin} - A_{Début}) + 1 \quad (31)$$

Avec :

A_{Fin} : Année de la fin de la période sèche ; $A_{Début}$: Année du début de la période sèche

4.7.3.2. Intensité des séquences de sécheresse

L'intensité de la sécheresse est définie comme étant l'ampleur et la gravité des conséquences du déficit de précipitations et des écoulements. Elle peut être évaluée à l'aide des valeurs du SPEI et SDI. Les valeurs extrêmes du SPEI et de SDI ont été considérées comme valeurs de référence de l'intensité de la sécheresse.

4.7.3.3. Fréquence des séquences de sécheresse

La fréquence cumulée (F) de sécheresse donne une idée sur l'occurrence des séquences sèches sur une période d'étude. Elle est obtenue en faisant le rapport de l'effectif cumulé des séquences sèches par l'effectif total des années pluviométriques et hydrologiques.

$$F = \frac{\int n}{N} * 100 \quad (32)$$

Partie II : Matériel et méthodes

Avec : $\int n$: effectif cumulé des séquences sèches ; N : effectif total des années pluviométriques. L'objectif est d'identifier la distribution des fréquences des sécheresses modérées, graves, et extrêmes sur le bassin versant de la Lobo en fonction de la distribution des fréquences de chaque station pluviométrique et hydrologique.

4.7.4. Evaluation des paramètres du changement climatique

4.7.4.1. Evaluation de la fiabilité des sorties des modèles climatiques

Pour la production des scénarii climatiques futurs, un modèle climatique est fiable s'il est capable de reproduire correctement le climat présent. Ainsi, une comparaison a été effectuée entre les données climatiques (température et précipitation) observées et calculées sur la période de référence 1986-2005. Plusieurs critères (anomalies annuelles, erreurs relatives, variance, coefficient de détermination) permettent de juger de la qualité des modèles, en donnant une estimation globale et numérique de l'écart entre les résultats calculés et les données observées. Le calcul de l'erreur relative a été retenu comme critère numérique pour évaluer la performance des modèles RCA4 ; RACMO22T ; CCLM4-8-17. L'erreur relative (E_r) permet de savoir si le modèle climatique surestime ou sous-estime les paramètres recherchés.

Il s'exprime comme suit :

$$E_r = \left(\frac{X_{cal} - X_{obs}}{X_{obs}} \right) * 100 \quad (33)$$

X_{cal} : Valeur du paramètre calculée par le modèle ;

X_{obs} : Valeur du paramètre observé par le modèle.

Si $E_r < 0$ le modèle sous-estime le paramètre calculé ;

Si $E_r > 0$ le modèle surestime le paramètre calculé.

4.7.4.2. Corrections des sorties des modèles climatiques régionaux (MCR)

Afin d'améliorer la résolution des modèles climatiques aux échelles souhaitées (de l'échelle régionale à l'échelle locale) et la précision plusieurs approches de correction des biais des précipitations journalières et des températures ont été développées. Bien avant la correction des données journalières, une spatialisation des données des sorties des modèles climatiques a été réalisée afin de choisir les stations à corriger. La méthode de correction des biais a été utilisée dans le cadre de cette étude. Cette méthode a fait l'objet de plusieurs études dans le monde (Chen *et al.*,

Partie II : Matériel et méthodes

2011 ; Mora *et al.*, 2014 ; Fiseha *et al.*, 2014). Elle est basée sur l'application d'un facteur de modification aux séries de données simulées par les modèles climatiques afin de les rendre plus représentatives du climat observé. Ce facteur de correction est appliqué multiplicativement pour la correction des séries de pluie et additivement quand il s'agit des températures. Les précipitations observées à chaque station du bassin versant de la rivière Lobo ont été comparées avec le point de grille le plus proche du Modèle climatique regional (Figure 32). Après avoir corrigé les biais des données des modèles climatiques, la méthode du polygone de Thiessen a été utilisée pour le calcul de la pluie et de la température moyenne mensuelle sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. Les procédures de correction adoptées dans cette étude sont expliquées dans les équations (34) ; (35) ; (36) et (37):

$$P_{corrigée}(i, j) = P_{obs}(i, j) * \Delta P(j) \quad (34)$$

$$\Delta P(j) = \frac{\overline{P}_{obs}(j)}{\overline{P}_{cor}(j)} \quad (35)$$

Où :

$P_{corrigée}$: Précipitation corrigée ;

$P_{observée}$: Représente les précipitations observées au cours de la période de référence (1986-2005) à chaque station ; (i, j) : Représente le i ème jour du j ème mois ;

$\Delta(j)$ est la variation des précipitations calculée ;

$\overline{P}_{observée}$: est la moyenne journalière des précipitations pour le mois j , qui est calculés comme la moyenne de tous les jours du mois j sur toute la période de référence.

$$T_{corrigée}(i, j) = T_{scénario}(i, j) + \Delta T(j) \quad (36)$$

$$\Delta T(j) = \overline{T}_{obs}(j) - \overline{T}_{ctrl}(j) \quad (37)$$

Où,

$T_{corrigée}$: est la valeur de température corrigée pendant la simulation du scénario ; (i, j) est le i ème jour du j ème mois ;

\overline{T}_{obs} : Température observée (SODEXAM) sur la période de référence ;

$T_{scénario}$: Température simulées sur la période de référence (1986-2005) ;

$\Delta(j)$: Changement entre les températures observées et les températures simulées sur la période de référence 1986-2005 ;

Partie II : Matériel et méthodes

\bar{T} : La température quotidienne moyenne pour le mois de j , qui est calculée comme la moyenne de tous les jours du mois j pour toute la période de référence. Les indices *scen* et *ctrl* représentent respectivement la période du scénario (1986-2005) et la période de contrôle (2021-2040 et 2041-2060).

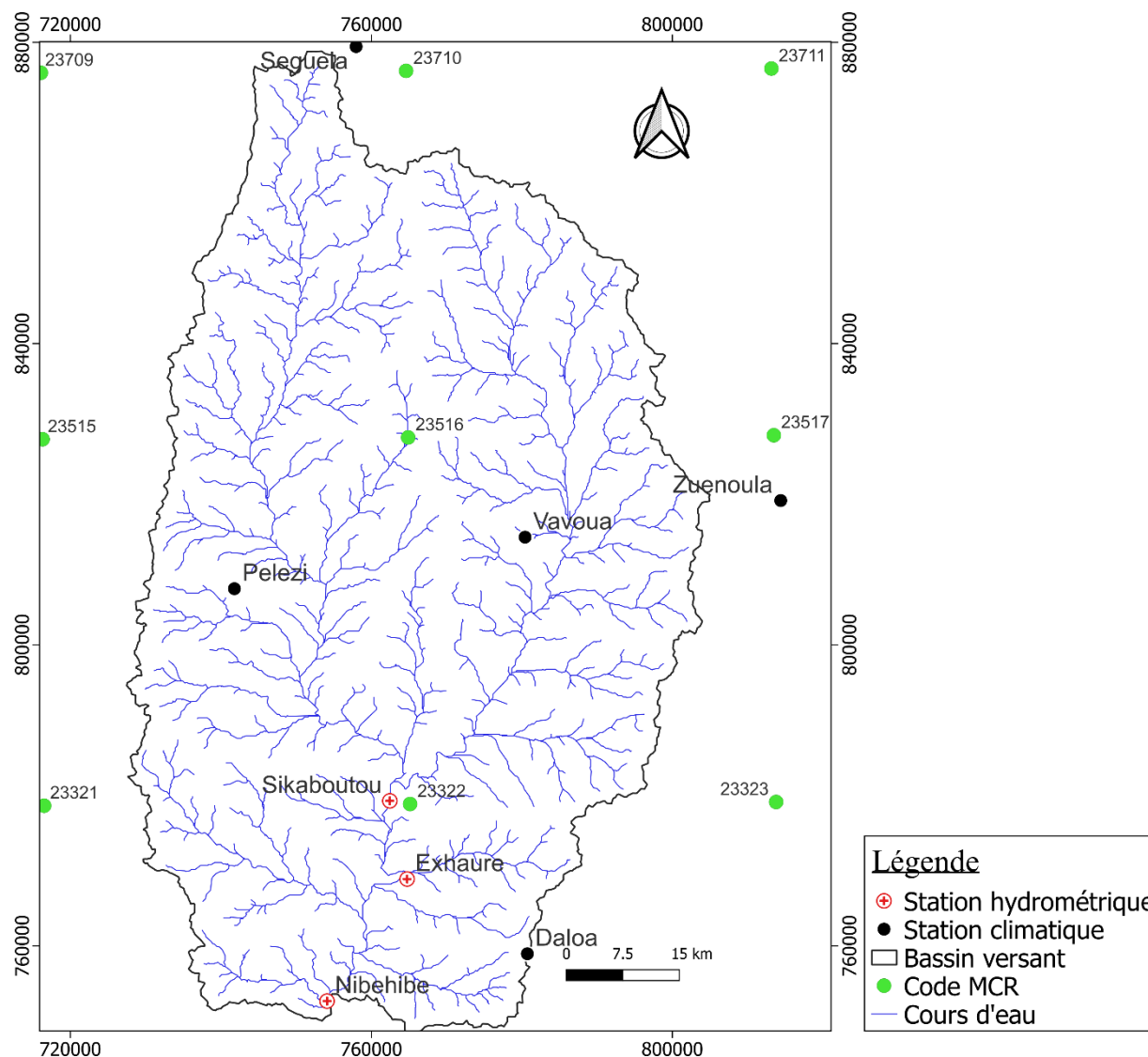


Figure 35 : Carte de spatialisation des sorties des modèles climatiques régionaux

4.7.4.3. Détermination des taux de variation des paramètres climatiques

Les données annuelles simulées à l'horizon 2030 et 2050 selon les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 sont comparées aux valeurs observées sur les périodes de référence (1986-2005). Les deux périodes futures sont 2021-2040 (horizon 2030) et 2041-2060 (horizon 2050) et le taux de variation sont calculés comme suit :

Partie II : Matériel et méthodes

$$\Delta_{Horizon,i} = \left(\frac{\overline{X}_{Horizon,i} - \overline{X}_{Ref,i}}{\overline{X}_{Ref,i}} \right) * 100 \quad (38)$$

Avec,

$\Delta_{Horizon,i}$: Taux de variations d'un horizon donné ;

$\overline{X}_{Horizon,i}$: Valeur moyenne mensuelle ou annuelle d'un horizon donné ;

$\overline{X}_{Ref,i}$: Valeur moyenne mensuelle ou annuelle calculée sur la période de référence.

4.8. Modélisation hydrologique avec CEQUEAU

Le modèle hydrologique utilisé dans le cadre de cette étude est le modèle semi-distribué CEQUEAU. Ce modèle a été développé à l'Institut National de la Recherche Scientifique (INRS-Eau) au Québec (Canada) par Morin *et al.* (1995).

4.8.1. Préparation des données physiographiques du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé

- Le modèle hydrologique CEQUEAU est un modèle déterministe matriciel, qui prend en compte les caractéristiques physiques du bassin versant ainsi que leurs variations dans l'espace et dans le temps. Ceci est rendu possible par le découpage du bassin versant en "carreaux entiers" et en "carreaux partiels". La mise en application du modèle CEQUEAU nécessite une préparation préalable des données physiographiques parmi lesquelles nous avons : les coordonnées des mailles, les codes des mailles partielles et leurs pourcentages de superficie, les altitudes des coins Sud-ouest de chaque maille, le pourcentage de superficies des lacs, des marais et des forêts. Sur le bassin de la rivière Lobo à Nibéhibé, les paramètres de formation et de fonte du stock de neige ne sont pas pris en compte parce que la zone d'étude est située dans une région tropicale (Afrique de l'ouest). Un résumé succinct des différentes données sera présenté dans le paragraphe ci-dessous.

- **Données générales des carreaux**

Les données générales des carreaux ont été utilisés pour déterminer les constantes physiques et donner le sens d'écoulement de l'eau sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.

- **Discrétisation spatiale du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé**

La discrétisation a consisté à découper le bassin versant à l'aide du logiciel ARCGIS 10.4 en des unités élémentaires carrées appelées carreaux entiers, eux mêmes subdivisés en carreaux partiels. La première discrétisation du bassin versant est un ensemble de carreaux de mêmes dimensions

Partie II : Matériel et méthodes

appelées « carreaux entiers ». La dimension à donner aux « carreaux entiers » dépend principalement de la superficie du bassin versant étudié, des données météorologiques disponibles, de la topographie du terrain (Morin & Paquet, 2007). Dans le cadre de cette étude des maillages carrées de 10 km de côté ont été considérées. Pour ce faire un repère orthonormé où l'abscisse est nommée I et l'ordonnée J est utilisé pour identifier les carreaux entiers. La numérotation des mailles est effectuée en prenant comme origine (I=10, J=10). Le point (0 ; 0) n'est pas pris comme origine pour ne pas obtenir des coordonnées négatives si jamais des stations hors du bassin sont utilisées.

- **Altitude aux nœuds des mailles**

La repartition des altitudes sur la zone d'étude est obtenue à partir des altitudes au nœud sud-ouest de chaque maille. A cet effet, une règle est appliquée :

- ✓ si le nœud se trouve sur une courbe de niveau, la cote de cette courbe lui est affectée.
- ✓ au cas où le nœud se trouve entre deux courbes de niveau avec des cotes différentes, alors une interpolation linéaire est appliquée

- **Mailles partielles**

Le deuxième découpage consiste à subdiviser les « carreaux entiers » en éléments partiels qu'on appelle « carreaux partiels ». Ces éléments sont le résultat de la subdivision des « carreaux entiers » en fonction des lignes de partage des eaux. Le modèle CEQUEAU permet d'avoir quatre carreaux partiels au maximum à l'intérieur d'un carreau entier. Les données nécessaires pour chaque « carreau partiel » sont le sens d'écoulement de l'eau et son pourcentage de superficie par rapport au « carreau entier » qu'il subdivise. Les carreaux partiels sont codifiés par des lettres A, B, C et D. Tous les carreaux partiels doivent avoir une lettre, même ceux en dehors du bassin versant (Figure 36).

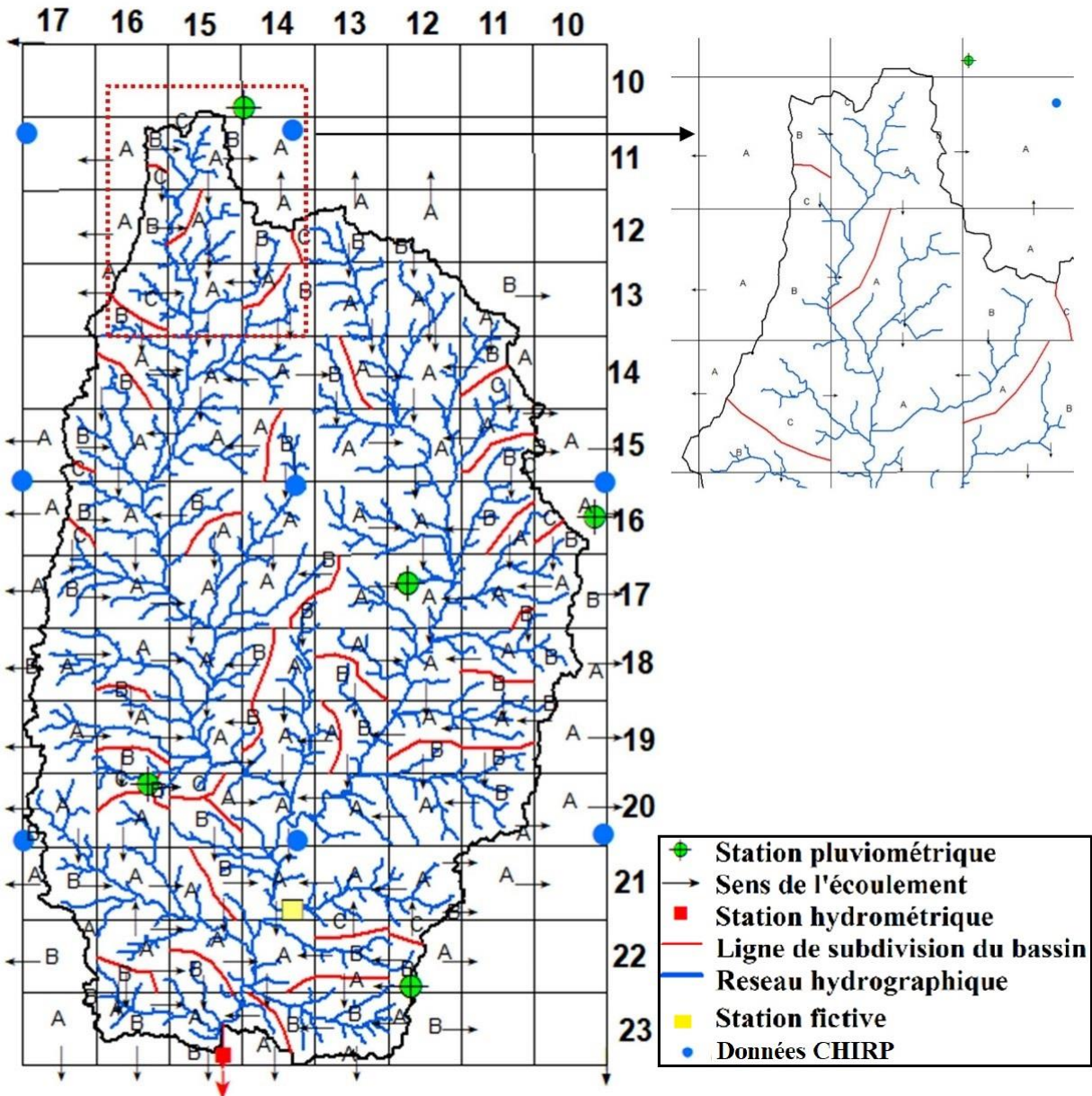


Figure 36 : Maillage et codification du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé

4.8.2. Préparation des données météorologiques et hydrométriques

En plus du fichier des données physiographiques préparées, les simulations nécessitent un fichier constitué des données météorologiques et des données hydrométriques préparées.

- **Données météorologiques**

Les fichiers des données météorologiques nécessaires au modèle à chaque pas de temps (journalier) contiennent les informations suivantes :

- la température maximale de l'air en degré Celsius ;

Partie II : Matériel et méthodes

- la température minimale de l'air, en degré Celsius ;
- la précipitation.

A partir des températures et précipitations journalières aux stations, la méthode de pondération a été utilisée pour calculer les valeurs de chaque carreau entier.

• Données hydrométriques

Les données hydrométriques nécessaires à chaque station sont soit les débits, soit les niveaux d'eau et le débit évacué selon le type de bassin versant naturel ou aménagé pour chaque pas de temps de la simulation. Dans le cadre de cette étude les données de débits journaliers qui ont été utilisées sont celles de la station hydrométrique de Nibéhibé, située en aval de la retenue d'eau, la seule station hydrométrique avec une longue chronique de données.

4.8.3. Calage et validation du modèle

L'application du modèle CEQUEAU à un bassin versant nécessite l'ajustement de paramètres pour que le modèle reproduise le plus possible les débits observés. L'ajustement des paramètres du modèle CEQUEAU se fait généralement par essais et erreurs. La procédure d'ajustement des paramètres varie d'un bassin versant à l'autre ; on peut cependant en déterminer les étapes nécessaires et les règles générales. La période 1988-2006 a été utilisée comme période de calibration et la période de 2007-2015 a été utilisée pour la validation. La période de calibration prend en compte les années humides, sèches et normales. L'ajustement du modèle hydrologique se fait par l'analyse des critères numériques et graphiques. En ce qui concerne le critère graphique, une bonne adéquation entre débits observés et simulés a été utilisée pour évaluer la performance du modèle. Des graphiques tels que l'hydrogramme, ont été utilisés pour déterminer la précision des simulations des composantes spécifiques telles que les étiages, les crues sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.

Le critère numérique se fait par comparaison des débits observés et simulés par l'affichage du coefficient de Nash (Nash & Sutcliffe, 1970), le coefficient de détermination (R^2).

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs,i})^2} \quad (39)$$

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})(Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - \bar{Q}_{obs})^2 \sum_{i=1}^n (Q_{sim,i} - \bar{Q}_{sim})^2}} \quad (40)$$

Partie II : Matériel et méthodes

Il permet de quantifier l'écart relatif moyen entre les débits observés et simulés. La valeur optimale est 0. Une valeur positive indique une surestimation, une valeur négative une sous-estimation.

Le pourcentage de biais a été calculé par l'équation suivante :

$$PBIAS = \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i} - Q_{sim,i}) * 100}{\sum_{i=1}^n (Q_{obs,i})} \quad (41)$$

Avec :

- Q_{obs} , est le débit observé pour le pas de temps i ;
- Q_{sim} , est le débit simulé pour le pas de temps i ;
- \bar{Q}_{obs} est la moyenne des débits observés ;
- \bar{Q}_{sim} est la moyenne des débits simulés ;
- N , est le nombre d'observations.

4.8.4. Simulation des apports d'eau dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

Le modèle CEQUEAU, une fois calé et validé avec les données de la station de Nibéhibé a permis de simuler les débits dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Pour cela une station hydrométrique fictive a été installée en amont de la retenue afin d'estimer les apports entrants dans la retenue. Une fois cette étape terminée, trois scénarios de simulations ont été réalisées :

- Le premier scénario examine l'impact de l'utilisation du sol sur les apports d'eau dans la retenue de la rivière Lobo. Durant cette simulation, les paramètres climatiques sur la période de référence (1986-2005) sont constants mais les cartes d'occupation du sol de 1986 ; 2002 ; 2019 et ceux simulées à l'horizon 2030 et 2050 sont utilisées,
- Le deuxième scénario ne tient compte que des effets du changement climatique sur les apports d'eau dans la retenue de la rivière Lobo aux horizons 2021-2040 et 2041-2060. Pendant cette simulation, la carte d'occupation du sol de 2002 est supposée inchangée par rapport à la période de référence,
- Le troisième scénario analyse les impacts combinés du changement climatique et de l'utilisation du sol sur les apports d'eau dans la retenue de la rivière Lobo aux horizons 2021-2040 et 2041-2060.

Partie II : Matériel et méthodes

La mise en place de plusieurs hypothèses de simulation permet de vérifier le scénario qui a une influence véritable sur le fonctionnement hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.

4.9. Modélisation de la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

4.9.1. Evaluation des apports solides en suspension

Le débit solide en suspension (Q_{ss}) est obtenu en multipliant le débit liquide (Q_L) par la concentration des matières en suspension (C) (Bouanani, 2004 ; Kouassi *et al.*, 2013 ; Mélédje, 2015) :

$$Q_{ss} = Q_L * C \quad (42)$$

Avec :

Q_{ss} : Débit solide en suspension (kg/s)

Q_L : Débit liquide (m³/s)

C : Concentration moyenne de matières en suspension (kg/m³)

4.9.2. Evaluation du taux de sédimentation à l'aide de la théorie des bassins de décantation

Une modélisation de la sédimentation de la retenue d'eau de la rivière Lobo à l'aide de la théorie des bassins de décantation (Sanchez, 2018) a été développée suivant deux hypothèses :

- Hypothèse 1 : la vitesse de chute est constante ;
- Hypothèse 2 : la vitesse de chute est distribuée selon la loi Gamma.

Cette méthode permet d'estimer les épaisseurs des dépôts moyens en tenant compte de la vitesse de chute des particules distribuées selon la loi de gamma et d'évaluer également la capacité de la retenue d'eau à piéger les sédiments. En effet, le pourcentage de piégeage de la retenue est la capacité du réservoir à piéger des sédiments.

Pour la mise en place du modèle mathématique, des profils en travers ont été définis tous les cinquante mètres (50 m) sur une distance de 2,8 km, soit 56 profils en travers avec une profondeur moyenne mensuelle de la retenue connue.

La retenue d'eau de la Lobo est subdivisée en trois zones : La zone d'entrée (en amont du de la retenue), la zone de dépôt et la zone de sortie (après le déversoir) (Figure 35).

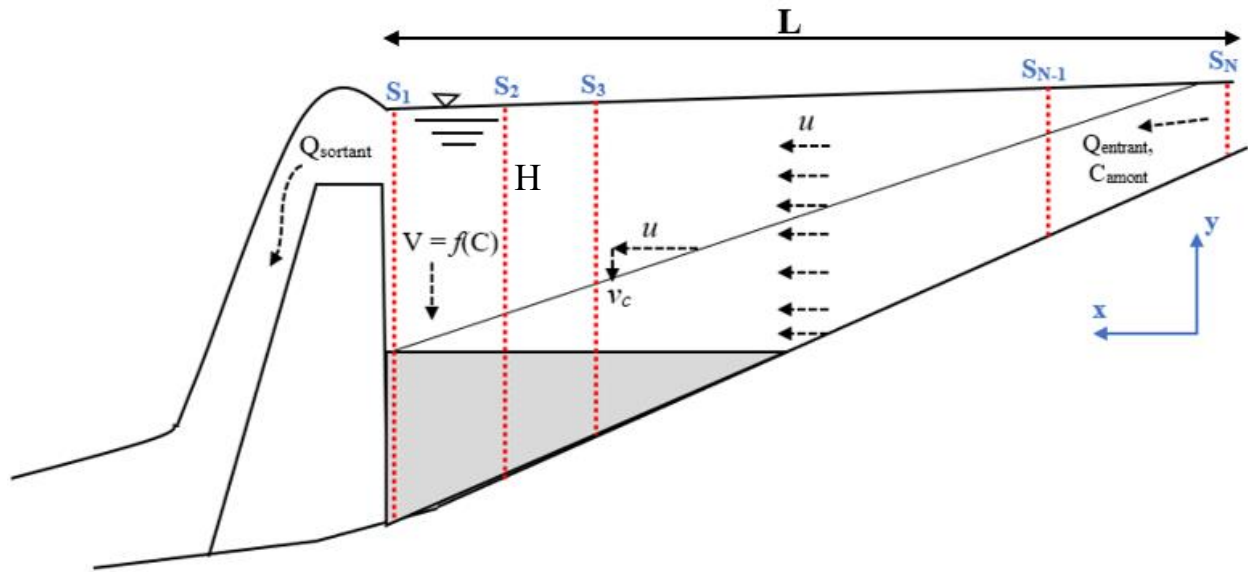


Figure 37: Discretisation schématique des sections transversales du réservoir de la retenue d'eau de la rivière Lobo

Les différents paramètres du modèle sont :

H (m) : Profondeur moyenne de la retenue ; **Q(m³/s)** : Débit entrant dans la retenue ;

B (m) : Largeur moyenne de la retenue ; **L(m)** : Longueur de la retenue ;

U (m/s) : Vitesse moyenne des écoulements ; **T (J)** : Temps de séjour des matières en suspension.

S(m²) : Section en travers ;

V_c (m/s): Vitesse critique de dépôt

V (m³): Volume de la retenue d'eau

Les deux principales relations entre la vitesse moyenne de l'écoulement et le temps de séjour des sédiments dans la retenue sont présentées comme suit :

$$U = \frac{Q}{S} \quad (43)$$

$$T = \frac{L}{U} = \frac{V}{Q} \quad (44)$$

L'étude mathématique est réalisée en utilisant un système de coordonnées cartésiennes avec l'axe x comme coordonnée horizontale, l'axe y comme coordonnée verticale et l'origine située au fond de la zone de dépôt. A l'entrée de la zone de décantation (à x = 0), le fluide est considéré homogène et la concentration C(x,y) est supposée constante sur toute la profondeur, donc C(0,y) = C₀.

Une vitesse critique de dépôt V_c est définie comme suit :

Partie II : Matériel et méthodes

$$V_c = \frac{H}{T} \quad (45)$$

Toutes les matières en suspension ayant une vitesse de chute V égale ou supérieure à V_c se déposent dans la zone de décantation. Pour les solides en suspension tombant avec une vitesse de chute V inférieure à V_c , le dépôt ne concerne que les particules situées en dessous du niveau $H = VT$ à l'entrée de la zone de décantation. Dans un cas général, la capacité de piégeage η d'un bassin de décantation dépend de la turbulence et de la distribution des vitesses de chute associées à chaque particule en suspension.

4.9.2.1. Détermination expérimentale de la vitesse de chute

Dans le but d'étudier la répartition verticale des matières en suspension (MES) et leurs vitesses de chute en condition d'eau calme, trois tests ont été effectués sur des échantillons prélevés à la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro. La distribution locale des matières en suspension en termes de vitesses de chute a été examinée par la méthode du tube d'Owen (1976).

Une fonction de la répartition $F(V)$ de la vitesse de chute V a été obtenue à partir du suivi dans le temps de l'évolution des matières restant en suspension dans un tube de sédimentation de hauteur $H_{\text{init}} = 2$ m (Tube d'Owen) où un échantillon d'eau turbide prélevé à la station de Sikaboutou-Adjoukro est placé.

Le tube d'Owen (1976) d'une capacité de 3,4 litre (L) est positionné verticalement. Des prélèvements d'un dixième du volume initial sont ensuite effectués par le bas du tube à différents instants (2 mn, 4 min, 8 min, 15 min, 30 min, 60 min, 120 min, 240 min, 480 min), afin d'estimer la quantité de particules sédimentant dans chaque intervalle de temps. Un dernier prélèvement permet de récupérer le reste du liquide présent dans le tube afin d'estimer la masse solide totale de l'échantillon.

Les concentrations des matières en suspension des différents échantillons prélevés ont été ensuite déterminées par la méthode de filtration.

Grâce aux mesures au tube d'Owen, une courbe de répartition représentant le pourcentage en poids ($V\%$) des grains ayant une vitesse de chute inférieure à $V_d = H/t$ où H est la hauteur de chute des sédiments et t le temps de chute mesurée depuis le début du test est obtenue.

Le tracé de la courbe de la fonction de répartition de la vitesse de chute suit les étapes suivantes :

Partie II : Matériel et méthodes

La concentration initiale C_{init} dans le tube d'Owen est estimée puis, on calcule la masse totale MT en suspension dans le tube à l'instant $t = 0$.

La proportion de MES restant en suspension à l'instant t_i de chaque prélèvement est obtenue par le rapport $P(t_i) = C / C_{init}$. Si la hauteur H restait constante au cours du test, le rapport $P(t) = C / C_{init}$ serait donné par l'équation 45 :

$$P = \int_0^{H/t} \left(1 - \frac{Vt}{H}\right) f(V) dV = \int_0^{H/t} f(V) dV - \int_0^{H/t} \frac{Vt}{H} f(V) dV \quad (46)$$

Sachant que la hauteur H de la colonne varie au cours du test, on établit une relation entre $F(w)$ et $P(t^c)$ où $t^c = t \times H_{init} / H$ est :

$$P = \int_0^{H_{init}/t^c} \left(1 - \frac{Vt}{H_{init}}\right) f(V) dV = \int_0^{H_{init}/t^c} f(V) dV - \int_0^{H_{init}/t^c} \frac{Vt}{H_{init}} f(V) dV \quad (47)$$

D'autre part, on a l'égalité suivante :

$$t^c \frac{dP}{dt^c} = t^c \frac{d}{dt^c} \left[\int_0^{H_{init}/t^c} f(V) dV - \int_0^{H_{init}/t^c} \frac{Vt^c}{H_{init}} f(V) dV \right] \quad (48)$$

L'équation (47) a été développée en utilisant la règle de Leibnitz suivante :

$$\frac{d}{dt^c} \int_0^{\beta(t^c)} \phi(V, t^c) dV = \phi(\beta(t^c), t^c) \beta'(t^c) + \int_0^{\beta(t^c)} \frac{\partial \phi(V, t^c)}{\partial t^c} dV \quad (49)$$

En posant $\beta(t^c) = H_{init} / t^c$ on obtient :

$$t^c \frac{dP}{dt^c} = t^c \left[f(H_{init} / t^c) \beta'(t^c) - \frac{(H_{init} / t^c) t^c}{H_{init}} f(H_{init} / t^c) \beta'(t^c) - \int_0^{H_{init}/t^c} \frac{w}{H_{init}} f(w) dw \right] \quad (50)$$

Soit :

$$t^c \frac{dP}{dt^c} = t^c \frac{dP}{d(\ln t^c)} = -t^c \int_0^{H_{init}/t^c} \frac{V}{H_{init}} f(V) dV \quad (51)$$

L'équation peut alors s'écrire :

$$F(V = H_{init} / t^c) = \int_0^{H_{init}/t^c} f(V) dV = P + \int_0^{H_{init}/t^c} \frac{Vt^c}{H_{init}} f(V) dV \quad (52)$$

En utilisant les équations 50 et 52 on obtient enfin la relation entre $F(w)$ et $P(t^c)$:

Partie II : Matériel et méthodes

$$F(V = H_{init} / t^c = H / t) = \int_0^{H_{init}/t^c} f(V)dV = P - \frac{dP}{d(\ln t^c)} \quad (53)$$

L'expression de l'équation (54) est obtenue par la méthode des différences finies pour le calcul numérique de la dérivée $dP/d(\ln t^c)$ en utilisant un schéma décentré.

$$\left. \frac{dP}{d(\ln t^c)} \right|_{t^c} = \frac{P(t^c_{i+1}) - P(t^c_{i-1})}{\ln(t^c_{i+1}) - \ln(t^c_{i-1})} \quad (54)$$

La fonction de répartition $F(V)$ de la vitesse de chute des matières en suspension a été obtenue après avoir tracé la fonction P en fonction de t_c pour chaque échantillon prélevé. La vitesse de chute moyenne des matières en suspension a été obtenue à partir d'une méthode itérative. La plupart des auteurs caractérisent la vitesse de chute par sa valeur médiane $V_{50\%}$, qui est toujours inférieure à la vitesse de chute moyenne locale V (Sanchez *et al.*, 2005), laquelle donne une meilleure description de la dynamique verticale des sédiments. Dans le cadre de cette étude, la vitesse de chute V des matières en suspension est étudiée comme une variable stochastique. Selon les études de Sanchez *et al.* (2005), la vitesse de chute suit une loi de probabilité en accord avec la loi Gamma avec un paramètre de forme r qui caractérise l'étendue des valeurs de la vitesse de chute pour l'ensemble des agrégats simultanément en suspension. Toutes les particules en suspension tombent avec une vitesse de chute variable en fonction de leurs concentrations et de leurs poids.

Le calcul de la vitesse de chute moyenne suit les étapes suivantes :

- on détermine la vitesse de chute $V_{50\%}$ et $V_{90\%}$ sur la courbe de la fonction de répartition de la vitesse de chute (Figure 38). Sur cette courbe, $V_{50\%}$ et $V_{90\%}$ représentent pour une masse d'échantillon, 50 et 90 pourcents de sédiment tombant à une vitesse de chute connue ;
- on calcule le rapport de $\frac{V_{90\%}}{V_{50\%}}$;
- puis on calcule le paramètre de forme r et le rapport de $\frac{\bar{V}}{V_{50\%}}$ par itération ;
- Sur la base de la connaissance du rapport de la vitesse de chute moyenne et de la vitesse de chute $V_{50\%}$ ($\frac{\bar{V}}{V_{50\%}}$), la vitesse de chute moyenne des matières en suspension est obtenue.

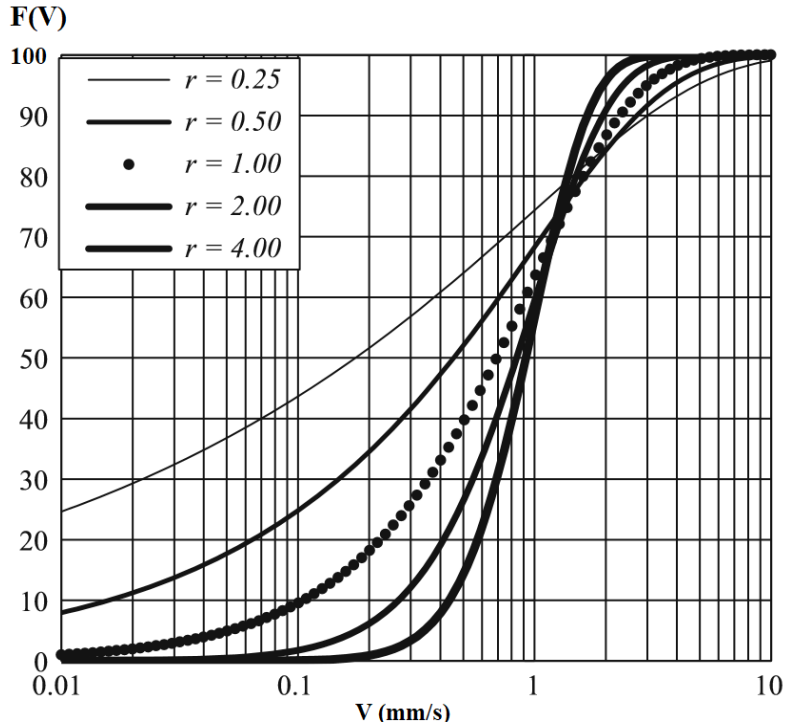


Figure 38 : Fonction de répartition de la vitesse de chute selon la loi Gamma, pour cinq valeurs du paramètre r (Sanchez, 2018)

4.9.2.2. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute constante

4.9.2.2.1. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute constante sans turbulence (Modèle VC-ST)

La concentration près du fond reste constante jusqu'à la décantation totale des matières en suspension si on considère une vitesse de chute constante et un écoulement sans mélange dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Cependant, la concentration en surface est nulle et l'interface entre la concentration nulle et la concentration au fond se propage de la surface vers le fond avec la même vitesse chute que les matières en suspension (Sanchez, 2018). Dans les conditions d'eau calme, la concentration dans la zone de décantation est donnée par :

$$C(x, y) = \begin{cases} 0 & \text{pour: } \left(1 - \frac{\bar{V} \times x}{u \times H}\right) H < y < H \\ C_0 & \text{pour: } 0 \leq y \leq \left(1 - \frac{\bar{V} \times x}{u \times H}\right) H \end{cases} \quad (55)$$

La masse solide M restant en suspension dans la colonne d'eau est :

Partie II : Matériel et méthodes

$$M(x) = \begin{cases} \left(1 - \frac{\bar{V} \times x}{u \times H}\right) HC_0 & \text{pour: } x \leq \frac{u \times H}{\bar{V}} \\ 0 & \text{pour: } x > \frac{u \times H}{\bar{V}} \end{cases} \quad (56)$$

Et la capacité de piégeage du réservoir de la retenue d'eau de la rivière Lobo est :

$$\eta = \frac{M(0) - M(L)}{M(0)} = \begin{cases} \frac{\bar{V}}{v_c} & \text{pour: } \bar{V} \leq v_c \\ 1 & \text{pour: } \bar{V} > v_c \end{cases} \quad (57)$$

Avec :

u , la vitesse d'écoulement ; H , la profondeur moyenne de la retenue d'eau ; C_0 , la concentration moyenne des matières en suspension à l'entrée de la retenue d'eau ; \bar{V} , la vitesse de chute moyenne des matières en suspension. η , la capacité de piégeage de la retenue d'eau ; v_c , vitesse critique ; L , la longueur de la retenue d'eau de la rivière Lobo.

4.9.2.2.2. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute constante et mélange avec modèle de Teeter (Modèle VC-MT)

Une grande partie de l'action dans la dynamique des sédiments fins se produit à l'interface suspension/lit de sédiments. Teeter (1986) a établi une relation entre la concentration à proximité du lit et le nombre de Peclet (P^e) par des approches analytiques et numériques pour examiner les relations de transport vertical. La variation verticale des matières en suspension dans la retenue d'eau de la rivière Lobo pour une vitesse de chute constante en présence de turbulence est analysée dans cette note. La solution de Teeter (1986) se présente comme suit :

$$C_0(z=0) = \bar{C}(x) * \left(1 + \left(\frac{P^e}{1.25 + 4.75(P^{2.5}_d)}\right)\right) = f(P^e) \quad (58)$$

Avec P^e , le nombre de Peclet caractéristique des transferts verticaux de sédiments par convection-diffusion. Si on suppose un dépôt de tous les sédiments en suspension on a $P=1$ (P est le nombre de Krone), en condition d'eau calme on a :

$$C(z=0) = \bar{C}(x) * \left(1 + \left(\frac{P^e}{6}\right)\right) = f(P^e) \quad (59)$$

Partie II : Matériel et méthodes

La variation dans le temps de la masse solide locale en suspension M en tenant compte de la fonction de Peclet ($f(P^e)$) est donnée par :

$$\frac{dM(x)}{dt} = \frac{d(H * \bar{C}(x))}{dt} = -\frac{\bar{V}}{u * H} * \bar{C}(x) * f(P^e) \quad (60)$$

Et la variation sur x de la concentration de matières en suspension :

$$\bar{C}(x) = \bar{C}(0) * e^{\left(-\frac{\bar{V} * f(P^e) * x}{u * H} \right)} \quad (61)$$

Avec :

$$P^e = \frac{\bar{V}H}{K_z}, \text{ le nombre de Peclet construit avec } \bar{V}. \text{ Ce nombre représente les transferts verticaux}$$

de sédiments par convection-diffusion. \bar{V} est la vitesse de chute moyenne des matières en suspension, H : la profondeur d'eau, $f(P^e)$, la fonction de pécelet.

La capacité de la retenue d'eau à piéger les sédiments est alors :

$$\eta = 1 - \left(-\frac{\bar{V} * f(P^e)}{V_c} \right) \quad (62)$$

Avec :

\bar{V} est la vitesse de chute moyenne MES, $f(P^e)$, la fonction de pécelet, η , la capacité de piégeage de la retenue d'eau ; V_c , vitesse critique ; L , la longueur de la retenue d'eau de la rivière Lobo.

4.9.2.2.3. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute constante et mélange complet (Modèle VC-MC)

Différentes solutions du problème peuvent être obtenues selon le modèle retenu pour décrire la diffusion produite par la turbulence (Chancelier *et al.*, 1997 ; Yan *et al.*, 2014). Si l'on suppose un mélange vertical parfait, pour chaque variable x la concentration est constante sur la profondeur y ($C(x, y) = \bar{C}(x)$), où $\bar{C}(x)$ est la concentration verticale moyenne. Pour un observateur se déplaçant dans la zone de sédimentation à la même vitesse U que l'écoulement horizontal, la variation de la concentration de matières en suspension $\bar{C}(x)$ est donnée par les équations (63), (64) et (65) (Sanchez, 2018) :

$$\text{La variation de la concentration sur } x : \frac{d\bar{C}(x)}{dx} = -\frac{\bar{V}}{UH} * \bar{C}(x) \quad (63)$$

Partie II : Matériel et méthodes

Et la solution est : $C(x) = C(0) * e^{\left(\frac{\bar{V} * x}{U * H}\right)}$ (64)

La capacité de la retenue d'eau à piéger les sédiments est :

$$\eta = \frac{M(0) - M(L)}{M(0)} = 1 - e^{\left(\frac{\bar{V}}{v_c}\right)} \quad (65)$$

Avec :

U, la vitesse d'écoulement ; H, la profondeur moyenne de la retenue d'eau ; C₀, la concentration moyenne des matières en suspension à l'entrée de la retenue d'eau ; \bar{V} , la vitesse de chute moyenne des matières en suspension, η , la capacité de piégeage de la retenue d'eau ; V_c, vitesse critique. L, la longueur de la retenue d'eau.

4.9.2.3. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute variable

La seconde approche de cette étude est de considérer la vitesse de chute V des matières en suspension comme une variable stochastique. Selon Sanchez *et al.* (2005), la vitesse de chute suit une loi de probabilité semblable à la loi Gamma, avec un paramètre de forme "r" qui caractérise l'étendue des valeurs de la vitesse de chute pour l'ensemble des agrégats simultanément en suspension. Toutes les particules en suspension tombent avec une vitesse de chute variable en fonction de leurs concentrations et de leurs poids. Une approche similaire a été développée par Sanchez (2006) pour décrire les sédiments cohésifs et Khawaja (2011) pour les sédiments non cohésifs. Dans le cadre de la présente étude, cette méthode a été appliquée aux sédiments cohésifs de la retenue d'eau de la rivière Lobo. Il s'agit ici de montrer qu'une distribution des matières en suspension en fonction de la vitesse de chute est compatible aux méthodes décrivant la répartition verticale des MES résultant d'un équilibre entre échanges solides liés à la gravité et la diffusion verticale de la masse.

4.9.2.3.1. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute distribuée (loi Gamma) sans turbulence (Modèle VD-ST)

Dans un très grand nombre de modèles hydrosédimentaires, la vitesse de chute est représentée par un scalaire (Krone, 1986 ; Migniot, 1989 ; Tattersall *et al.*, 2003). Cependant, compte tenu du grand nombre d'agrégats divers se trouvant simultanément en suspension, la vitesse de chute est en

Partie II : Matériel et méthodes

réalité une variable stochastique. Dans le cadre de cette étude, une variable aléatoire V peut être définie comme la vitesse de chute d'un élément constitutif des matières en suspension de masse unitaire infinitésimale dm . La fonction de densité de probabilité (*pdf*) de V pour l'échantillon de sédiments en suspension en fonction des valeurs possibles v de V soit désignée par $f_v(v)$. Le terme $f_v(v)dv$ représente la quantité de matière par unité de volume avec des valeurs de V comprises entre $v - dv/2$ et $v + dv/2$. La probabilité pour qu'une fraction de sédiment de quantité de matière en suspension dont la vitesse de sédimentation est inférieure à v est donnée par la fonction de distribution cumulative de V , qui est également une fonction $F_v(v)$ des valeurs possibles v de V . Cette fonction est donnée par :

$$F_v(v) = \int_0^v f_v(v)dv \quad (66)$$

La fonction de densité de probabilité de V doit être ajustée à partir de mesures sur le terrain. Pour les sédiments naturels, $f_v(v)$ est souvent bien décrits par une distribution gamma. En effet, plusieurs lois de densité de probabilité peuvent être utilisées pour modéliser la répartition des vitesses de chute des matières en suspension, mais la loi gamma est celle qui se rapproche le plus de la réalité (Sanchez, 2018) :

$$fV(v) = \frac{\lambda^r v^{r-1} e^{-\lambda v}}{\Gamma(r)}, \quad \text{avec, } 0 \leq v < \infty \quad (67)$$

où Γ est une fonction gamma, Les paramètres r et λ sont liées à la vitesse de chute moyenne \bar{V} et à l'écart-type σ des valeurs de V par (Spiegel, 1975) :

$$r = \frac{\bar{V}^2}{\sigma^2}, \quad \lambda = \frac{\bar{V}}{\sigma^2} = \frac{r}{\bar{V}} \quad (68)$$

Ces deux paramètres sont suffisants pour définir une distribution gamma : (i) le paramètre de forme r , qui est essentiellement invariant pendant un processus de décantation et (ii) la vitesse moyenne de décantation \bar{V} , qui diminue lorsque la concentration en sédiments en suspension diminue. Il faut dire qu'une vitesse de décantation distribuée selon la loi gamma est tout à fait compatible (Sanchez 2006) avec la forme générale des spectres granulométriques établis par Kranck (1986) pour décrire le comportement de décantation des sables et sédiments cohésifs. Le paramètre de forme r peut être directement lié à un paramètre noté m des spectres granulométriques de Kranck (1986), qui dépend de la disponibilité naturelle des matériaux sédimentaires (Kranck & Milligan, 1985). La

Partie II : Matériel et méthodes

validité des spectres de granulométrie de Kranck est observée comme une tendance générale pour les sédiments cohésifs dans les systèmes côtiers, estuariens et fluviaux.

La distribution de la vitesse de sédimentation des matières en suspension en accord avec une loi gamma ne peut être considérée comme un cas universel et cette hypothèse doit être validée pour chaque application étudiée par une étude statistique précise de la vitesse de sédimentation des matières en suspension.

Afin d'étudier la variable aléatoire V , on peut définir une vitesse de sédimentation non dimensionnelle V^* en fonction de la vitesse de sédimentation moyenne \bar{V} par $V^* = \frac{V}{\bar{V}}$.

La fonction de densité de probabilité de V^* compatible avec l'équation (73) :

$$f_{V^*}(v^*) = \frac{r^r (v^*)^{r-1} e^{-rv^*}}{\Gamma(r)}, \quad \text{avec, } 0 \leq v^* < \infty \quad (69)$$

On suppose que le fluide est homogène sur toute la profondeur à l'entrée de la zone de décantation (à $x = 0$), alors, la fonction de densité de probabilité de V est considérée comme étant invariante verticalement.

Après un temps t tous les agrégats de vitesse $V > V' = H/t$ se sont déposés depuis la hauteur H . De plus une fraction $V \times t/H$ des agrégats de vitesse de chute V inférieure à V' se sont également déposés (depuis la hauteur variable $V \times t \leq H$). La proportion P d'agrégats en suspension selon Jones & Jago (1996) est :

$$P = \frac{M(x=ut)}{M(0)} = \int_0^{V'} \left(1 - \frac{vt}{H}\right) f_V(v) dv \quad (70)$$

L'utilisation de la loi Gamma permet le calcul suivant :

$$\int_0^{V'} \frac{vt}{H} f_V(v) dv = \frac{t}{H} \int_0^{V'} \frac{\lambda^r v^{r-1} e^{-\lambda v}}{\Gamma(r)} dv, \quad (71)$$

Avec $\alpha - 1 = r$, on obtient :

$$\int_0^{V'} \frac{vt}{H} f_V(v) dv = \frac{t}{H} \frac{\lambda^r}{\lambda^{r+1}} \frac{\Gamma(r+1)}{\Gamma(r)} \int_0^{V'} \frac{\lambda^\alpha v^{\alpha-1} e^{-\lambda v}}{\Gamma(\alpha)} dv \quad (72)$$

Comme $\frac{\Gamma(r+1)}{\Gamma(r)} = r$, et $\bar{V} = \frac{r}{\lambda}$,

Alors :

Partie II : Matériel et méthodes

$$\int_0^{V'} \frac{vt}{H} f_v(v) dv = \frac{t}{H} x \bar{V} \int_0^{V'} v \frac{\lambda^\alpha v^{\alpha-1} e^{(-\lambda v)}}{\Gamma(\alpha)} dv, \quad (73)$$

Pour un observateur se déplaçant selon l'axe $x = 0$ d'un écoulement à temps $t = 0$, ces deux variables sont liées par $x = ut$, alors, l'expression de la proportion (P) de sédiments remis en suspension selon Sanchez (2006) est :

$$P = \int_0^{\frac{V'}{\bar{V}}} \frac{r^r (v^*)^{r-1} e^{(-rv^*)}}{\Gamma(r)} dv^* - \frac{x}{L} \frac{\bar{V}}{v_c} \int_0^{\frac{V'}{\bar{V}}} \frac{r^\alpha (v^*)^{\alpha-1} e^{(-rv^*)}}{\Gamma(\alpha)} dv^* \quad (74)$$

$$C(x) = C(0) * \int_0^{\frac{V'}{\bar{V}}} \frac{r^r (v^*)^{r-1} e^{(-rv^*)}}{\Gamma(r)} dv^* - \frac{\bar{V}}{v_c} \int_0^{\frac{V'}{\bar{V}}} \frac{r^\alpha (v^*)^{\alpha-1} e^{(-rv^*)}}{\Gamma(\alpha)} dv^* \quad (75)$$

La capacité de piégeage de la retenue d'eau est :

$$\eta = \frac{M(0) - M(L)}{M(0)} = 1 - \int_0^{\frac{V'}{\bar{V}}} \frac{r^r (v^*)^{r-1} e^{(-rv^*)}}{\Gamma(r)} dv^* + \frac{\bar{V}}{v_c} \int_0^{\frac{V'}{\bar{V}}} \frac{r^\alpha (v^*)^{\alpha-1} e^{(-rv^*)}}{\Gamma(\alpha)} dv^* \quad (76)$$

Où \bar{V} est la vitesse chute moyenne des matières en suspension à l'entrée de la zone de sédimentation (à $x = 0$).

4.9.2.3.2. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute distribuée (loi Gamma) et mélange avec modèle de Teeter (Modèle VD-MT)

Les hypothèses imposées dans cette note sont celles de Teeter (1986) et de la loi de distribution Gamma (Sanchez, 2006). En effet, selon la loi Gamma, toutes les particules se déposent avec une vitesse de chute variable en suivant une loi stochastique. Une solution analytique de la concentration moyenne des MES dans la retenue est obtenue. La capacité de la retenue à piéger les apports solides qui transitent dans le réservoir de la zone de captage de la rivière Lobo est également analysée. La loi qui régit la variation de la concentration moyenne \bar{V} a été démontrée par Sanchez (2006). Cependant, en tenant compte de la fonction de Peclet, la variation sur x de la concentration des matières en suspension est obtenue par l'équation suivante :

$$\bar{C}(x) = \bar{C}(0) * \left(\frac{r_* u_* H}{r_* u_* H + f(P^e) * \bar{V}(0) * x} \right) \quad (77)$$

La capacité de la retenue d'eau à piéger les sédiments est :

$$\eta = 1 - \left(\frac{r}{V(0) * f(P^e) / V_c + r} \right)^r \quad (78)$$

4.9.2.3.3. Evaluation de la capacité de piégeage de la retenue d'eau pour une vitesse de chute distribuée (loi Gamma) et mélange complet (Modèle VD-MC)

Le processus de sédimentation en fonction de la vitesse de chute locale de la masse de sédiments en suspension suit une loi de distribution Gamma (Sanchez, 2006). Le paramètre r et la vitesse moyenne de chute suffisent pour définir une distribution Gamma. En effet, en présence de turbulence, avec une concentration constante sur toute la profondeur, la variation de la concentration moyenne des matières en suspension et la capacité de piéger des sédiments dans les bassins de décantation ont été démontrées par Sanchez (2018).

Si l'on suppose un mélange vertical parfait, pour chaque valeur de x une concentration constante sur y ($C(x, y) = \bar{C}(x)$) et la variation de la concentration $\bar{C}(x)$ sur x est régie par :

$$\frac{d\bar{C}(x)}{dx} = -\frac{\bar{V}}{uH} x \bar{C}(x) \quad (79)$$

Pendant le processus de décantation des matières en suspension, la vitesse moyenne de décantation diminue au fur et à mesure que la concentration diminue. La loi qui régit la variation de la concentration moyenne \bar{V} a été démontrée par Sanchez (2006) comme suit :

$$\bar{V}(x) = \bar{V}(0) \left(\frac{\bar{C}(x)}{\bar{C}(0)} \right)^{1/r} \quad (80)$$

A partir de l'équation 79 et 80 on obtient :

$$\frac{d\bar{C}(x)}{dx} = -\frac{\bar{V}(0)}{U * H * \bar{C}(x)^{1/r}} * \bar{C}(x)^{(1+r)/r} \quad (81)$$

Après intégration de l'équation 80, on obtient $\bar{C}(x)$:

$$\bar{C}(x) = \bar{C}(0) * \left(\frac{r * u * H}{r * u * H + \bar{V}(0) * x} \right)^r \quad (82)$$

Finalement la capacité de piégeage des sédiments par la retenue d'eau est :

Partie II : Matériel et méthodes

$$\eta = \frac{M(0) - M(L)}{M(0)} = 1 - \left(\frac{r}{r + \bar{V}(0)/v_c} \right)^r \quad (83)$$

Où $\bar{v}(0)$ est la vitesse de chute moyenne des matières en suspension à l'entrée de la retenue à $x = 0$.

La mise en place du modèle a nécessité le calcul de plusieurs paramètres complémentaires :

- Coefficient de frottement local

$$C_f = \frac{2 * g}{K_s^2 * H^{1/3}} \quad (84)$$

- Vitesse de cisaillement

$$U_* = \left(\frac{C_f}{2} \right)^{1/2} * U \quad (85)$$

Avec K_s : coefficient de Strickler, u : la vitesse d'écoulement H : la profondeur moyenne de la retenue d'eau.

4.9.3. Evaluation des dépôts surfaciques mensuels

4.9.3.1. Masse de dépôts surfaciques mensuels

La masse des dépôts surfaciques mensuels dans la retenue est estimée par la relation :

$$M_d = \frac{Q * (C_1 - C_2) * T}{S_r} * \eta \quad (86)$$

Avec :

M_d (kg/m²/mois) : Masse des dépôts ;

S_r (m²) : Surface de la retenue d'eau ;

C_1 et C_2 (kg/m³) : Concentration des MES entre deux sections de la retenue

η (%) : capacité de piégeage de la retenue d'eau

T (jour) : Temps ;

Partie II : Matériel et méthodes

4.9.3.2. Epaisseur de dépôts surfaciques mensuels

La relation entre la masse des dépôts et l'épaisseur des dépôts est donnée par la relation suivante (DHI, 2020 ; Kouassi *et al.*, 2013) :

$$E_d (m / mois) = \frac{M_d}{\rho_s} \quad (87)$$

Avec E_d (m/mois) : Epaisseur des dépôts ; M_d (kg/m²/mois) : Masse de dépôt surfacique ; ρ_s (kg/m³) : masse volumique sèche de dépôt.

Ces modèles mathématiques développés dans le cadre de cette thèse s'avèrent utiles pour la détermination de la capacité de piégeage et des épaisseurs de dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Cependant, cette méthode ne nous permet pas de visualiser les zones préférentielles de dépôt des sédiments, voire une distribution spatiale de la courantologie et des dépôts dans la retenue. Pour combler l'insuffisance de cette méthode une modélisation numérique, en deux dimensions (2D) à l'aide du logiciel MIKE 21FM/MT, a été réalisée pour estimer les zones préférentielles de dépôt.

4.9.4. Simulation numérique de la sédimentation avec MIKE 21FM

Dans le cadre de cette étude, la modélisation numérique a été réalisée à l'aide du logiciel MIKE 21. Ce modèle par la firme DHI Water & Environnement, jouit d'une réputation internationale et a été utilisé avec succès dans de nombreux projets impliquant la simulation des écoulements et des sédiments en milieux fluviaux, estuariens ou côtiers dans le monde (Uddin *et al.*, 2014; Zavattero, 2019; Kanga *et al.*, 2020) et en Côte d'Ivoire (Kouassi *et al.*, 2013, 2016, 2018). La modélisation MIKE 21 FM 2020 a l'avantage de fournir un maillage flexible qui permet une représentation plus précise de la zone d'étude. Le maillage flexible permet de réduire localement la taille de la grille dans les zones présentant un intérêt particulier. Plusieurs données ont été collectées et des références pertinentes ont été lues avant la phase pratique de la réalisation du modèle hydraulique. Avant de commencer à créer le modèle Mike 21FM pour la retenue d'eau de la Lobo les données topographique et hydrologiques ont été analysées. Ce chapitre décrit les différentes étapes de la mise en place du modèle d'écoulement et de transport des sédiments en deux dimensions (2D) avec le logiciel Mike 21FM et son module de transport de vase (MT).

Partie II : Matériel et méthodes

4.9.4.1. Modèle hydrodynamique

Le modèle hydrodynamique MIKE21 HD résoud les équations bidimensionnelles classiques de Saint-Venant par la méthode des volumes finis sur une grille à maillage flexible et par la méthode des différences finies sur une grille à maillage rectangulaire. Ce modèle simule les variations du niveau de la surface libre et des écoulements en fonction des paramètres de forçage dans des milieux aussi variés que les lacs, les rivières, les estuaires, les zones côtières et les océans (DHI, 2020). L'équation de la continuité est traduite par l'équation suivante :

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{\partial q}{\partial y} = 0 \quad (88)$$

Il résoud en chaque point l'équation de quantité de mouvement selon la direction x et y (DHI, 2020).

- **Quantité de mouvement dans la direction x**

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{p^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial \zeta}{\partial x} = - \frac{gp\sqrt{p^2 + q^2}}{c^2 h^2} + fV V_x - \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial p_a}{\partial x} + \Omega q + \frac{1}{\rho_w} \left[\frac{\partial}{\partial x} (h\tau_{xx}) + \frac{\partial}{\partial y} (h\tau_{xy}) \right] \quad (89)$$

- **Quantité de mouvement dans la direction y**

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} \left(\frac{p^2}{h} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{pq}{h} \right) + gh \frac{\partial \zeta}{\partial y} = - \frac{gp\sqrt{p^2 + q^2}}{c^2 h^2} + fV V_y - \frac{h}{\rho_w} \frac{\partial p_a}{\partial y} + \Omega p + \frac{1}{\rho_w} \left[\frac{\partial}{\partial x} (h\tau_{xy}) + \frac{\partial}{\partial y} (h\tau_{yy}) \right] \quad (90)$$

Où :

$\zeta(x, y, t)$: Elévation de la surface libre (m)

$p(x, y, t) = V_x(x, y, t)h(x, y, t)$: Flux (débit par unités de longueur) dans la direction x ($m^3/s/m$)

$q(x, y, t) = V_y(x, y, t)h(x, y, t)$: Flux (débit par unités de longueur) dans la direction y ($m^3/s/m$)

$h(x, y, t)$: Hauteur d'eau (m)

g : Accélération de la pesanteur (m^2/s)

C : Coefficient de frottement de Chezy ($m^{1/2}/s$)

f : Coefficient de frottement du vent en surface

$V, V_x V_y(x, y, t)$: Vitesse du vent en surface et composantes de la vitesse de l'eau suivant les directions x et y (m/s)

$p_a(x, y, t)$: Pression atmosphérique (N/m^2)

Partie II : Matériel et méthodes

ρ_w	: Masse volumique de l'eau (kg/m ³)
$\Omega(x, t)$: Coefficient de coriolis dépendant de la latitude (1/s)
$\tau_{xx}, \tau_{yy}, \tau_{xy}(x, y, t)$: Contraintes hydrodynamiques (N/m ²)
(x, y)	: Coordonnées d'espace (m)
t	: Temps (s)

4.9.4.1.1. Génération du maillage

Bien avant l'étape de la réalisation du maillage du domaine, la bathymétrie de la zone d'étude a été modifiée. En effet, pour des difficultés liées à l'accessibilité de la partie fluviale de la retenue due à la présence des végétaux aquatiques envahissants, la bathymétrie de la retenue d'eau s'est limitée à la partie navigable de la retenue. Pour ce faire, des levés bathymétriques non réalistes ont été intégrés dans la partie fluviale de la retenue d'eau. Cette partie non réaliste ne sera pas intégrée dans l'interprétation des résultats du modèle hydrodynamique et de transport des sédiments. Pour la mise en place d'un modèle hydraulique, il a été intéressant d'intégrer une partie fluviale (en amont) prenant en compte un canal prismatique afin de respecter une condition d'équivalence des débits pour éviter une entrée brusque des apports dans le modèle lors des différentes simulations. La génération d'un maillage flexible avec les logiciels Mike 21 nécessite plusieurs étapes. Une seule boîte à outils peut créer les données bathymétriques pour Mike 21FM. La méthodologie est décrite ci-dessous (Figure 39).

Partie II : Matériel et méthodes

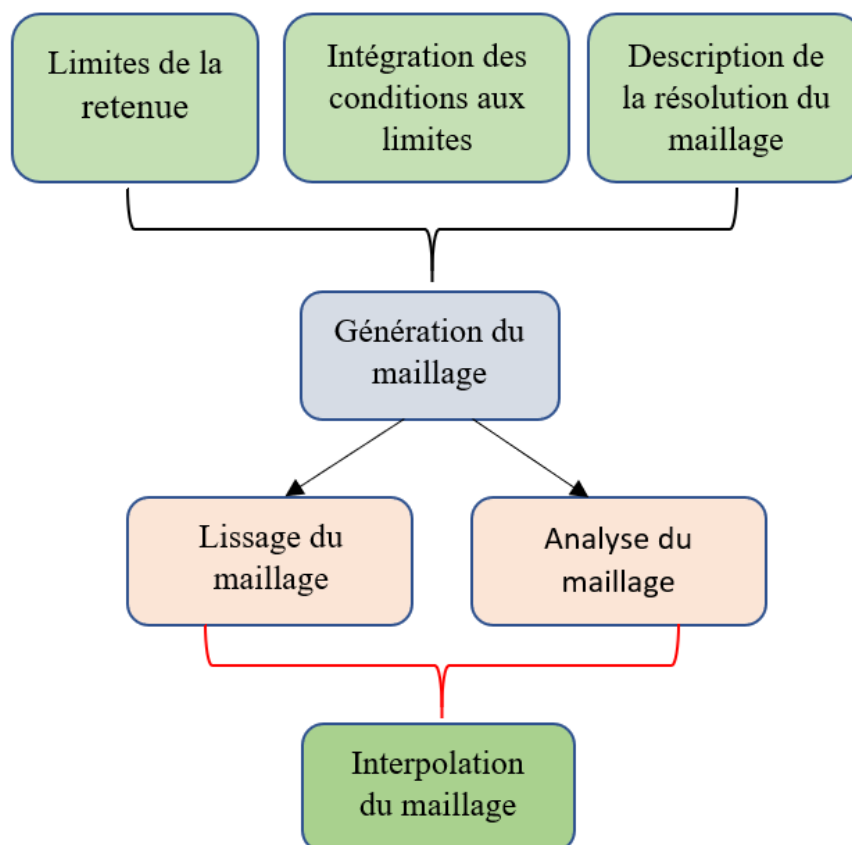


Figure 39 : Méthode utilisée dans la boîte à outils MIKE 21 pour générer un maillage flexible (Zavattero, 2019)

Tout d'abord, le domaine est limité par des limites territoriales et divisé en plusieurs polygones pour définir les résolutions du maillage. Les conditions limites sont également identifiées lors de cette étape. Après avoir défini les limites du domaine, la zone est triangulée en utilisant l'algorithme de Rupert (Shewchuk, 1996). Cet algorithme produit un maillage sans petit angle permettant de faire varier la densité des triangles rapidement sur de courtes distances. La première étape consiste à trouver la triangulation de Delaunay pour les sommets. La deuxième est d'affiner le maillage en ajoutant des sommets dans le maillage (Lawson, 1977) jusqu'à ce que toutes les contraintes sur les surfaces des triangles soient satisfaites.

Dans cette étude, un maillage triangulaire a été utilisé pour générer la topographie du modèle 2D. Ensuite, la maille est lissée pour obtenir des angles et une surface d'élément aussi grands que possible. Le site identifie le plus petit angle avec sa surface d'élément pour déplacer les nœuds afin qu'ils convergent vers un meilleur triangle. Après cette étape, le maillage est interpolé avec la bathymétrie initiale en utilisant l'interpolation par voisin naturel.

Partie II : Matériel et méthodes

La forme des triangles peut avoir un impact notable sur le temps de calcul et la qualité des résultats (Bern *et al.*, 1993). En effet, un maillage triangulaire formé d'éléments à petits angles intérieurs consomme plus de temps de calcul qu'un maillage formé de triangles équilatéraux.

Lors de la génération du maillage du modèle, une correction est effectuée pour assurer une bonne qualité du maillage. Le principe est d'améliorer la qualité des mailles en mettant l'accent sur la diminution des éléments à l'angle intérieur et la suppression des éléments inutiles.

La taille de la grille dans le modèle est liée à deux facteurs prédominants : l'étendue de la zone étudiée et le temps de calcul. Pour les zones dont on souhaite avoir le maximum d'informations (Prise d'eau ; déversoir), des entrées de modèle plus détaillées sont nécessaires. La taille de la grille est donc réduite afin d'obtenir un calcul précis et fournir un résultat de haute résolution. Pour d'autres zones, la taille de la grille peut être plus grande afin de réduire le nombre total de cellules et, par conséquent, le temps de simulation serait économisé dans une certaine mesure. On note que la vitesse de calcul est inversement proportionnelle à la taille du plus petit élément du maillage. En effet, le logiciel Mike21 choisit le pas de temps afin d'assurer la condition de stabilité CFL inférieure à 1 pour tous les éléments. Cependant, cette condition est la plus restrictive pour le plus petit élément. Un maillage triangulaire a été adopté sur tout le domaine. A cet effet, celui-ci a été constitué de 8125 nœuds et de 14628 éléments (Figure 40).

Partie II : Matériel et méthodes

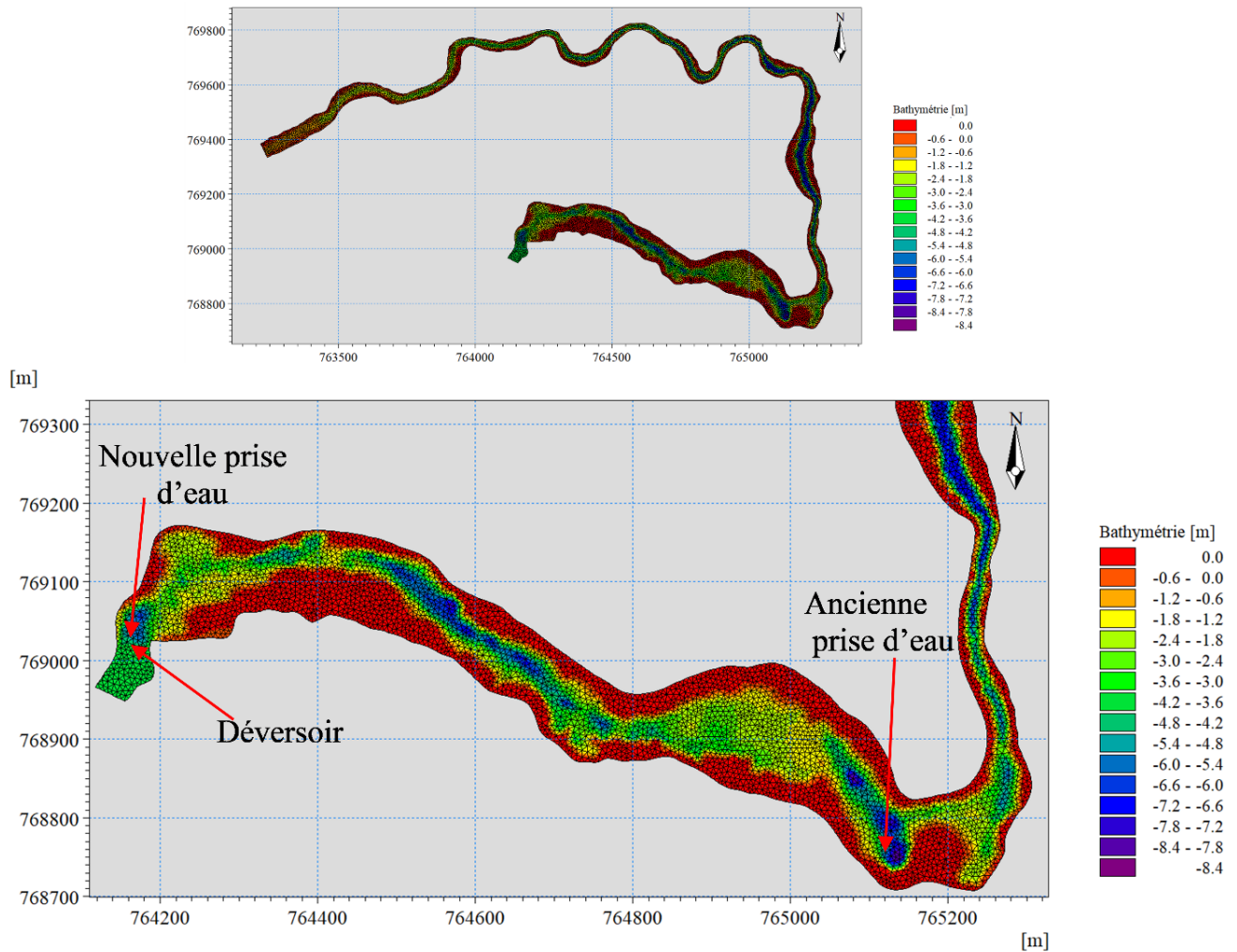


Figure 40 : Maillage de la retenue d'eau de la rivière Lobo

4.9.4.1.2. Intégration des structures hydrauliques (déversoir, prise d'eau)

Le déversoir de la retenue d'eau de la rivière Lobo est de type fixe. Il a une longueur de 47 m avec une hauteur d'environ 10 m. Dans le cadre de la réalisation du modèle hydrodynamique, le niveau de la crête du déversoir est considéré comme le zéro ($Z=0$ m) du modèle hydraulique (Figure 39). La variation du niveau de l'eau dans la retenue de la rivière Lobo est contrôlée par le déversoir. Une bonne connaissance du déversoir et du choix du coefficient du déversoir (C_1) de la retenue d'eau est très importante car le déversoir est l'ouvrage qui contrôle la variation du niveau de l'eau dans la retenue. Une méthode a été mise au point dans le but de déterminer le coefficient du déversoir le plus approprié au cas de notre étude afin de réduire le temps de calibration du modèle. A cet effet, une courbe de l'évolution du niveau d'eau en fonction du débit fluvial de la rivière Lobo en régime stationnaire a été obtenue (Figure 41). Pour calculer le coefficient du déversoir

Partie II : Matériel et méthodes

nous avons tenu compte du type de déversoir. Une évaluation a été réalisée à partir de formulation théorique et nous avons trouvé les cinq types de coefficient du déversoir inférieurs ou supérieurs au coefficient $C_1 = 1,838$ de la formulation de Honma (1940). La comparaison des données de niveaux d'eau et débits fluviaux de la rivière Lobo montrent une bonne synchronisation des données au coefficient du déversoir $C_1 = 1,838$ (Figure 42). Elle s'ajuste mieux aux données de niveaux d'eau et de débits de la rivière Lobo. En raison des incertitudes, nous avons réalisé également une étude de sensibilité sur les valeurs de coefficient du déversoir choisi. La formulation de déversoir de Honma (1940) est décrite comme suit :

$$Q = C_1 W (H_{am} - H_c) \sqrt{H_{am} - H_c} \quad \text{pour, } H_{am} - H_c / H_c < 2/3 \quad (91)$$

$$Q = C_1 W \Delta H \sqrt{\Delta H}$$

Avec,

Q , le débit à travers la structure ; W , est la largeur du déversoir ; C_1 est le coefficient du déversoir, H_{am} est le niveau d'eau amont ; H_c est le niveau de la crête du déversoir, ΔH , variation du niveau d'eau aval et amont du déversoir.

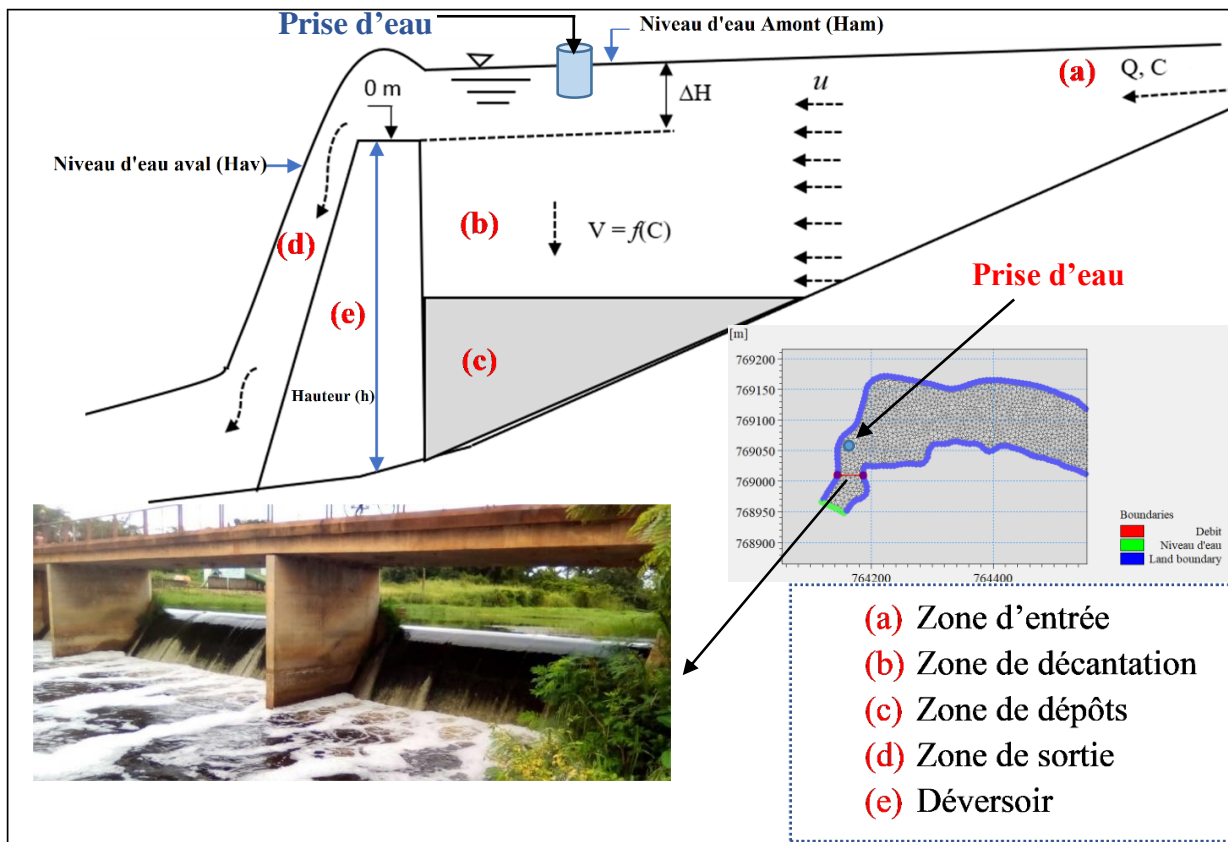


Figure 41 : Caractéristiques du réservoir de la retenue d'eau de la rivière Lobo

Partie II : Matériel et méthodes

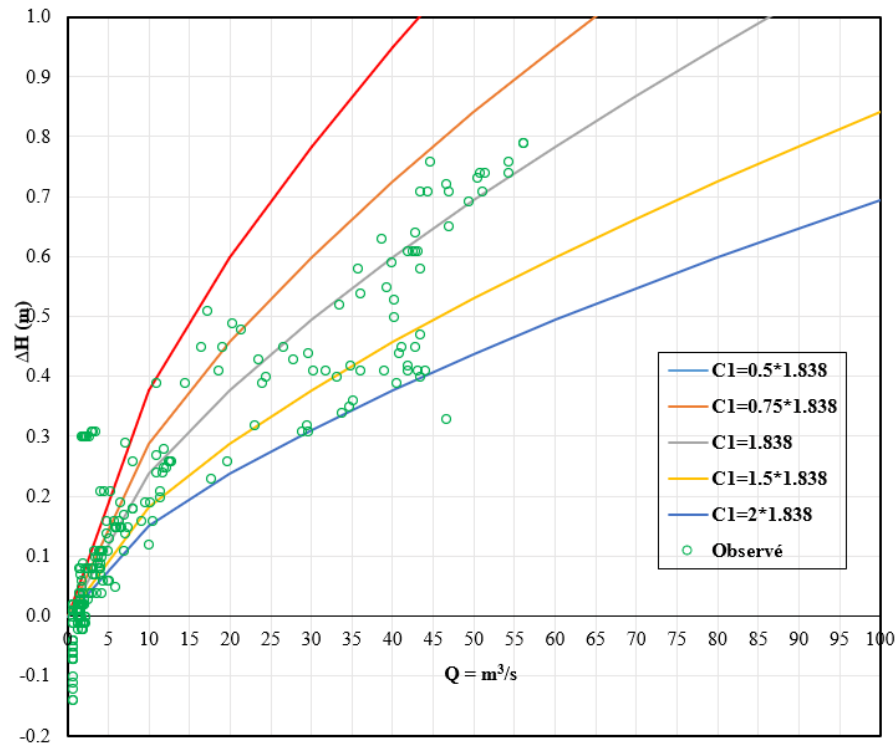


Figure 42 : Variation du niveau d'eau en fonction des débits fluviaux de la rivière Lobo

Le système d'alimentation en eau potable de la ville de Daloa et ses environs est composé de deux conduites de captage d'une capacité nominale $300 m^3/h$ et $375 m^3/h$ (unité 1 et 2). La prise en compte d'une source de prélèvement dans la réalisation d'un modèle hydrodynamique avec le logiciel Mike 21 FM nécessite une connaissance exacte du point de prélèvement et des débits prélevés de la station de pompage. Dans le cadre de cette étude les débits horaires prélevés de $675 m^3/h$ à l'exhaure ont été intégrés dans le modèle hydrodynamique. L'impact du pompage sur la variation des niveaux d'eau dans la retenue a été réalisé sur le mois (février) le plus sec de l'année.

4.9.4.1.3. Conditions aux limites

Un autre élément essentiel du processus de modélisation est l'intégration des conditions aux limites aux frontières du modèle. Pour contrôler le modèle numérique, des informations de niveau d'eau et de débit aux limites du domaine sont nécessaires. Des conditions aux limites bien définies donneront de meilleurs résultats et moins de problèmes d'instabilité. Un choix inadéquat des conditions aux limites ne pourra aboutir à un résultat correct des variables hydrauliques dans la mesure où les variables au sein du maillage dépendent des variables à ses frontières.

Partie II : Matériel et méthodes

Deux conditions aux limites ont été imposées dans le modèle hydrodynamique (Figure 43). Les débits sont imposés comme conditions aux limites en amont du domaine. Deux modèles ont été mis en place. Un modèle en régime stationnaire et un autre en régime non stationnaire. Pour les conditions aux limites amont, nous nous sommes positionnés suffisamment loin (4,2 km du déversoir) de la zone lacustre pour pouvoir paramétrer le modèle avec le débit fluvial. Les débits minimums, moyens et maximums de la rivière pour les simulations en régime permanent et les débits variables ont été intégrés comme conditions aux limites amont du domaine. Quant à la frontière aval du modèle, un niveau d'eau constant (-1 m) et le déversoir de la retenue ont permis de contrôler le modèle hydrodynamique.

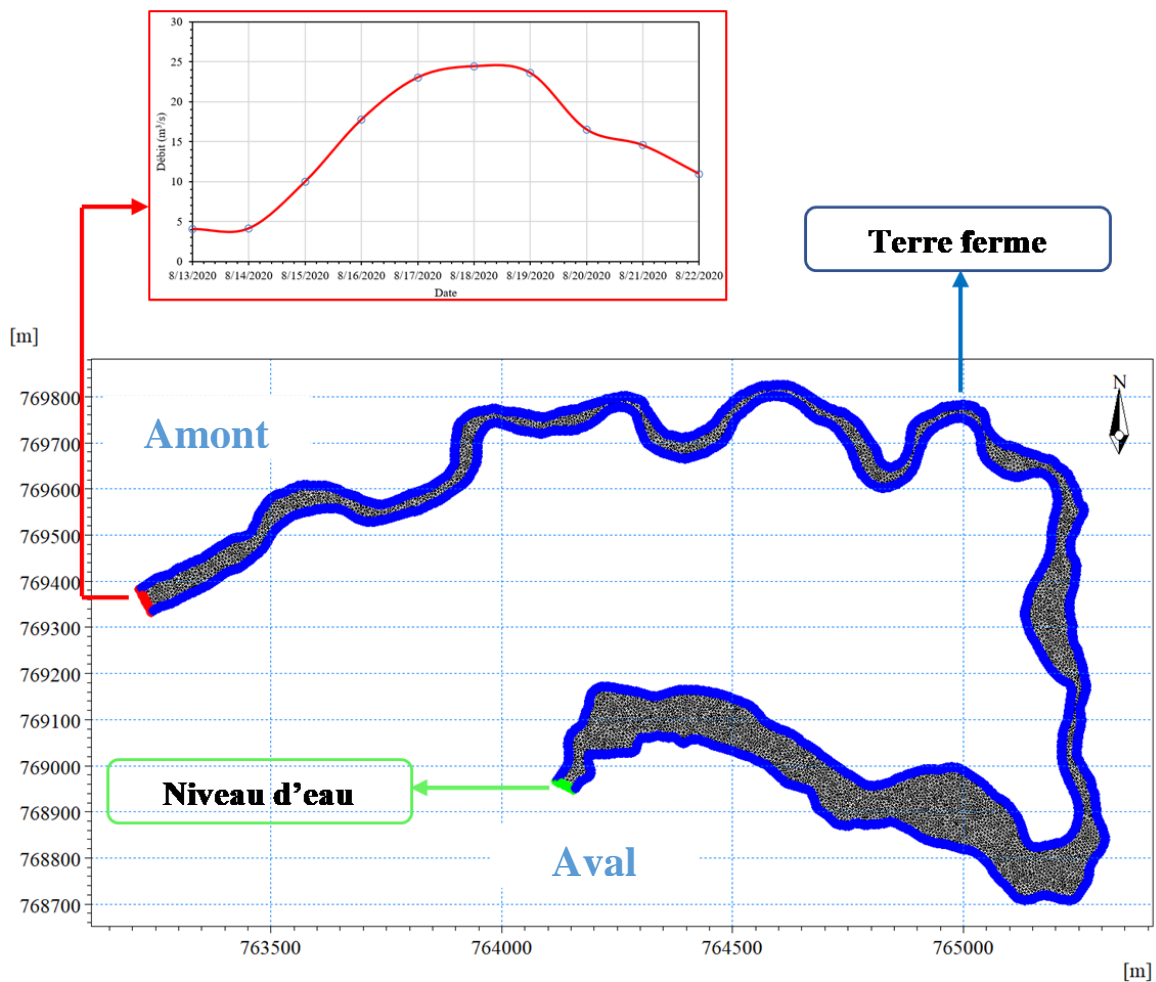


Figure 43 : Maillage et conditions aux limites du modèle

4.9.4.1.4. Condition initiale du modèle hydrodynamique

Les conditions initiales jouent un rôle très important, non seulement en ce qui concerne le temps de calcul, mais également concernant la convergence vers la solution physique. Le processus de

Partie II : Matériel et méthodes

calcul étant itératif, il faut imposer une « solution » de départ à partir de laquelle les itérations vont débiter. Si la solution initiale est très éloignée de la solution physique recherchée, alors le temps de calcul nécessaire pour atteindre le régime stationnaire sera très important. Dans cette étude un niveau d'eau (-1) a été imposé comme condition initiale. Cette valeur représente l'élévation initiale à la surface de la retenue d'eau de la rivière Lobo. Selon Zattero (2019), les conditions initiales doivent être cohérentes avec les conditions aux limites.

Les données des paramètres climatiques dont la vitesse du vent, la pluviométrie, l'évaporation à la surface de la retenue ont également été intégrées dans le modèle.

4.9.4.1.5. Mise en route du modèle hydrodynamique

La variation du niveau d'eau est simulée sur le domaine de calcul. Le module Mike 21 HD est utilisé pour simuler les variations du niveau d'eau et les courants dans le domaine. Des simulations sont configurées dans le but d'explorer plusieurs situations théoriques. Ces simulations tests sont réalisées en régime permanent afin de connaître la période de mise en route du modèle à partir de la condition initiale (-1 m) imposée dans le domaine du modèle. A cet effet, les débits minimums, moyens et maximums ($55 \text{ m}^3/\text{s}$; $40 \text{ m}^3/\text{s}$; $27,5 \text{ m}^3/\text{s}$; $13,75 \text{ m}^3/\text{s}$) de la rivière Lobo ont été simulés. Le temps de stabilisation pour des débits très faibles ($0,98 \text{ m}^3/\text{s}$) de la rivière Lobo a été très difficile à déterminer. Le temps de mise en route permet de déterminer la période à partir de laquelle le régime stationnaire est atteint. En d'autres termes connaître le temps de stabilisation du modèle hydraulique. La phase de la mise en route du modèle n'est en réalité pas interprétable car elle fait partie de la phase d'initialisation du modèle. A la suite de cela, des simulations en régime transitoire sont réalisées. En outre, le modèle en régime transitoire dépend des résultats du modèle en régime permanent. D'où une bonne maîtrise du phénomène étudié en régime permanent est primordiale.

4.9.4.1.5. Calibration et validation du modèle

La "bonne pratique" en matière de modélisation nécessite un calibrage basé sur des valeurs observées précises. Les événements habituellement sélectionnés pour l'étalonnage sont considérés comme des événements hydrologiques extrêmes (sécheresse et crue). Contrairement aux modèles hydrologiques, le modèle hydraulique est construit pour représenter l'hydrodynamique qui n'a pas besoin d'être validée sur plusieurs années. Pour le modèle hydraulique, le processus est plus rapide, le temps de concentration des particules d'eau est assez rapide (Zattero, 2019). Par définition, le

Partie II : Matériel et méthodes

calibrage d'un modèle consiste à ajuster les paramètres du modèle pour qu'il corresponde aux résultats simulés avec les valeurs observées.

Dans le cadre de cette étude, la calibration du modèle a été réalisée par une comparaison du niveau d'eau à la surface libre de la retenue d'eau de la rivière Lobo. Les principaux paramètres de calage du modèle hydrodynamique sont : la rugosité du fond, le coefficient de viscosité turbulente, le maillage, l'état initial et la mise en route du modèle, le coefficient du déversoir. Après avoir choisi le coefficient du déversoir le plus approprié au cas de la zone d'étude, un coefficient de Strickler de $35 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ a été appliqué sur l'ensemble du domaine. En effet, les sédiments dans la retenue sont constitués en majorité de sable fin et de vase. Aussi la faible rugosité du fond de la retenue justifie t-elle le choix de cette valeur.

Afin d'obtenir un modèle réaliste, trois événements ont été identifiés pour représenter l'hydrologie locale en tenant compte des périodes d'étiage et de crue. Une période de quinze jours avec un jour de mise en route du modèle pour le calage (10 au 26 septembre 2020) et deux périodes pour la validation du modèle a été utilisée (1 au 16 juin 2020 ; 1 au 16 novembre 2020). Ces deux périodes ont été choisies parce qu'elles caractérisent les phases de montée, de crue et de décrue des débits de la rivière Lobo. Pendant cette période, les actions hydrodynamiques dans la retenue d'eau de la rivière Lobo sont importants.

4.9.4.2. Modèle de sédimentation avec MIKE 21 MT

Cette section présente la méthodologie de la mise en place du modèle de transport des sédiments. Dans le cadre de cette étude, le module de transport de vase a été uniquement utilisé. En effet, la majorité des sédiments à l'issue des prélèvements effectués dans la retenue d'eau était constitué de sédiments très fins et de vases. Les actions hydrodynamiques ne sont pas assez importantes pour provoquer d'importants transports de sédiments grossiers. Par conséquent, le potentiel transport de sables par charriage est pratiquement nul. Le module transport MT est généralement utilisé pour étudier les phénomènes d'érosion, de transport et de dépôt dans les lieux où le fond est constitué en majorité de vase (sédiments cohésifs).

Le modèle de transport des sédiments est régi par l'équation suivante ((DHI, 2020) :

$$\frac{\partial c}{\partial t} + u \frac{\partial c}{\partial x} + v \frac{\partial c}{\partial y} = \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial x} \left(h D_x \frac{\partial c}{\partial x} \right) + \frac{1}{h} \frac{\partial}{\partial y} \left(h D_y \frac{\partial c}{\partial y} \right) + Q_L C_L \frac{1}{h} - S \quad (92)$$

Partie II : Matériel et méthodes

$c(x, y, t)$: Concentration en matière en suspension dans la colonne d'eau (kg/m^3)
$u(x, y, t); v(x, y, t)$: Vitesse dans les directions x et y (m/s)
D_x, D_y	: Coefficient de dispersion respectivement selon la direction x et la direction y (m^2/s)
$h(x, y, t)$: Profondeur (m)
S	: Taux de dépôt ou d'érosion ($\text{kg}/\text{m}^2/\text{s}$)
Q_L	: Flux (débit par unité de surface) lié aux apports dans la direction horizontale ($\text{m}^3/\text{s}/\text{m}^2$)
C_L	: Concentration en MES des apports (g/L)
(x, y)	: Abscisse (x) et ordonnée (y) (m)
t	: Temps (s)

4.9.4.2.1. Données d'entrée du modèle de transport

- Masse volumique sèche de dépôt : Ce paramètre influence fortement les épaisseurs des dépôts. En effet, une valeur importante de la masse volumique sèche entraîne une diminution importante des épaisseurs des dépôts. Les sédiments prélevés dans la retenue d'eau ont permis de déterminer la masse volumique sèche de dépôts (Figure 44). Ces échantillons ont été pesés puis soumis à une température de 105°C pendant huit (8) heures. L'analyse des échantillons de sédiments prélevés dans la retenue d'eau de la rivière Lobo nous permis de choisir la valeur moyenne de la masse volumique sèche de dépôt pour les différents modèles de transport.

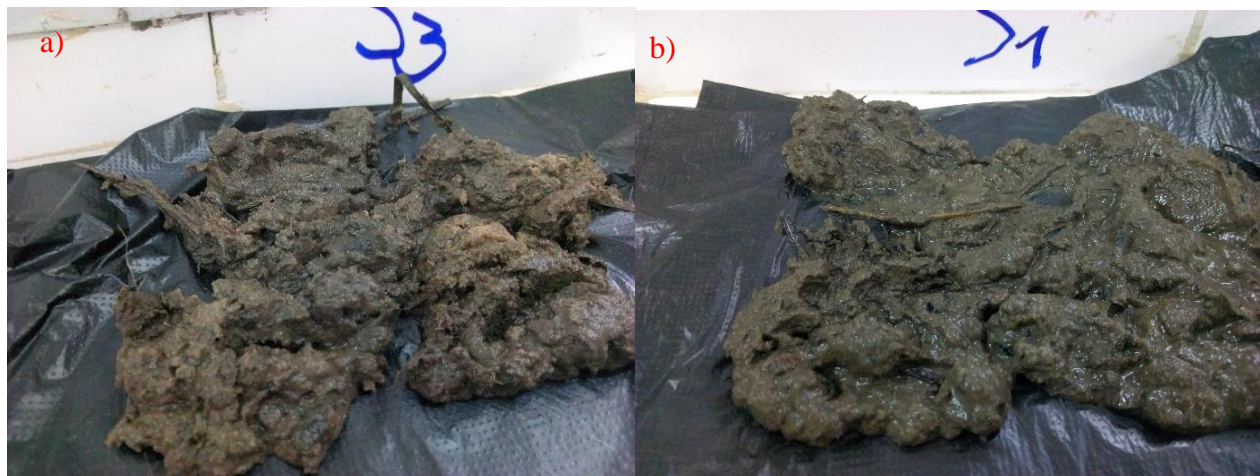


Figure 44 : Echantillons de sédiments prélevés dans la retenue d'eau utilisée de la rivière Lobo

Partie II : Matériel et méthodes

- La contrainte critique d'érosion : la contrainte critique d'érosion est la valeur seuil au-dessus de laquelle les vases déposées sont remises en suspension. La loi d'érosion considérée est la loi de Partheniades (1965). La valeurs critique retenue est de 2 N/m². Cette valeur est fonction de la masse volumique sèche de dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo et des recommandations de DHI (2020). Le flux d'érosion S_e (kg/m²/s) s'exprime selon l'équation ci-dessous :

$$S_e = E * \left(\frac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1 \right)^n \quad \text{avec,} \quad \tau_b > \tau_{ce} \quad (93)$$

Où :

E est le taux d'érosion (kg/m²/s), n la puissance d'érosion, τ_b la contrainte de cisaillement sur le fond et τ_{ce} la contrainte de cisaillement critique d'érosion.

- La contrainte critique de dépôt : La loi de Krone (1962) est considérée pour le dépôt. Pour la $i^{\text{ème}}$ fraction de sédiment, le flux de dépôt D^i (kg/m²/s) est : La contrainte critique de dépôt de 0,5 N/m² a été choisie en fonction des recommandations de DHI (2020).

$$D^i = W_s^i * C_b^i * P_D^i \quad (94)$$

Où :

W_s^i est la vitesse de chute des particules des la classe i et C_b^i la concentration près du fond. P_D^i est la probabilité de dépôt des particules.

- concentration des matières en suspension : les concentrations des matières en suspension mensuelles obtenues dans le cadre de cette étude ont été intégrées dans le modèle de transport.

- Vitesse de chute : la vitesse de chute V des matières en suspension est étudiée comme une variable stochastique selon la loi de probabilité Gamma avec un paramètre de forme r qui caractérise l'étendue des valeurs de la vitesse de chute pour l'ensemble des agrégats simultanément en suspension. Le coefficient de la vitesse de chute est ensuite obtenu à partir d'une courbe de puissance qui a été ajustée à partir des données de concentrations mensuelles collectées sur le terrain et les vitesses de chute obtenues à partir du tube d'Owen conformément à la méthode de Burt (1986) intégrée dans MIKE 21 (Figure 45). Toutes les particules en suspension tombent avec une vitesse de chute variable en fonction de leurs concentrations et de leurs poids. Cette méthode

Partie II : Matériel et méthodes

a permis d'estimer la vitesse de chute des matières en suspension en fonction du coefficient (k) de la vitesse de chute et du paramètre gamma (γ) qui est assimilable au paramètre de forme "r" de la loi Gamma.

La loi de Burt s'écrit :
$$V_s = kC^\gamma \quad (95)$$

V_s (m/s) : vitesse de chute des matières en suspension ;

Avec k et γ : coefficient de la vitesse de chute des matières en suspension propre à chaque sédiment ;

C (kg/m³) : concentration des matières en suspension

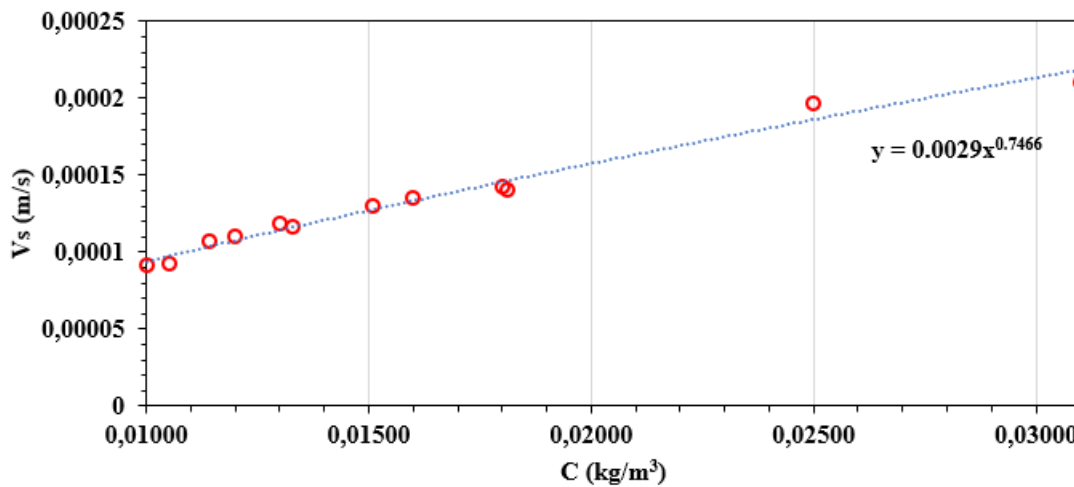


Figure 45 : Evolution de la vitesse de chute en fonction de la concentration selon la loi de Burt (1986)

- la rugosité du fond au sens de Nikuradse prise est de 0,001 m.
- le coefficient de dispersion selon la direction x (D_x) et la direction y (D_y) est égale à 1 m²/s.
- hypothèse du profil de concentration : le modèle 2D considère l'hypothèse d'un profil de concentration des particules fines, selon Teeter (1986). Le profil de concentration résulte de la compétition entre la chute des particules et la turbulence. Le nombre de Péclet (P^e) fait le ratio entre ces deux processus et permet de paramétrer le profil de concentration à l'équilibre. La concentration près du fond dans le modèle (dont dépend les flux de dépôts à l'interface) est estimée en fonction de la concentration moyenne sur la colonne d'eau et du nombre de Péclet.

$$C_b = \bar{C} * \left(1 + \frac{P_e}{1.25 + 4.7 * P_D^{2.5}} \right) \quad (96)$$

Partie II : Matériel et méthodes

Avec,

Avec : P_e , nombre de Péclet ; \bar{C} (kg/m^3), concentration moyenne sur la verticale, P_D , nombre de Krone.

4.9.4.2.2. Condition initiale

La condition initiale est la distribution spatiale de la concentration des matières en suspension dans tout le domaine de calcul au début de la simulation. Une concentration des matières en suspension nulle (0 kg/m^3) et une concentration égale à celle en amont de la retenue ont été considérées comme condition initiale pour le modèle de transport des sédiments. Nous savons tous que le taux d'envasement dépend fortement des conditions initiales. Ces hypothèses ne sont pas assez réalistes mais, elles permettent d'avoir une idée réelle et d'atteindre le régime stationnaire dans le modèle de transport des sédiments. Le modèle utilise alors la bathymétrie de la retenue comme morphologie initiale de la retenue pour évaluer les phénomènes d'érosion, de transport et de sédimentation.

4.9.4.2.3. Conditions aux limites du modèle de transport des sédiments

Les conditions aux limites du modèle de transport des sédiments dépendent des conditions imposées dans le modèle hydrodynamique. Le modèle transport prend en compte les concentrations des matières en suspension mesurées en amont de la retenue d'eau de la rivière Lobo. Ainsi, les concentrations moyennes mensuelles mesurées en amont de la retenue et un gradient égal à zéro aval (permet au modèle de calculer la concentration de matières en suspension en aval du modèle en fonction de la concentration à l'entrée du réservoir) ont-ils été intégrés aux frontières ouvertes du modèle de transport des sédiments.

4.9.4.2.4. Phase de mise en route du modèle de transport des sédiments

De même que le modèle hydrodynamique, la mise en place du modèle de transport des sédiments nécessite une phase de mise en route du modèle. Cette phase est très importante parce qu'elle permet de connaître le temps à partir duquel le régime stationnaire est atteint en fonction de la condition initiale des matières en suspension qui a été imposée dans le modèle. En effet, la phase d'initialisation est une phase qui n'est pas interprétable. Cette étape a permis également de calculer le temps que met une particule à l'entrée du réservoir pour atteindre le déversoir en aval. Une

Partie II : Matériel et méthodes

première phase de simulations tests a été réalisée avec des valeurs de débits constants ($55 \text{ m}^3/\text{s}$; $40 \text{ m}^3/\text{s}$; $27,5 \text{ m}^3/\text{s}$; $13,75 \text{ m}^3/\text{s}$), une condition initiale des matières en suspension égale à la concentration des matières en suspension en amont du domaine ($C_i = C_0$).

Une deuxième phase de simulations test a été réalisée avec des valeurs de débit constant ($55 \text{ m}^3/\text{s}$; $27,5 \text{ m}^3/\text{s}$; $13,75 \text{ m}^3/\text{s}$), une condition initiale nulle ($C_0 = 0 \text{ kg/m}^3$) des matières en suspension est imposée en amont du domaine. Une courbe de l'évolution du taux de dépôts en fonction du temps a été tracée. A partir de cette courbe, le temps à partir duquel le modèle de transport se stabilise est obtenu. Cette étape de la modélisation hydrosédimentaire est très importante, car, elle permet de connaître réellement le temps à partir duquel les premiers sédiments commencent à se déposer dans la retenue en retranchant la phase d'initialisation du modèle.

4.9.4.2.5. Capacité de piégeage de la retenue d'eau

Le piégeage de sédiments d'un réservoir dépend des caractéristiques des sédiments entrants et du temps de séjour de l'eau dans le réservoir. Par ailleurs, le piégeage des sédiments est contrôlé par la géométrie du réservoir et les caractéristiques de ruissellement (Verstraeten & Poesen, 2000).

L'apport solide entrant dans la retenue d'eau est exprimé par :

$$Q_{se} = Q_D + Q_{ss} \quad (97)$$

La capacité de piégeage n (%) est égale au rapport des sédiments déposés (Q_D) par les apports solides entrants dans la retenue d'eau. Elle s'écrit :

$$\eta(\%) = \left(\frac{Q_D}{Q_{se}} \right) * 100 \quad (98)$$

Avec :

Q_{se} (kg/s) : apports solides entrants dans la retenue ;

Q_D (kg/s) : apports solides déposés dans le réservoir de la retenue (ce paramètre est obtenu à partir de la modélisation 2D sur MIKE 21 MT) ;

Q_{ss} (kg/s) : apports solides sortants de la retenue d'eau.

4.9.4.2.6. Analyse de la sensibilité du modèle de transport

Une analyse de sensibilité des paramètres du modèle de transport a été réalisée. En effet, les résultats d'un modèle de transport sédimentaire peuvent dépendre fortement des paramètres

Partie II : Matériel et méthodes

d'entrée. Il est donc recommandé de réaliser des tests de sensibilité des résultats obtenus selon les paramètres du modèle afin de quantifier l'influence de la variation de ces paramètres sur les résultats (Khawaja, 2011). La vitesse de chute, la masse volumique sèche, la contrainte critique d'érosion et de dépôt sont les quatre paramètres qui ont été utilisés pour évaluer la sensibilité du modèle de transport sur la base des études réalisées dans le monde (Khawaja, 2011) et en Côte d'Ivoire (Kouassi, 2007).

4.9.4.2.7. Indices d'efficacité statistique de la performance des modèles

La performance des modèles a été évaluée à l'aide de la racine de l'erreur quadratique moyenne (RMSE), du coefficient de détermination (R^2), du coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe (NASH) (Nash & Sutcliffe, 1970) et les biais. La RMSE représente l'écart type d'échantillon de la différence entre les valeurs prédites et les valeurs observées :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (h_{obs,i} - h_{sim,i})^2} \quad (99)$$

Le coefficient de détermination est le carré du coefficient de corrélation. L'équation du coefficient de détermination s'exprime comme suit :

$$R^2 = \frac{\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - \bar{h}_{obs})(h_{sim,i} - \bar{h}_{sim})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - \bar{h}_{obs})^2 \sum_{i=1}^n (h_{sim,i} - \bar{h}_{sim})^2}} \quad (100)$$

Le coefficient d'efficacité de Nash-Sutcliffe s'écrit :

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - h_{sim,i})^2}{\sum_{i=1}^n (h_{obs,i} - \bar{h}_{obs,i})^2} \quad (101)$$

Les biais mesurent la tendance moyenne des données simulées à être plus grandes ou plus petites que les valeurs observées (Gupta *et al.*, 2009). Les biais s'expriment par :

$$Biais = \frac{\sum_{i=1}^N (h_{iobs} - h_{isim})}{N} \quad (102)$$

Avec,

Partie II : Matériel et méthodes

h_{obs} et h_{sim} sont les valeurs observées et calculées des variations du niveau d'eau, \bar{h}_{obs} ; \bar{h}_{sim} sont la moyenne des valeurs observées et simulées des variations du niveau d'eau.

4.10. Evaluation de la disponibilité en eau actuelle et future

Les débits moyens à la station de Sikaboutou-Andjoukro permettent d'évaluer si la quantité d'eau dont on dispose dans la rivière Lobo peut garantir une alimentation en eau durable de la ville de Daloa. L'évaluation de la ressource en eau de la retenue utilisée par la SODECI s'est faite à l'échelle mensuelle ; ceci permet de prendre en compte les variations réelles de la rivière Lobo selon les saisons climatiques. A cet effet, la station hydrométrique de Sikaboutou-Andjoukro, située en amont de la retenue d'eau a été utilisée. Cette station permet d'estimer les apports réels de la retenue. En outre, l'évaluation a pris en compte les fluctuations interannuelles des écoulements afin d'estimer les quantités d'eau susceptibles d'être mobilisées en période sèche ou humide. La disponibilité de la ressource en eau a été analysée par le biais de certains termes dont le débit réservé, le débit moyen annuel et le débit prélevable.

4.10.1. Détermination des périodes de basses eaux et de hautes eaux

Les périodes de hautes et basses eaux sont déterminées par le calcul du coefficient mensuel de débit (CMD). Ce coefficient est le rapport entre le débit moyen mensuel et le débit moyen annuel. Il se calcule comme suit :

$$CMD = \frac{Q_i}{Q_m} \quad (103)$$

Q_i : débit moyen mensuel

i : rang de chacun des 12 mois dans l'année

Q_m : débit moyen annuel

Si $CMD > 1$, alors le mois correspond à une période de hautes eaux

Si $CMD < 1$, alors le mois correspond à une période de basses eaux

4.10.2. Débit réservé mensuel

Le débit réservé ou débit minimum biologique est le débit minimal à maintenir en permanence dans un cours d'eau au droit de l'ouvrage pour sauvegarder les équilibres biologiques et les usages de

Partie II : Matériel et méthodes

l'eau en aval. Le débit réservé n'est pas une notion hydrologique, mais, plus, une contrainte réglementaire. Dans la pratique, ce débit réservé est égal au dixième du module annuel.

4.10.3. Débit prélevable mensuel

Le débit prélevable est obtenu en retranchant du module mensuel, le débit réservé. La quantité d'eau disponible étant variable selon les périodes de l'année hydrologique.

4.10.4. Rapport besoins et disponibilités de la ressource en eau

Les besoins à couvrir pour la localité de Daloa sont estimés à 675 m³/h soit 16200 m³/j. L'analyse du rapport des besoins et de la disponibilité en eau de surface permettra de faire des estimations sur la capacité de la ressource à satisfaire les besoins, sur la base des débits moyens mensuels de la rivière Lobo.

4.10.5 Evaluation de la disponibilité en eau à l'horizon 2030 et 2050

Dans cette section, il est question d'évaluer et d'analyser les besoins en eau à l'échelle de la ville de Daloa à l'horizon 2030 et 2050. La connaissance des besoins des populations et des ressources en eau disponibles devra permettre de formuler des stratégies de gestion des ressources en eau.

4.10.5.1. Evaluation de la démographie de la population à l'horizon 2030 et 2050

L'estimation des besoins en eau passe nécessairement par la prise en compte de l'évolution de la démographie. Ainsi, l'évolution de la population de la ville de Daloa à l'horizon 2030 et 2050 a-t-elle été estimée par l'équation (103).

$$P_n = P_0 (1 + \alpha)^n \quad (104)$$

$$P_0 = P(2021) = 295000 \text{ habitants} ; P_n = P(2030) ; P(2050) ; \alpha = 2,5\%$$

Avec,

P_0 , population en 2021 ; P_n , population à l'horizon souhaité (2030 ; 2050), α : taux d'accroissement, $n = 2030 ; 2050$

4.10.5.2. Besoins en eau de la population à l'horizon 2030 et 2050

Les besoins en eau pour les usages domestiques (besoin de la population) est basée sur le rythme de croissance de la population et le choix d'une consommation spécifique.

Partie II : Matériel et méthodes

La consommation spécifique (C_s) en milieu urbain est de 65 l/hbt/j équivalents à 23,725 m³/hbt/an (JICA, 2001). Les besoins de la population urbaine de Daloa sont estimés à partir de l'équation suivante :

$$Be_n = P_n * C_s \quad (105)$$

Avec,

Be_n (m³) : besoin en eau à l'horizon 2030 et 2050 ; P_n , population à l'horizon souhaité (2030 ; 2050),

C_s : Consommation spécifique (m³/hbt/an).

Conclusion partielle

Ce chapitre a permis de présenter les différentes approches méthodologiques utilisées dans cette étude. Il s'agissait d'abord de caractériser de la variabilité hydro-climatique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé à l'aide des indices standardisés de précipitation (SPEI) et de la corriger des biais issus des sorties des modèles climatiques régionaux. Ensuite, d'évaluer la réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé dans un contexte d'anthropisation du bassin. Enfin, estimer le rythme d'envasement et identifier les zones préférentielles de dépôts et la capacité de piégeage des sédiments de la retenue d'eau utilisée pour l'approvisionnement en eau potable de la population de la ville de Daloa à l'aide de la méthode de la théorie des bassins de décantation et le logiciel MIKE 21 FM/MT.

PARTIE III : RESULTATS ET DISCUSSION

Chapitre 5 : Scénarisation de l'occupation du sol du bassin versant de la rivière Lobo à l'horizon 2030 et 2050

5.1. Dynamique de l'occupation du sol entre 1986 et 2019

Pour mieux apprécier la dynamique de l'occupation du sol, les cartes de changement d'état de toutes les catégories d'occupation du sol ont été réalisées sur les périodes 1986-2002 ; 2002-2019 ; 1986-2019. Le traitement des images a permis d'obtenir les cartes d'occupation du sol des années 1986, 2002 et 2019 (Figure 46). Cinq grandes classes d'occupation du sol se dégagent des classifications des images ETM ; ETM+ ; OLI : il s'agit de la classe « Forêt dense sémi-décidue », « Forêt dégradée », « Culture et jâchère », « Habitat et sol nus » et la classe « Eau ». L'observation visuelle de ces cartes indique globalement une régression des surfaces de la classe « Forêt dense sémi-décidue » contrairement aux classes « Culture et jâchère », « Habitat et sol nus » et « Forêt dégradée », qui ont gagné en surface.

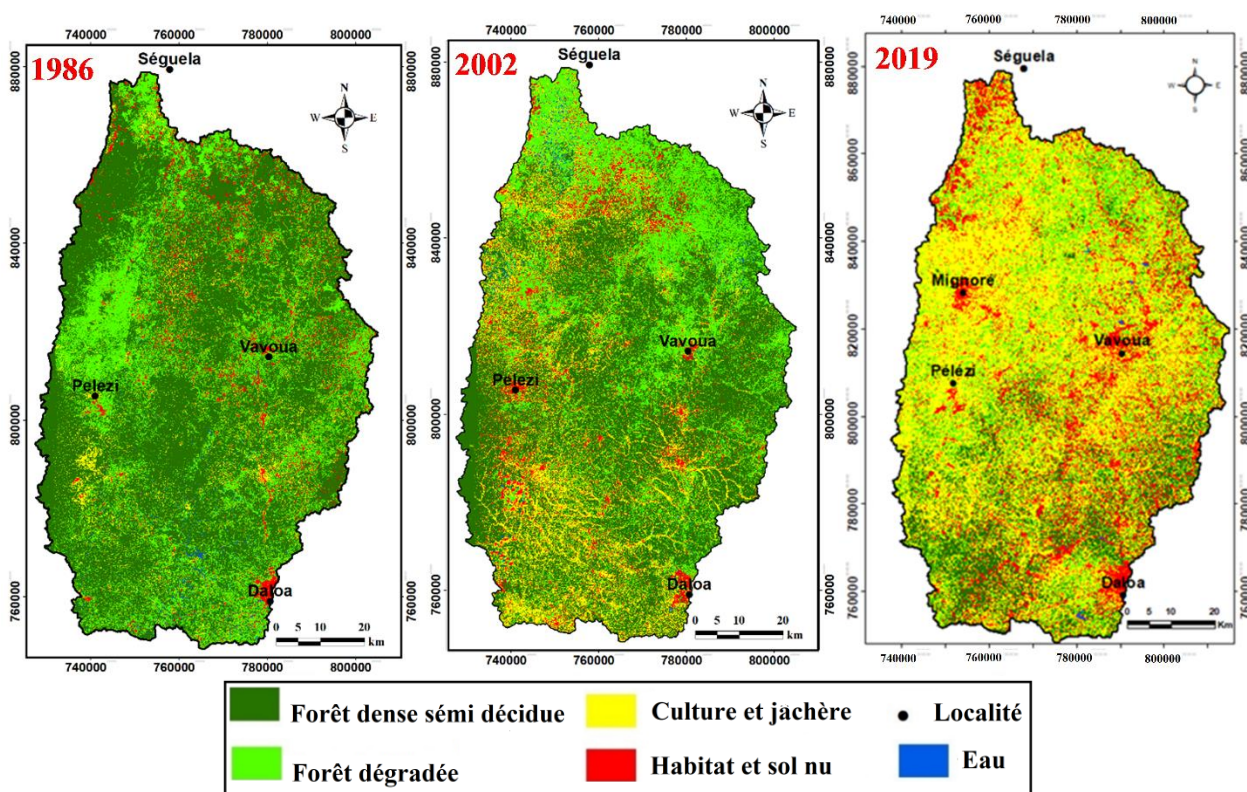


Figure 46 : Carte d'occupation du sol du bassin versant de la Lobo des années 1986, 2002 et 2019

5.2. Analyse des changements d'occupation du sol

Toutes les classes d'occupation du sol ont été évaluées et la plupart des classes présentent à la fois des gains et des pertes. Durant la période 1986-2002, la forêt dense sémi-décidue a perdu 2600 km² et a gagné 802 km² soit une perte nette de 1798 km². La classe forêt dégradée a perdu 1000 km² et

Partie III : Résultats et discussion

a gagné 1600 km², soit un gain de 600 km². La classe culture et jachère a perdu 200 km² et a gagné 1000 km², soit un gain de 800 km². Quant à la classe habitat et sol nu, elle a perdu 390 km² et a gagné 500 km², soit un gain de 110 km². La classe eau est restée relativement stable (Figure 47 a). Pendant les périodes 2002 et 2019, la classe forêt dense sémi-décidue a perdu 2700 km² et a gagné 300 km², soit une perte nette de 2400 km² (Figure 47 b). La classe forêt dégradée a perdu 1500 km² et a gagné 800 km² soit une perte de 700 km². La classe culture et jachère a perdu 500 km² et a gagné 3000 km² soit un gain de 2500 km². Les zones bâties ont perdu 390 km² et ont gagné 1000 km² avec un gain de 610 km². Au cours de la dernière période 1986-2019, la forêt dense sémi-décidue a perdu 4500 km² et a gagné 300 km² soit une perte de 4200 km². La classe forêt dégradée a perdu 1000 km² et a gagné 900 km² soit une augmentation des forêts dégradées de 100 km² (Figure 47 c).

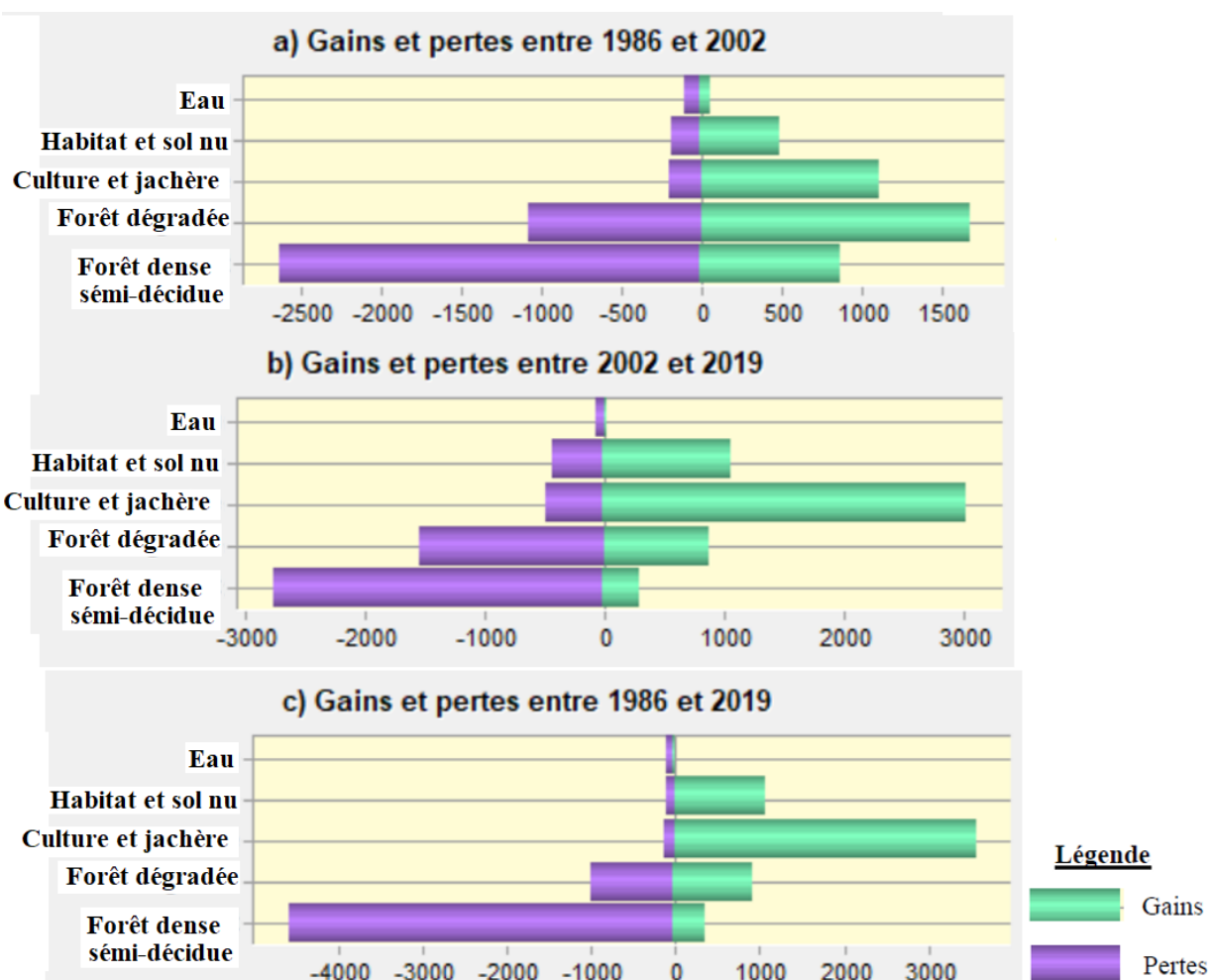


Figure 47 : Gains et pertes des classes d'occupation du sol durant les périodes 1986-2002 (a), 2002-2019 (b) et 1986-2019 (c)

Partie III : Résultats et discussion

Quant à la classe culture et jachère, elle a gagné 3000 km² et a perdu 100 km² soit un gain de 2900 km². La classe habitat et sol nu a gagné 1000 km² et a perdu 100 km², soit un gain de 900 km². Enfin, la classe eau a été très peu impactée, elle a connu une variation très faible.

5.3. Analyse de la relation entre les variables explicatives

Les différentes variables explicatives et leurs niveaux d'association avec les classes d'occupation du sol sur la période 1986-2002 sont mesurés à travers le coefficient V de Cramer (Tableau XI). Presque toutes les variables ont une valeur V de Cramer $\geq 0,14$ dans toutes les classes, à l'exception de « distance aux route ». La variable explicative la plus forte est la distance aux localités et le modèle numérique d'altitude. Ils ont un bon niveau d'association (Cramer $V \geq 0,23$) avec toutes les classes d'occupation du sol. La pente et la pédologie ont aussi une bonne association avec l'ensemble des classes avec des V de Cramer de 0,16 et 0,17. Toutes les variables explicatives ont été acceptées pour la modélisation des différentes transitions.

Tableau XI : Variables explicatives de V Cramer

Variables explicatives	V Cramer
Distance aux routes	0,13
Pente	0,16
Distance aux localités	0,31
Modèle numérique d'altitude (MNA)	0,23
Distance au cours d'eau	0,14
Pédologie	0,17

5.4. Taux de précision des transitions potentielles

Les taux de précision des différentes transitions potentielles obtenus à partir de la méthode des réseaux neuronaux artificiels multicouches (Multi-Layer Perceptron ou MLP) sont inférieurs à 80 % (Tableau XII). Le plus faible taux de précision est observé au niveau de la transition culture et jachère à forêt dégradée (56,63 %). Le taux de précision le plus élevé est observé au niveau de la transition forêt dense sémi décidue à forêt dégradée (70,36 %). Tous les taux de précision sont supérieurs à 50 % et donc acceptables.

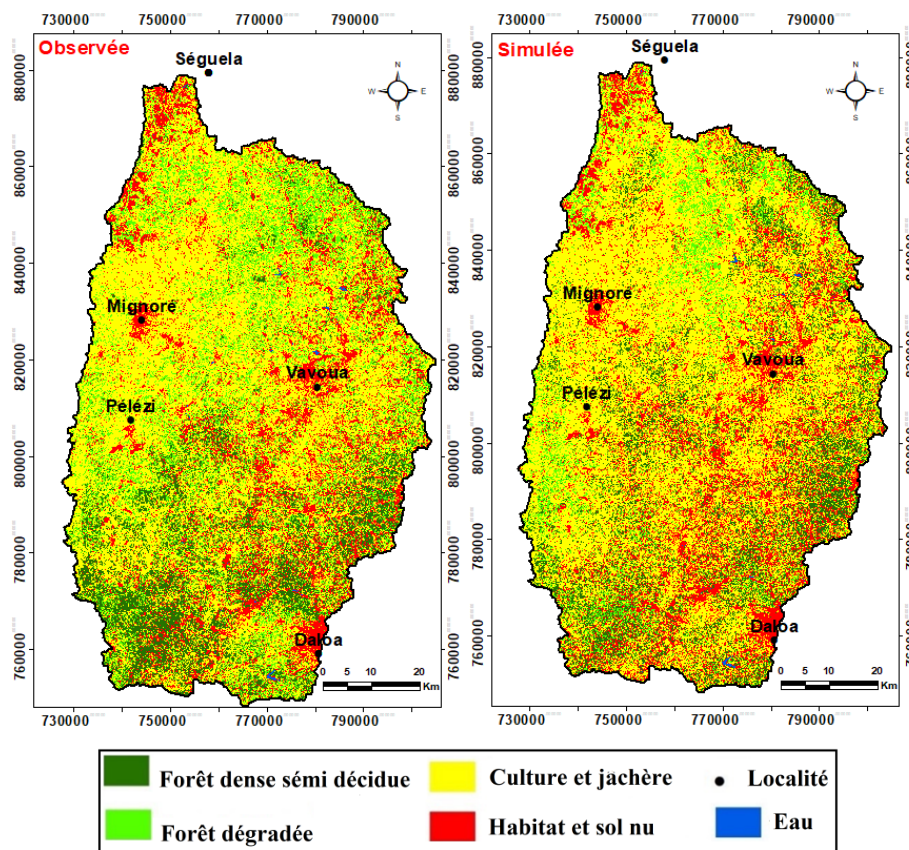
Partie III : Résultats et discussion

Tableau XII : Taux de précision des transitions potentielles

Transition potentielle	Taux de précision (%)
Forêt dense sémi décidue à forêt dégradée	70,36
Forêt dégradée à forêt dense sémi décidue	57,26
Culture et jachère à forêt dégradée	56,63
Forêt à culture et jachère	68,59
Forêt dégradée à culture et jachère	70,6
Forêt à habitat et sol nu	59,06

5.5. Validation du modèle

La comparaison des superficies des différentes classes d'occupation des sols observées et simulées sont présentées par la figure 48. Les résultats de la modélisation ont montré que la carte simulée pour l'année 2019 présente beaucoup de ressemblances à la carte réelle pour cette même année. Une grande partie des forêts a été converties en zone de culture et jachère. Le modèle a tendance à surestimer les classes de forêt, habitat et sol nu et culture et jachère. Cependant, le modèle a sous-estimé la classe forêt dégradée. Il faut noter que les ressources en eau restent relativement stables dans le temps.



Partie III : Résultats et discussion

Figure 48 : Comparaison entre les superficies observées et simulées des différentes classes d'occupation des sols du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé en 2019

Les résultats statistiques des différentes classes observés et simulés par le modèle permettent de donner plus de précision sur les superficies de chaque classe. La carte simulée surestime la superficie de la classe forêt (969,22 km² de forêts simulées contre 692,3 km² de forêt observée). Quant à la classe Habitat et sol nu, on constate une surestimation des superficies simulées par le modèle par rapport la carte réelle. Il s'agit de 1730,75 km² pour les superficies simulées contre 1142,29 km² de superficies observées. De même que la classe habitat et sol nu, le modèle a surestimé la classe culture et jachère. En effet, le modèle prévoit une superficie de 3323,04 km² contre 2976,89 pour la carte réelle en 2019. Cependant, on constate une sous-estimation de la classe forêt dégradée par le modèle LCM par rapport à la carte observée. On a une superficie de 796,145 km² simulée par le modèle contre 2007,67 km² sur la carte réelle. La classe eau est restée relativement stable dans l'ensemble.

Les statistiques kappa (K) montrent une grande similarité entre la carte observée et simulée de l'utilisation des sols sur le bassin versant de la rivière Lobo. De même, toutes les statistiques sont supérieures à 80 % et évoluent dans le même ordre de grandeur ($K_{\text{standard}} = 84,33 \%$, $K_{\text{non}} = 86,02 \%$, et $K_{\text{localité}} = 86,89 \%$) (Tableau XIII).

Tableau XIII : Superficie des différentes classes observées et simulées

Classe	Superficie observée	Superficie simulée
	km ²	km ²
Forêt	692,3	969,22
Forêt dégradée	2007,67	796,145
Culture et jachère	2976,89	3323,04
Habitat et sol nu	1142,295	1730,75
Eau	103,845	103,845
Statistique KAPPA (%)		
K_{standard}	84,33	
K_{non}	86,02	
$K_{\text{localité}}$	86,89	

5.6. Simulation des cartes de l'occupation du sol à l'horizon 2030 et 2050

La prédiction de l'occupation du sol du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé à l'horizon 2030 et 2050 a été faite sur la base des transitions entre les occupations du sol de 1986 et 2002. Après le calibrage du modèle et l'évaluation de sa validité, la structure et la tendance du changement ont été examinées à une date ultérieure (2030-2050). Partant sur l'hypothèse d'une intensification des

Partie III : Résultats et discussion

pressions anthropiques dans le site d'étude au cours du temps, des cartes d'occupation du sol en 2030 et 2050 ont été réalisées. Les cartes permettent d'observer une diminution des paysages forestiers sur la période 2019-2050. Ce recul de forêt se fera au profit des classes cultures et jachères et habitat et sol nu. Les zones de forêts dégradées seront fortement converties en cultures et jachères (Figure 49).

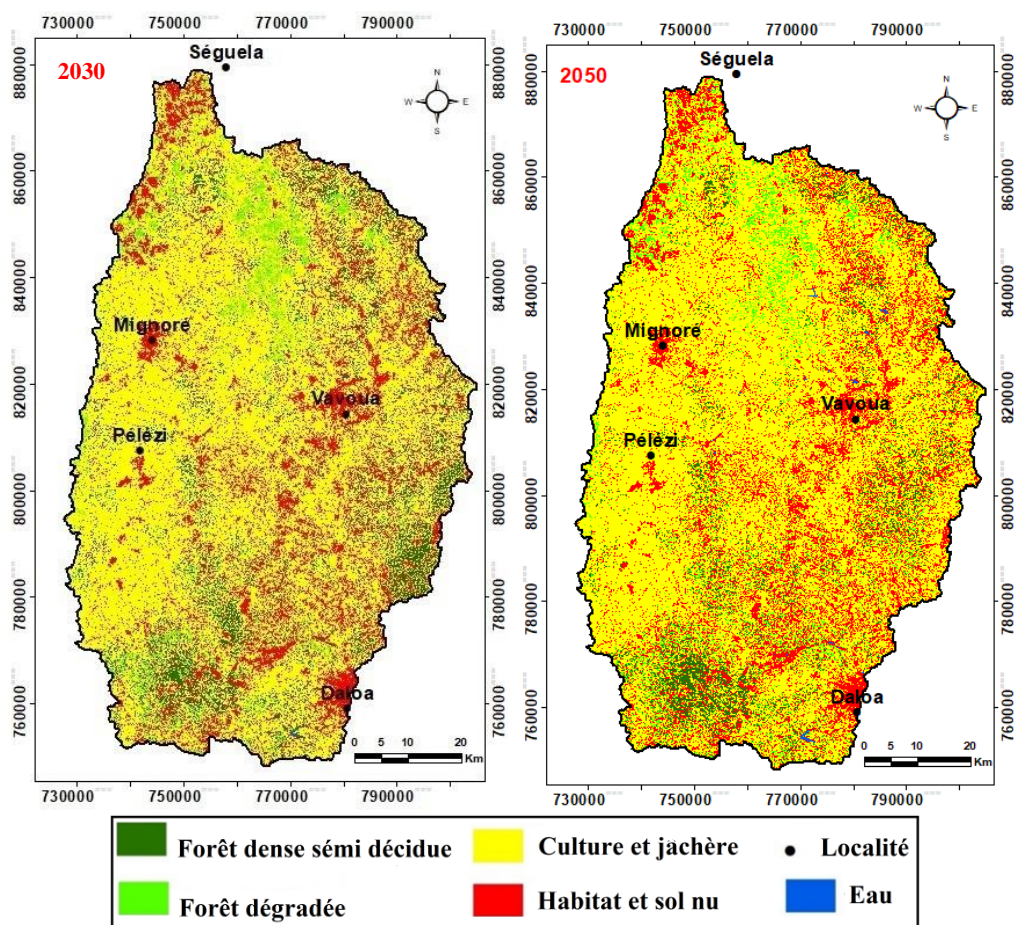


Figure 49 : Carte prédictive de l'occupation du sol de 2030 et 2050

Entre 1986-2019, la classe des cultures et des jachères est passée de 8% (553,84 km²) à 43% (2976,89 km²). La croissance des cultures et des jachères diffère selon les périodes, comme suit : 8 et 27% entre 1986-2002 et 27 et 43% entre 2002-2019. Cette augmentation de la classe culture et jachère est observée dans la classe habitat et sol nu. En effet, entre 1986 et 2002, la classe habitat et sol nu est passée de 11% (761,53 km²) à 15% (1038,45 km²). Entre 2002 et 2019, on observe une augmentation de 15% (1038,45 km²) à 17% (1142,29 km²) (Tableau XIV). Cette augmentation importante des cultures et des sols et habitats a conduit à une diminution significative de la surface forestière dans le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. La superficie forestière était de 64% (4430,7 km²) en 1986, de 32% (2215,4 km²) en 2002 et de 10% (692,3 km²) en 2019. Ainsi, les

Partie III : Résultats et discussion

zones forestières ont diminué de 32% entre 1986-2002, de 22% entre 2002-2019 et de 54% entre 1986-2019. De plus, en raison de l'augmentation des cultures et des jachères, la classe de forêt dégradée est passée de 14% (969,22 km²) en 1986 à 24% (1661,52 km²) en 2002 et 29% (2007,67 km²) en 2019.

Le calcul du taux d'évolution entre 2019 et les cartes simulées à l'horizon 2030 et 2050 permettent de constater que les mosaïques de cultures et jachères, restent la catégorie d'occupation la plus importante (4687,06 km² en 2030 et 4759 km² en 2050). La classe habitat et sol nu (17 % en 2019 ; 20 % en 2030 et 22 % en 2050) et les cultures et jachères (43 % en 2019 ; 67,7 % en 2030 et 68,74 % en 2050) sont les classes qui connaîtront le taux d'évolution le plus important selon le modèle. Cependant, les zones forestières connaîtront le taux de régression le plus important, respectivement de 10 % en 2019 ; de 6,32 % à l'horizon 2030 et de 4,01 % à l'horizon 2050 par rapport à la carte d'occupation du sol de 1986. Globalement les formations naturelles ont régressé au profit des formations anthropiques (Tableau XIV).

Tableau XIV : Statistiques sur les superficies d'occupation du sol projetées en 2030 et 2050 rapports à la carte d'occupation du sol de 1986

Année	Forêt dense semi décidue		Forêt dégradée		Culture et jachère		Habitat et sol nu		Eau	
	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%	km ²	%
1986	4430,7	64	969,22	14	553,84	8	761,53	11	207,69	3
2002	2215,4	32	1661,52	24	1869,21	27	1038,45	15	138,46	2
2019	692,3	10	2007,7	29	2976,9	43	1142,3	17	103,85	1
2030	437,4	6,6	324,7	4,7	4687,06	67,7	1370	20	103,85	1
2050	277,3	4,2	270,1	4	4759	68,8	1512,76	22	103,85	1

Discussion

Aujourd'hui, un grand nombre de modèles d'occupation des sols ont été développés, ce qui permet de choisir un modèle en fonction des caractéristiques de la zone d'intérêt et des questions de recherche (Han *et al.*, 2015; Hasan *et al.*, 2020). Le modèle Land Change Modeler a été utilisé pour prédire les changements de l'utilisation des terres et de la couverture des terres pour les dix (10) et trente (30) prochaines années sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. L'analyse de la dynamique de l'occupation et de l'utilisation des sols, réalisée sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé a fait ressortir les processus évolutifs qui ont eu lieu dans le paysage au cours de la période de 1986 à 2019. De façon générale, on assiste à une régression du couvert forestier au profit des classes de culture et jachère, habitat et sol nu. La superficie des forêts est passée de 64

Partie III : Résultats et discussion

% en 1986 à 10 % en 2019. En effet, l'agriculture et les feux de brousse, pratiqués dans la région ont contribué à la réduction des surfaces forestières et à l'appauvrissement de la flore (Brou, 2002 ; Boussougou, 2017 ; Kouamé, 2017). Les résultats de la phase de transition potentielle durant la période 1986-2002 montre une forte conversion de la forêt en agriculture ou jachère. Cela peut s'expliquer sous diverses raisons qui sont les activités anthropiques que sont, l'exploitation abusive du bois, la création des plantations d'anacarde, de café et de cacao. En effet, le bassin versant de la rivière Lobo à l'instar de plusieurs bassins versants de la Côte d'Ivoire est une zone où l'agriculture reste la principale source de revenu des populations. C'est une agriculture extensive, anarchique, pluviale et manuelle qui compense ses faiblesses par la conquête permanente de terres nouvelles. Le système agricole au départ extensif, évolue aujourd'hui vers une agriculture beaucoup plus intensive du fait de la raréfaction des terres cultivables (Yao, 2015). Cette conversion de la forêt en culture et jachère est observée dans la forêt classée du Haut-Sassandra dans l'extrême ouest du bassin versant de la rivière Lobo (Zanh *et al.*, 2018). Les populations se sont installées clandestinement dans la forêt classée du Haut-Sassandra en développant des activités agricoles au détriment des surfaces forestières. Cela a entraîné une régression considérable de la forêt au profit des cultures de rente, notamment le café et le cacao. Les différentes crises politico-militaires qu'a connu la Côte d'Ivoire en Septembre 2002, pourrait être l'une des causes de la conversion des forêts en culture et jachère. Selon Sangne *et al.*, (2015), cette crise a favorisé l'infiltration des populations des pays voisins dans plusieurs forêts de la Côte d'Ivoire, notamment celle du Haut-Sassandra. Pour valider le modèle LCM, l'image simulée a été comparée à l'image réelle de l'occupation des sols de la même année 2019. Les résultats montrent une surestimation de certaines classes par le modèle LCM. Cette surestimation et sous-estimation de certaines classes lors des simulations pourrait être attribuable à la non prise en compte de certaines variables explicatives. Il y'a lieu de noter qu'à l'exception des variables calées aux modèles pour prédire le futur, s'ajoutent d'autres variables dont la spatialisation et la quantification sont pratiquement impossibles. Il s'agit des facteurs politiques et institutionnels (pauvreté, chômage, conflits, code forestier, etc), des facteurs démographiques (migration, distribution de population), et des facteurs économiques (Boussougou, 2017). L'occupation du sol simulée de 2030 et 2050 indique une tendance d'augmentation des surfaces bâties, cultures et jachères et une diminution des surfaces forestières. Cette tendance pourrait s'expliquer par les pressions anthropiques et l'augmentation de la population. En effet, les projections faites selon INS (2021) prévoient un taux d'accroissement de la population de 2,5 % à l'horizon 2050 avec une population ivoirienne avoisinant les 57 119 185

Partie III : Résultats et discussion

habitants. Dans les régions à forte densité de population, tout l'espace disponible sera converti à l'agriculture dans un futur proche. Cela pourrait occasionner un fort taux de déforestation dans ces régions et, les petites forêts seront certainement converties en terres agricoles. La période 2019-2050 sera le prolongement des observations passées, c'est-à-dire une dégradation des surfaces forestières. Il est donc plus que nécessaire que les autorités mènent des actions concrètes, s'ils ne veulent pas assister à une disparition des surfaces forestières au-delà de 2050.

Conclusion partielle

L'analyse des changements temporels et spatiaux de l'occupation des sols sur la période 1986-2002, 2002-2019 et 1986-2019 montre que les évolutions de l'occupation des sols pour le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé sont importantes. Elle montre également l'expansion de surface des zones de culture et jachère, des habitats et sols nus et des forêts dégradées sur le bassin versant au détriment des zones forestières. La phase de calage du sous-modèle de transitions a permis de valider la carte prédictive à l'aide du modèle LCM par rapport à la carte de référence de 2019. Les résultats obtenus des cartes simulées à l'horizon 2030 et 2050 montrent que les zones d'habitats et sols nus et les cultures et jachères continueront à augmenter, les zones forestières diminueront tandis que les plans d'eau et les zones humides resteront relativement stables.

Chapitre 6 : Variabilité hydroclimatique sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé

6.1. Variabilité climatique sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé

6.1.1. Sécheresse météorologique sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé

L'indice standardisé de précipitation et d'évapotranspiration (SPEI) utilisé pour l'évaluation du déficit pluviométrique sur la période 1971-2016 aux stations de Daloa, Vavoua et Zuenoula a montré une alternance des séquences sèches et humides avec une forte tendance à la sécheresse (Figure 50).

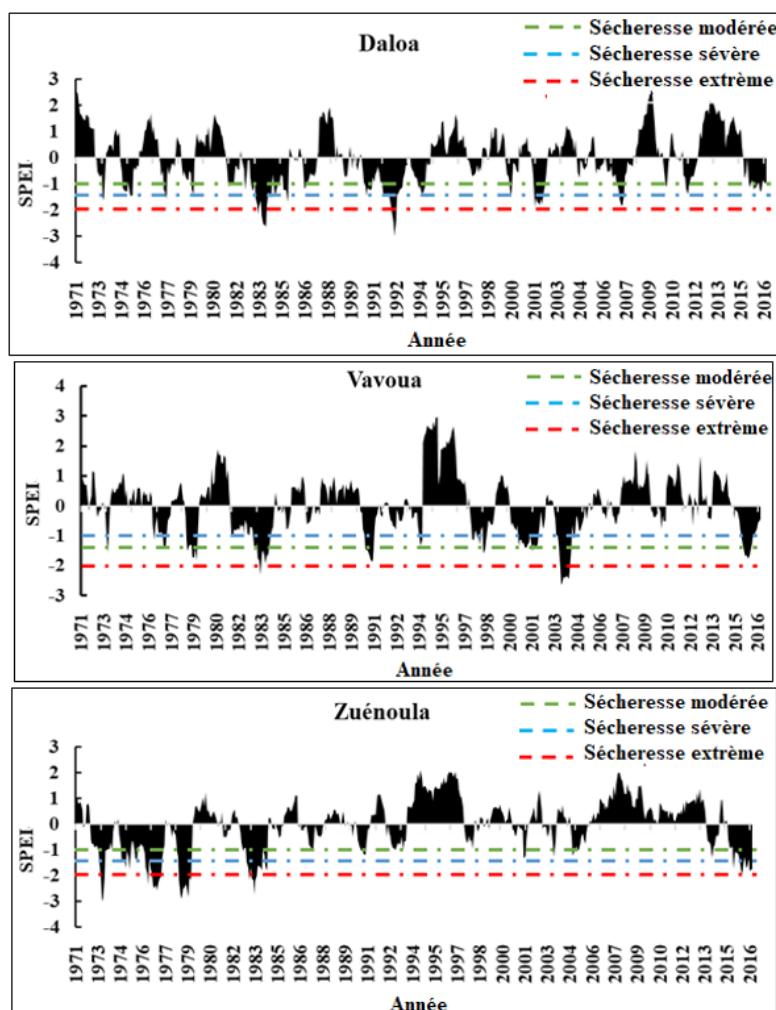


Figure 50 : Evolution de la sécheresse météorologique aux stations de Vavoua, Daloa et Zuénoula entre 1971 et 2016

A la station de Daloa, deux grandes périodes de sécheresse ont été observées d'août 1981 à septembre 1985 et de janvier 1990 à octobre 1995. Une reprise des précipitations est notée entre février 2008 et octobre 2013 avec des incursions de périodes sèches en 2011 suivies d'une diminution en 2016. Concernant la station de Vavoua, une longue période humide est observée de

Partie III : Résultats et discussion

1971 à 1975 avec une courte période sèche en 1973. Il s'en suit quatre (4) et neuf (9) années successives sèches de 1981 à 1984 et de 1998 à 2006 avec une reprise de la pluviométrie de 2010 à 2013. La période de 2014 à 2016 est marquée par une période sèche. La série de Zuénoula commence par une longue période sèche qui part de 1973 à 1979 et de 1982 à 1984 suivi d'une alternance de périodes sèches et humides avec des épisodes climatiques décrites comme normales (-0,99 à 0,99). A partir de 2006, une longue période d'humidité reste dominante jusqu'en 2012 et elle se termine par une période sèche de 2013 à 2016.

6.1.2. Caractéristiques de la sécheresse hydrologique sur le bassin versant de la Lobo

Les résultats de l'analyse de la sécheresse hydrologique ont montré une alternance de périodes sèches et humides sur la période 1971-2016 (Figure 51). Une longue période sèche a été observée entre 1971 et 1977 avec une incursion d'une année humide en 1974 durant 12 mois. A partir du mois d'octobre 1977 à novembre 1980, une reprise des écoulements sur le bassin versant de la rivière Lobo est observée, suivie d'un déficit hydrologique plus marqué entre décembre 1980 à septembre 1994 avec des SDI situés parfois entre -1,5 et -3,09, synonyme de sécheresses sévères à extrêmes. L'année 1983 reste la plus sévère en termes d'intensité de sécheresse hydrologique avec un SDI égal à -3,09. Cependant, cette période a été émaillée par de légères apparitions de périodes humides. De 2006 à 2016, une longue période humide a été observée et marquée par une reprise des écoulements les plus importants sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.

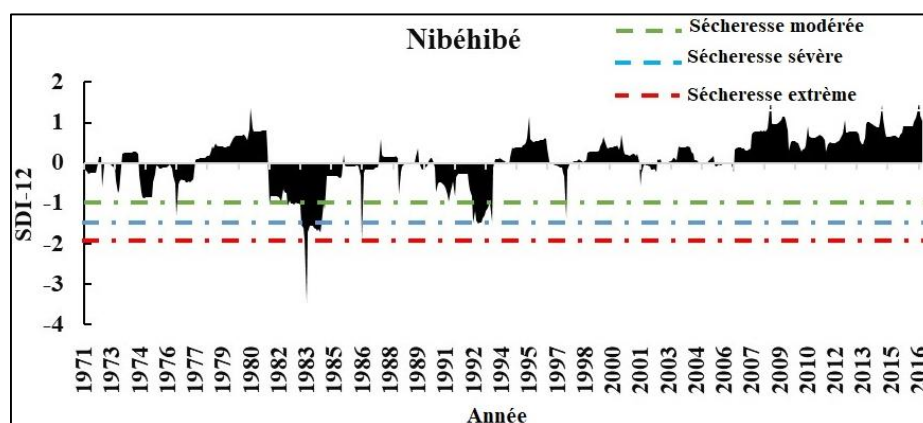


Figure 51 : Evolution de la sécheresse hydrologique à la station hydrométrique de Nibéhibé de 1971 à 2016

6.1.3. Relation entre la sécheresse météorologique (SPEI) et hydrologique (SDI)

La comparaison entre les indices SPEI et SDI montrent une corrélation acceptable entre les indices de sécheresse météorologique et hydrologique à la station de Daloa ($r = 0,50$) et Vavoua ($r = 0,43$) comparativement aux stations de Zuénoula (0,40). Cette corrélation est significativement positive

Partie III : Résultats et discussion

à toutes les stations avec une probabilité de $p < 0.0001$ selon un intervalle de confiance compris entre 0,451 et 0,600 à la station de Daloa, de 0,356 et 0,513 à la station de Vavoua et enfin de 0,46 et 0,508 à la station de Zuénoula. Cependant, on observe un mauvais synchronisme entre les SPEI et SDI de 1971 à 1977 aux stations de Daloa et Vavoua. A partir des années 1978 jusqu'à 1987 et de 2008 à 2013, on observe une similarité entre les indices de sécheresse météorologique et les indices de sécheresse hydrologique. De 2014 à 2016, une mauvaise synchronisation est observée. Aussi, les SPEI ont-ils montré des incursions de sécheresse plus longues que les SDI entre 1990 et 1995 à la station de Daloa contrairement aux stations de Vavoua et Zuénoula. On observe contrairement aux stations de Vavoua et Zuénoula. On observe également entre 2007 et 2016 que les SDI ont montré une durée d'humidité plus longue que les SPEI (Figure 52).

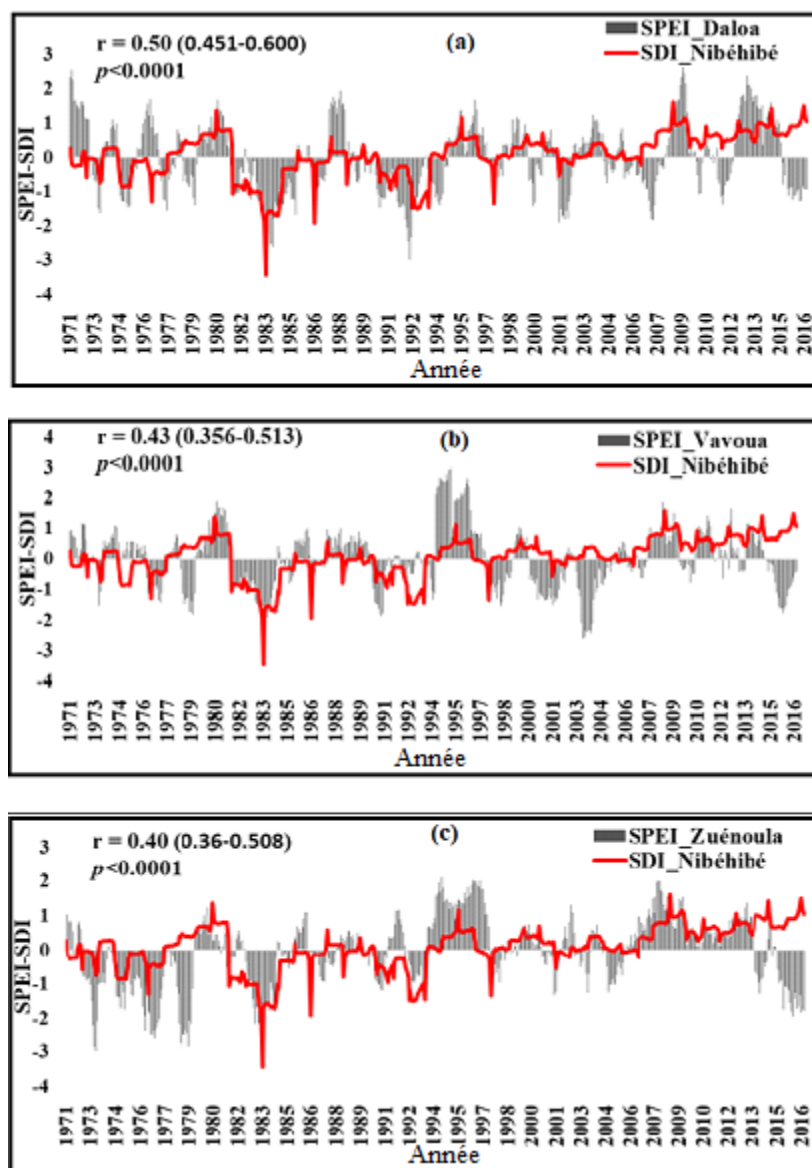


Figure 52 : Relation entre la sécheresse météorologique et hydrologique

Partie III : Résultats et discussion

6.1.3. Intensité et durée des séquences de sécheresse météorologique et hydrologique

Les résultats de l'estimation de l'intensité de la sécheresse météorologique et hydrologique au cours de la période 1971-2016 (45 années) ont montré que le bassin versant de la rivière Lobo a connu une sécheresse importante. Les épisodes d'août 1973, mars 1984 et septembre 2003 observés aux stations de Zuénoula, Daloa et Vavoua ont été caractérisés par une sécheresse extrême avec des indices respectifs de -2,93 ; -2,63 et -2,69 (Tableau XV). Quant à l'intensité de la sécheresse hydrologique, l'indice SDI a montré que l'épisode de 1983 observé à la station de Nibéhibé est qualifié de sécheresse extrême avec des indices SDI de -3,09.

L'analyse de la durée des épisodes de sécheresse météorologique a montré qu'elle varie d'une station à l'autre. Les différents résultats montrent que la station de Daloa a connu la période de sécheresse la plus longue avec cinquante-et-un (51) mois de séquences de sécheresse, suivie de la station de Zuénoula avec trente-sept (37) mois de séquences de sécheresse et enfin la station de Vavoua avec trente-six (36) mois de séquences de sécheresse. La sécheresse hydrologique reste la plus longue. En effet, elle débute en septembre 1981 et prend fin en août 1984. Cette période a été caractérisée par cinquante-huit (58) mois de sécheresse.

Tableau XV : Intensité des séquences de sécheresse météorologique (SPEI) et hydrologique (SDI) sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé

Paramètres	SPEI			SDI
	Daloa	Vavoua	Zuénoula	Nibéhibé
Intensité	-2,63	-2,69	-2,93	-3,09
Date d'occurrence	Mars-84	Sept-03	Août-73	Oct-83
Durée (mois)	51	36	37	58
Date d'occurrence	Août 1981- Sept 1985	Sept 1981- Août 1984	Sept 1974- Sept 1977	Sept 1981- Août 1984
Type de sécheresse	Sécheresse Extrême	Sécheresse Extrême	Sécheresse Extrême	Sécheresse Extrême

6.1.4. Fréquence des séquences de sécheresse météorologique et hydrologique

L'analyse de la fréquence des séquences de sécheresse observée aux stations de Daloa, Vavoua, Zuénoula et Nibéhibé a montré que les périodes sèches sont comprises entre 1,6 % et 13,3 % (Figure 53). Les périodes proches de la normale (sécheresse atténuée) sont plus élevées dans le bassin. Elles sont comprises entre 52,7% et 72,9%. Les sécheresses sévères à extrêmes ont été rares pendant la période d'observation. Toutefois, ces épisodes extrêmes ont été plus observés aux stations de Zuénoula (5%) et Nibéhibé (3,8 %) par rapport aux stations de Daloa (1,7%) et Vavoua (1,8%).

Partie III : Résultats et discussion

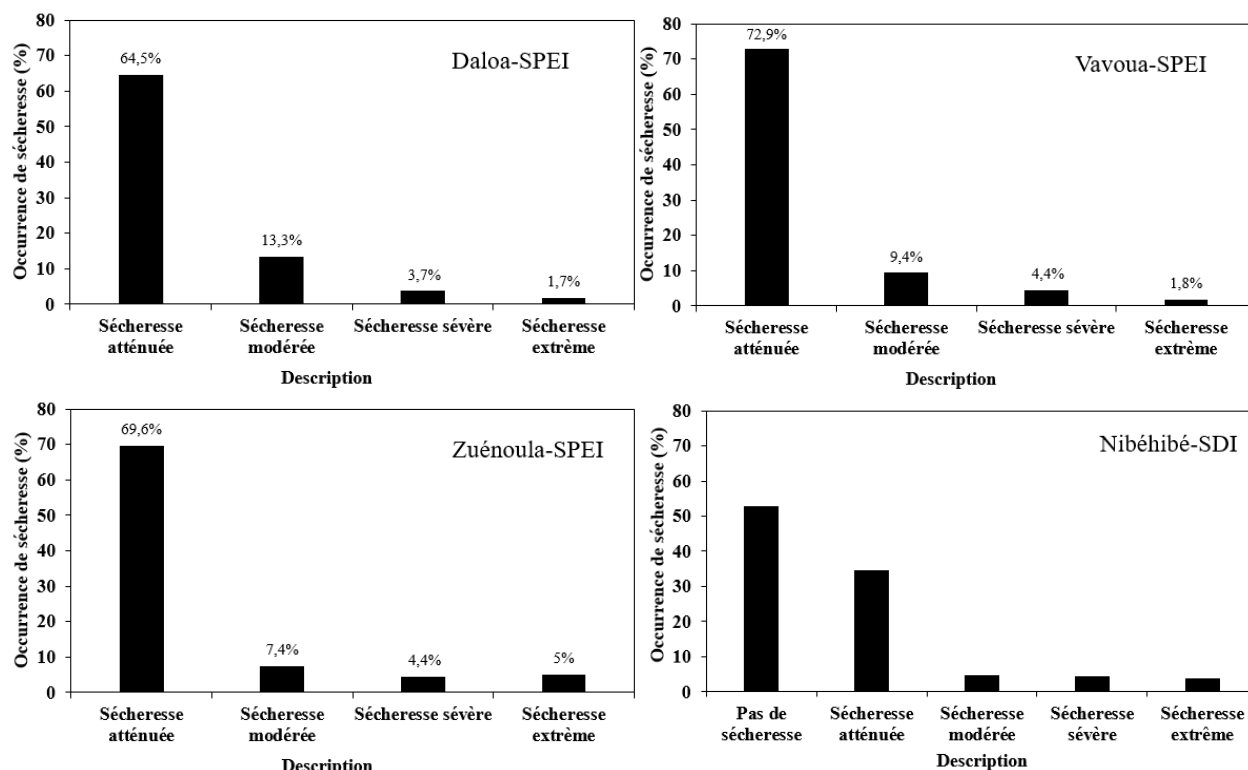


Figure 53 : Fréquence des classes d'intensité de sécheresse hydrologique à la station de Nibéhibé

6.1.5. Validation des données satellitaires CHIRPS

Sur la période 1985-1991, les statistiques montrent que les produits CHIRPS reproduisent très bien les précipitations observées (tableau XVI). Les biais ne sont pas assez importants par rapport aux fourchettes de -20 à +20% recommandées par Diem et al. (2014). Les produits CHIRPS peuvent donc être utilisés pour la modélisation hydrologique dans le bassin versant de la rivière Lobo.

Tableau XVI : Comparaison des précipitations mensuelles observées et des données CHIRPS aux stations de Séguéla et Pélési sur la période 1985-1991.

Paramètres	Stations Climatiques	
	Séguéla	Pélési
RMSE	8,14	6,43
R	0,6	0,63
PBIAIS	7,05	5,21
Nash	0,72	0,76

Partie III : Résultats et discussion

6.2. Evolution des variables climatiques aux horizons futurs

6.2.1. Erreur moyenne annuelle des précipitations simulées par les modèles climatiques

L'évaluation des trois (3) modèles climatiques régionaux a révélé des erreurs de précipitation qui évoluent selon le modèle utilisé. Ainsi, les données de base (données historiques de 1971-2005) des modèles climatiques régionaux RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 diffèrent des données observées au niveau des stations de Daloa ; Vavoua et Zuénoula sur la période de référence 1986-2005. Ces erreurs de simulation ont été rangées dans les tableaux XVII, XVIII et XIX.

Dans la localité de Daloa, le modèle climatique RCA4 a sous-estimé le volume des précipitations moyennes annuelles de -37,67%. L'erreur relative moyenne annuelle du modèle climatique régional RACMO22T est évaluée à -31,03 %. Enfin, le modèle climatique régional CCLM4-8-17 sous-estime les précipitations à hauteur de -25,57 %. Ainsi, le modèle climatique régional CCLM4-8-17 est le plus fiable dans cette localité avec une simulation des précipitations moyennes annuelles de 910,57 mm contre 1223,64 mm de précipitations observées dans la localité, soit -25,57% d'erreur (Tableau XVII).

Tableau XVII : Erreurs des précipitations moyennes annuelles observées et simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 à la station de Daloa

Paramètres	RCA4	RACMO22T	CCLM4-8-17
Pluie observée	1223,64	1223,64	1223,64
Pluie simulée	762,61	843,89	910,57
Erreur relative (%)	-37,67	-31,03	-25,57

A la station climatique de Vavoua, les précipitations moyennes annuelles sont sous-estimées par les trois (3) modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17. Cependant, les erreurs de simulation ont varié d'un modèle à un autre. Le modèle climatique CCLM4-8-17 est le plus fiable dans cette localité avec une erreur relative de simulation évaluée à -24,42 %. Dans cet ordre de fiabilité, le modèle climatique RCA4 vient en deuxième position avec une erreur de simulation de -27,3 % et le modèle RACMO22T, en troisième position avec le taux d'erreur le plus important (-38,16 %) (Tableau XVIII).

Tableau XVIII : Erreurs des précipitations moyennes annuelles observées et simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 à la station de Vavoua

Paramètres	RCA4	RACMO22T	CCLM4-8-17
Pluie observée	1096,59	1096,59	1096,59
Pluie Simulée	797,12	678,04	828,73
Erreur relative (%)	-27,3	-38,16	-24,42

Partie III : Résultats et discussion

Les trois modèles climatiques régionaux ont sous-estimé les précipitations dans la localité de Zuénoula avec des taux d'erreur estimés à -32,26% pour le modèle climatique RCA4, -40,56% pour le modèle climatique régional RACMO22T et -27,69% pour le modèle climatique CCLM4-8-17. Ces valeurs, relativement élevées, ont montré que les simulations des précipitations dans la localité de Zuénoula ont été fortement biaisées. Cependant, le modèle climatique CCLM4-8-17 reste le plus fiable par rapport aux modèles RACMO22T et RCA4 comparativement aux taux d'erreur de chaque modèle (Tableau XIX).

Tableau XIX : Erreurs des précipitations moyennes annuelles observées et simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 à la station de Zuénoula

Paramètres	RCA4	RACMO22T	CCLM4-8-17
Pluie observée	1197,06	1197,09	1197,09
Pluie Simulée	810,82	711,51	865,54
Erreur relative	-32,26	-40,56	-27,69

La comparaison entre les températures simulées par les modèles RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 et les températures observées à la station synoptique de Daloa, a montré une tendance à la surestimation des températures moyennes simulées par les modèles climatiques. Le modèle climatique RCA4 a montré une hausse de la température moyenne de 0,69 °C par rapport aux observations. Le modèle RACMO22T, enregistre une hausse de 0,43 °C par rapport aux observations. Quant au modèle CCLM4-8-17 on observe une hausse de 0,29 °C des températures observées à Daloa (Tableau XX).

Tableau XX : Erreurs des températures moyennes annuelles observées et simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 à la station de Daloa

Paramètres	RCA4	RACMO22T	CCLM4-8-17
Température observée	26,08	26,08	26,08
Température Simulée	26,69	26,51	26,37
Erreur relative (°C)	+0,69	+0,43	+0,29

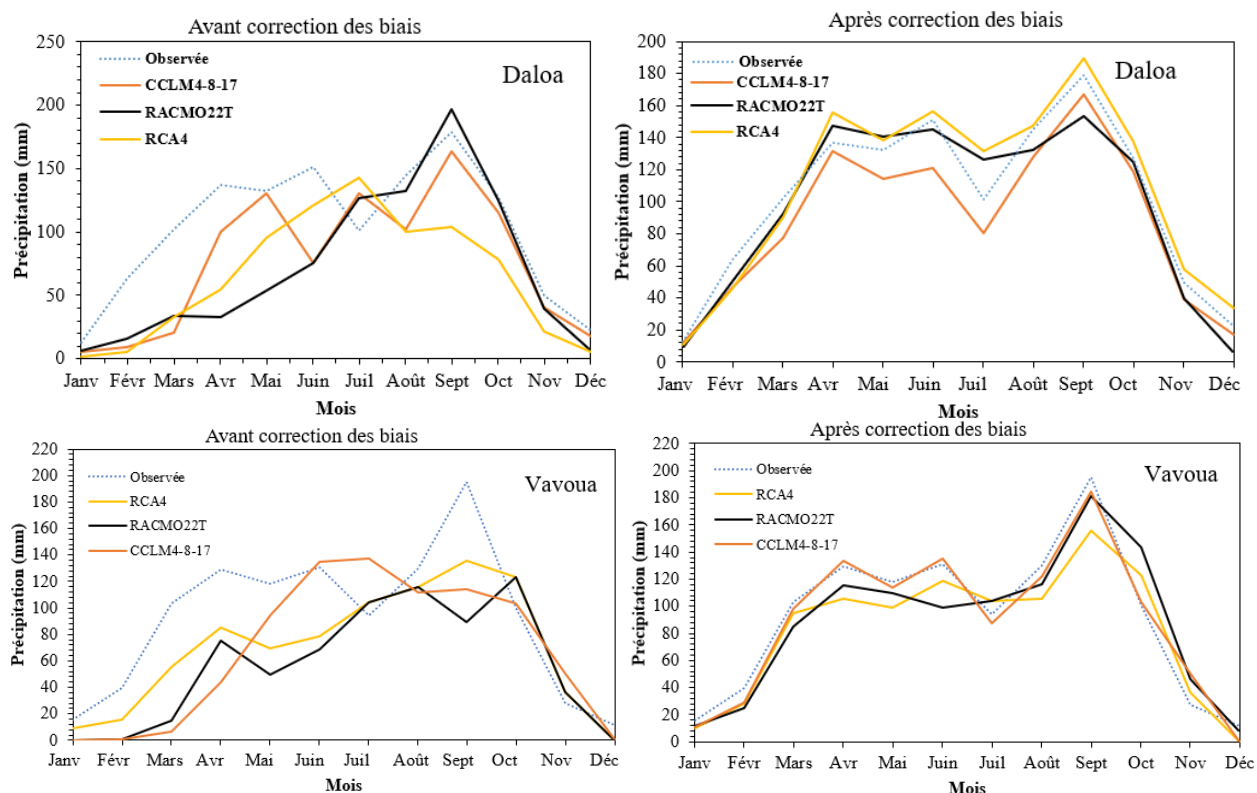
Sur la base des résultats obtenus par chaque modèle climatique, le modèle climatique régional CCLM4-8-17 est celui qui reproduit le mieux possible, en termes de précipitation, le climat sur le bassin avec un taux d'erreur relative estimé à -25,42% (Daloa), à -24,42% (Vavoua) et à -27,69% (Zuénoula). Le modèle climatique régional CCLM4-8-17 est suivi dans cet ordre par le modèle climatique régional RCA4 avec une erreur relative de simulation évaluée à -37,67% (Daloa), à -

Partie III : Résultats et discussion

27,3% (Vavoua) et à -32,26 % (Zuénoula). Le modèle climatique régional RACMO22T présente une erreur relative de simulation très significative de -31,03% (à Daloa), -38,16 % (à Vavoua) et -40,56% (à Zuénoula) qui fait de lui un modèle peu fiable pour l'étude des phénomènes des changements climatiques dans le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.

6.2.2. Fiabilité et correction des biais des sorties des modèles climatiques

Les régimes pluviométriques observés et simulés par les trois modèles climatiques régionaux (MCRs) aux stations de Daloa, Vavoua et Zuénoula montrent qu'il existe des écarts significatifs (PBIAS : 25,58-37,68% ; r : 0,61-0,75 ; RMSE : 7,53-11,09) entre les données observées et simulées par les trois MCRs (Figure 54 et tableau XXI) avant la correction des biais. Les modèles non corrigés montrent chacun des écarts clairs dans la façon dont ils reproduisent les précipitations sur la période de référence. Des écarts importants ont été observés durant la saison sèche de Janvier à Avril. Cependant, après correction des biais, les modèles (RACMO22T, RCA4, CCLM4-8-17) sont bien améliorés (PBIAS : -5,70-13,87% ; r : 0,98-0,99 ; RMSE : 1,35-4,08). De manière générale, on observe que les MCR corrigées et leur ensemble ont été améliorés pour reproduire le régime pluviométrique mis en évidence par les relevés observés à l'échelle mensuelle. Par conséquent, les MCR corrigés peuvent être considérés comme fiables pour l'analyse.



Partie III : Résultats et discussion

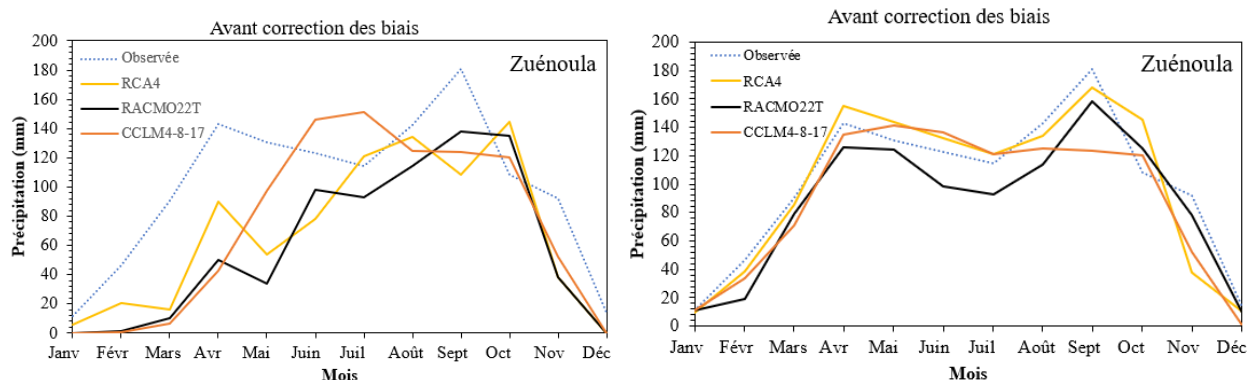


Figure 54 : Régimes pluviométriques observés et simulés par les MCR RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 avant et après correction des biais sur la période de référence (1986-2005) à Daloa ; Vavoua et Zuénoula

Comparativement aux précipitations, les trois modèles climatiques régionaux ont tendance à surestimer les températures moyennes sur le bassin versant de la rivière Lobo pendant la saison sèche et la saison des pluies (Figure 55). Après la correction des biais, on peut observer que sur la période de référence, la distribution des données de température simulées et corrigées est presque similaire à celle des observations.

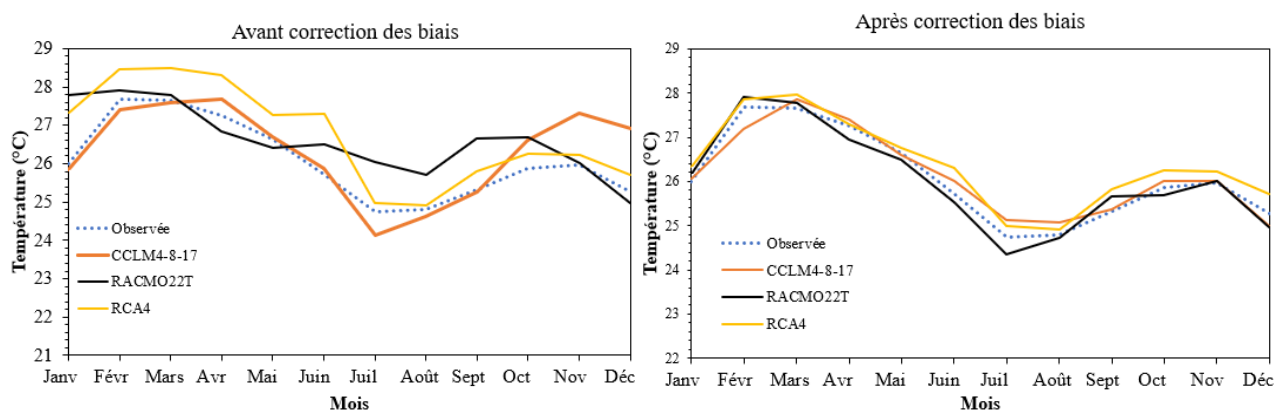


Figure 55 : Températures moyennes observées et simulées par les MCR RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 avant et après correction des biais sur la période de référence (1986-2005) à Daloa sur la période de référence 1986-2005

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XXI : Performance des modèles climatiques régionaux (RCM)

Précipitation								
Avant correction				Après correction				
RCMs	r	R	PBIAS	RMSE	r	R	PBIAS	RMSE
CCLM4-8-17	0,75	0,67	25,58	7,53	0,99	0,98	13,87	4,08
RACMO22T	0,61	0,55	31,03	9,14	0,97	0,94	4,59	1,35
RCA4	0,71	0,62	37,68	11,09	0,98	0,95	-5,70	1,68
Température								
CCLM4-8-17	0,82	0,67	-1	0,07	0,97	0,95	-0,24	0,02
RACMO22T	0,72	0,52	-2,07	0,16	0,98	0,96	0,20	0,02
RCA4	0,95	0,90	-2,59	0,19	0,98	0,96	0,20	0,02

6.2.3. Tendances futures des précipitations sur le bassin versant de la rivière Lobo aux stations de Daloa, Vavoua et Zuénoula

L'étude de l'évolution des paramètres climatiques sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé à l'aide des modèles climatiques RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 montre que sous les scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5, tous les modèles climatiques ne sont pas tous unanimes sur une baisse ou une hausse des précipitations (Figure 56).

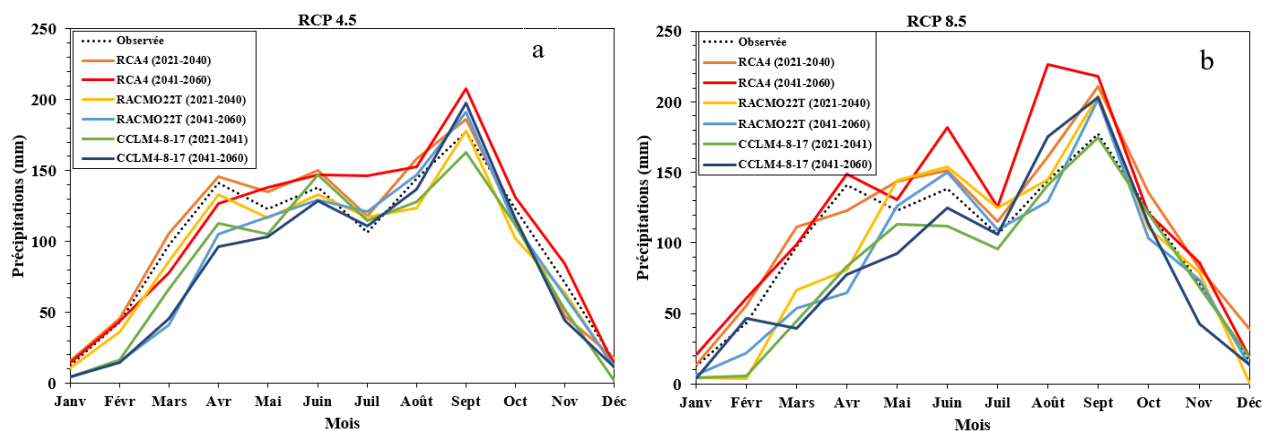


Figure 56 : Variation des précipitations moyennes mensuelles simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 pour les horizons 2021-2040 et 2041-2060 par rapport à la période de référence 1986-2005 (ligne pointillée noire) selon les scénarios RCP 4.5 (a) et RCP 8.5 (b) sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.

Partie III : Résultats et discussion

➤ Sous le scénario RCP 4.5

Sous le scénario RCP 4.5, les modèles RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 ne sont pas unanimes sur la diminution ou une hausse des précipitations. En effet, le modèle RCA4 avait prévu une diminution des précipitations mensuelles pour certains mois. A l'horizon 2030, les mois d'octobre et de novembre pourraient connaître une baisse de 6,9 % et de 23,8 % des précipitations dans le bassin. A l'horizon 2050, il y aura une diminution des précipitations dans les mois de mars, d'avril et de décembre estimée respectivement à 19,22 %, 14,5 % et 2,74 % par rapport à la période de référence (1986-2005). À l'échelle annuelle, le modèle RCA4 prévoit une augmentation de 4,09 % des précipitations à l'horizon 2030 et de 7,6 % à l'horizon 2050 par rapport à la période de référence. Les modèles RACMO22T et CCLM4-8-17 montrent une diminution mensuelle et annuelle des précipitations sur le bassin pour les deux horizons futurs. Pour les horizons 2021-2040 et 2041-2060, les mois de janvier à juin et d'octobre à décembre connaîtront les plus fortes baisses de précipitations. Selon le modèle RACMO22T, une baisse annuelle de 6,93 % (2021-2040) et de 11,43 % (2041-2060) par rapport à la période de référence sera observée sur le bassin. Le modèle CCLM4-8-17 prévoit une baisse annuelle de 14,20 % et de 16,43 % dans le cadre du scénario RCP 4.5.

➤ Sous le scénario RCP 8.5

Selon le modèle RCA4, il y aura une augmentation des précipitations pour tous les mois de l'année, à l'exception du mois d'avril, où une diminution de 12,86 % à l'horizon 2030, selon le scénario RCP 8.5. A l'horizon 2050, le mois d'octobre connaîtra une diminution de 1,3 %. Annuellement, une hausse de 12,58 % des précipitations sera observée à l'horizon 2030 et une augmentation de 20,45 % à l'horizon 2050. Contrairement au modèle RCA4, les modèles RACMO22T et CCLM4-8-17 connaîtront une diminution sur plusieurs mois de l'année selon le scénario RCP 8.5. Selon le modèle RACMO22T, ce sont les mois de janvier à avril, octobre, août et décembre qui seront touchés dans les périodes 2021-2040 et 2041-2060. Le modèle CCLM4-8-17 prévoit une baisse pour tous les mois de l'année de janvier à novembre, sauf décembre, d'ici 2021-2040. A l'horizon 2050, les périodes de mars à juillet et d'octobre à décembre seront affectées par une diminution des précipitations. Les diminutions annuelles selon le modèle RACMO22T seront de 6,26 % (2021-2040) et 11,43 % (2041-2060) par rapport à la période de référence. Le modèle CCLM4-8-17 prévoit une diminution annuelle de 17,54 % et de 12,79 % selon le scénario RCP 8.5. Les résultats montrent une hausse annuelle des précipitations quel que soit le scénario climatique selon le modèle

Partie III : Résultats et discussion

RCA4. Cependant, cette dynamique n'est pas montrée par les modèles RACMO22T et CCLM4-8-17.

6.2.4. Evolution future des températures sur le bassin versant de la rivière Lobo

La variation des températures moyennes mensuelle simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 pour les horizons 2030 et 2050 par rapport à la période de référence (1986-2005) sur le bassin versant de la rivière Lobo sont présentées par la figure 53. Les résultats montrent que les températures sur le bassin augmenteront à l'avenir selon les modèles climatiques, sur la base des scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5.

➤ Sous le scénario RCP 4.5

Selon les scénarios RCP 4.5 (Figure 57 a) pour l'horizon 2030, les modèles climatiques RCA4 et RACMO22T prévoient une hausse des températures comprise entre 0,16 °C et 2,97 °C durant tous les mois de l'année, à l'exception du mois de février, pour lequel les modèles prévoient une diminution de 0,17 °C et 0,71 °C par rapport à la période de référence (observée). A l'horizon 2050, les deux modèles prévoient une hausse des températures comprise entre 0,48 °C et 3,38 °C sur tous les mois de l'année. Les prévisions des températures mensuelles projetées par le modèle CCLM4-8-17 sont différentes de celles des modèles RCA4 et RACMO22T. En effet, le modèle CCLM4-8-17 prévoit une diminution des températures de la saison sèche de 1,75 °C (février) et de la saison pluvieuse de 0,04 °C et 1,02 durant les mois de mars, mai et de juillet à septembre d'ici 2021-2040. A l'horizon 2050, les températures mensuelles devraient augmenter tout au long de l'année. Annuellement, tous les modèles s'accordent sur une augmentation des températures de 1,23 °C à 1,82 °C, à l'exception du modèle CCLM4-8-17 qui prévoit une diminution de 0,05 °C d'ici 2021-2040 dans le cadre du scénario RCP 4.5.

➤ Sous le scénario RCP 8.5

Dans le cadre des scénarios RCP 8.5 (Figure 57 b), tous les modèles ne sont pas unanimes sur la question de savoir si les températures vont diminuer ou augmenter sur le bassin versant de la rivière Lobo à l'horizon 2030 et 2050. Selon le modèle RCA4, une augmentation des températures sur tous les mois de l'année de 0,45 °C et 2,15 °C, sauf pour le mois de février, où une baisse de 1,37 °C est observée d'ici 2030. A l'horizon 2050, les températures pourraient atteindre 0,34 °C à 3,69 °C pour tous les mois de l'année par rapport à la période de référence. Selon les modèles

Partie III : Résultats et discussion

RACMO22T et CCLM4-8-17, une baisse des températures de 0,23 à 2,26 °C au début de la saison des pluies et de 2,24 °C à la fin de la saison sèche (février). De mars à mai, une augmentation des températures pendant les précipitations maximales de 0,4 °C à 1,34 °C pour les horizons 2030 et 2050 a été observée par le modèle RACMO22T. Aux horizons 2041-2060, une augmentation des températures de 1,11 °C à 4,46 °C pour tous les mois de l'année est prévue par le modèle CCLM4-8-17. Le scénario RCP 8.5 et les modèles climatiques utilisés prévoient une augmentation de la température annuelle de 0,13 °C et 2,54 °C dans le bassin versant de la rivière Lobo. Les résultats montrent que l'amplitude de la température est plus élevée pour les scénarios RCP 8.5 que pour les scénarios RCP 4.5.

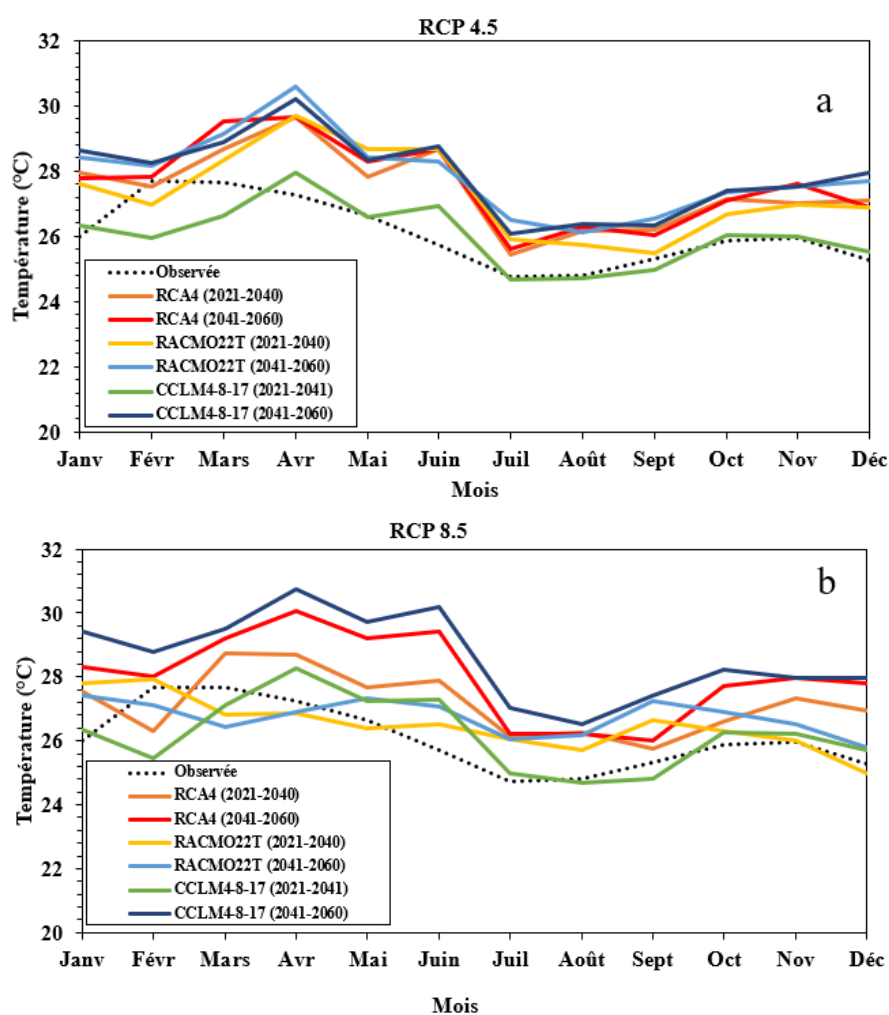


Figure 57 : Variations des températures moyennes mensuelles simulées par les modèles climatiques régionaux RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 pour les horizons 2021-2040 et 2041-2060 par rapport à la période de référence 1986-2005 (ligne pointillée noire) selon les scénarios RCP 4.5 (a) et RCP 8.5 (b) sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.

Partie III : Résultats et discussion

Discussion

Au regard de l'évolution des indices SPEI et SDI, le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé a connu une variabilité climatique, matérialisée par une alternance d'années humides et sèches après la rupture constatée autour des années 1970. La baisse de la pluviométrie observée au cours de cette étude se situe en général après 1970, et s'intègre dans les périodes sèches définies par les études antérieures (Goula *et al.*, 2006 ; Yao *et al.*, 2012 ; Yapi *et al.*, 2017 ; Coulibaly *et al.*, 2018; Ouattara, 2018). Selon ces auteurs, cette baisse pluviométrique a eu des répercussions sur le bilan hydrique des régions. L'analyse de la sécheresse météorologique aux stations de Vavoua, Daloa et Zuénoula a révélé que le bassin versant de la Lobo a été affecté par les phénomènes de sécheresse météorologique après 1970. Des pics de sécheresse ont été observés en août 1973, août 1992 et septembre 2003. Ces pics sont caractérisés par des sécheresses de types extrêmement sévères. Les résultats confirment les recherches effectuées par Mahé & Olivry (1995) et Bigot *et al.* (2005) en Afrique de l'Ouest. En Côte d'Ivoire, les travaux de Goula *et al.* (2006), Yao *et al.* (2012), Soro *et al.* (2014), Meledje (2015) et Ouattara (2018) ont montré que les décennies 1970-1979, 1980-1989 et 1990-1999 ont été des périodes sèches. Cette baisse pluviométrique s'est intensifiée au cours des années 1980 et 1990 avant de connaître une légère hausse entre 2007 et 2013. Cette baisse des précipitations constatée pourrait être liée au changement climatique qui contribue à une hausse des phénomènes extrêmes (Hausse ou une baisse drastique des précipitations).

En ce qui concerne la sécheresse hydrologique, l'indice SDI a montré que le bassin versant de la Lobo est caractérisé par une sécheresse de type atténué. La période sèche observée durant l'année 1983 pourrait être due à un déficit accumulé de précipitations à la fin des années 1970 (Lebel & Vischel, 2005 ; Goula *et al.*, 2006). De même, les précipitations inférieures à la moyenne enregistrées au cours des années 1980 se sont probablement traduites par une sécheresse atténuée à sévère au début des années 1990, comme le montre le SDI avec des valeurs très faibles (≤ -2), synonyme de sécheresse sévère à extrême. On a noté, une reprise des écoulements de 1995 à 2013. Cette reprise a également été révélée par les travaux de Yao (2015) sur le bassin versant de la Lobo. Cette augmentation des débits pourrait être due à un accroissement du nombre des événements pluvieux et à une dégradation des états de surface par l'impact des activités agricoles. En effet, à l'instar des zones forestières de la Côte d'Ivoire, le bassin versant de la Lobo subit une déforestation rapide due aux activités agricoles (Brou, 1997). Cette réduction de la couverture végétale participe à une augmentation des débits sur le bassin versant de la rivière Lobo. On s'aperçoit également que le déficit d'écoulement est marqué par une longue période de sécheresse

Partie III : Résultats et discussion

(58 mois) durant la période 1983-1986. Selon les travaux de Lebel & Vischel (2005), Noufé *et al.* (2015) et Ouattara (2018), le déficit pluviométrique de 1970-1990 a entraîné un déficit deux fois plus importants des débits en Afrique de l'Ouest. Cependant, durant la période 2007-2016, on observe une longue période d'humidité marquée par une reprise de la pluviométrie et des écoulements sur le bassin versant de la Lobo. Ces résultats sont en étroite corrélation avec les travaux de Descroix *et al.* (2015). Selon ces travaux, l'Afrique de l'Ouest connaît plutôt depuis la fin du dernier millénaire un retour à des conditions pluviométriques plus humides. La réduction du couvert forestier participerait à la hausse des débits sur le bassin versant de la rivière Lobo. Ces évènements montrent une reprise des écoulements sur les bassins versants en Côte d'Ivoire.

Les projections climatiques réalisées par les modèles RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17, sous les nouveaux scénarios climatiques RCP4.5 et 8.5 montrent une hausse générale de la température moyenne annuelle sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé.

Les résultats de la comparaison entre les données climatiques de la période de référence (1986-2005) ont montré une croissance moyenne annuelle des températures comprises entre 0,2 et 1,94°C à l'horizon 2030 et entre 1,2 et 3,1°C à l'horizon 2050 selon les modèles RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17 pour les scénarios climatiques RCP4.5 et 8.5. Cette augmentation de la température pourrait être due à l'impact du changement climatique. La hausse de la température suivie d'une baisse des précipitations en Afrique de l'ouest a été révélée par Diallo *et al.* (2016), Sarr & Camara (2017). En Côte d'Ivoire plusieurs études sont unanimes sur l'augmentation de la température et d'une baisse importante de la pluie sur les bassins versants aux horizons futurs (Kouakou *et al.*, 2014 ; Yéo, 2017 ; Soro *et al.*, 2017 ; Coulibaly *et al.*, 2018 ; Yao *et al.*, 2019). Ces résultats confirment l'analyse de Sylla *et al.* (2018) et de Santé (2021) sur les températures attendues en Afrique de l'Ouest. En effet, durant ces dernières décennies, le changement climatique pourrait entraîner une élévation des températures en l'Afrique de l'Ouest.

L'évaluation des trois (3) modèles climatiques régionaux a révélé l'incapacité des modèles RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17 à reproduire les volumes précipités et leur difficulté à simuler la dynamique saisonnière des pluies sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé sur la période 1986-2005. En effet, les projections climatiques produites par les différents modèles climatiques présentent des différences marquées. Les projections sur l'Afrique de l'Ouest sont généralement moins cohérentes avec les grandes fourchettes inter-modèles pour les réponses des précipitations moyennes saisonnières (GIEC, 2014). Ces incohérences s'expliquent en partie par l'incapacité des modèles climatiques à reproduire les précipitations (Lebel *et al.*, 2000 ; Taïbi *et al.*, 2017 ; Taïbi *et*

Partie III : Résultats et discussion

al., 2019). Cette difficulté des modèles à reproduire les précipitations, notamment dans les zones forestières pourrait être imputable à l'effet de la mousson ouest Africain (Ibrahim, 2012). Ces taux de sous-estimation ou de surestimation des données climatiques (précipitations et températures) par les trois modèles climatiques (RCA4, RACMO22T et CCLM4) confirment bien les travaux de N'Dri *et al.* (2019) qui affirment que toute sortie de modèle climatique est généralement biaisée. Ainsi, avant d'utiliser ces données pour la modélisation hydrologique, il est fortement recommandé de corriger les erreurs issues des modèles climatiques (Ibrahim, 2012 ; N'Tcha M'Po, 2016 ; Yéo, 2017 ; Coulibaly *et al.*, 2018 ; Gauze *et al.*, 2018) car la résolution de ces modèles n'est pas conforme à celle de la modélisation hydrologique.

Conclusion partielle

La baisse de la pluviométrie observée sur le bassin versant de la Lobo à travers les indices SPEI se situe en général après 1970. L'analyse de la sécheresse météorologique aux stations de Vavoua, Daloa et Zuénoula a révélé que le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé a été affecté par les phénomènes de sécheresse météorologique après 1970. Des pics de sécheresse ont été observés en août 1973, mars 1984 et septembre 2003. Ces pics sont caractérisés par des sécheresses de types extrêmement sévères. Cette baisse pluviométrique s'est intensifiée au cours des années 1980 et 1990 avant de connaître une légère hausse entre 2007 et 2015.

En ce qui concerne la sécheresse hydrologique, l'indice de sécheresse hydrologique (SDI) a montré que le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé est caractérisé par une sécheresse de type atténuée. De 1998 à 2016, on a observé une reprise des écoulements, ce qui tend à suggérer que la diminution des précipitations a eu peu d'effets sur l'eau disponible dans le bassin. Les projections climatiques réalisées par les modèles RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17, sous les nouveaux scénarios climatiques RCP4.5 et 8.5 montrent une hausse générale de la température moyenne annuelle sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. Sur la base des résultats obtenus par chaque modèle climatique, le modèle climatique régional CCLM4-8-17 est celui qui reproduit le mieux possible, en termes de précipitation, le climat sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé avec un taux d'erreur relative estimé à -25,42 % (Daloa), -24,42 % (Vavoua) et -27,69% (Zuénoula).

Chapitre 7 : Réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo face au changement climatique et à l'occupation du sol

7.1. Calage et de la validation du modèle CEQUEAU

Les paramètres de performance de la calibration du modèle hydrologique CEQUEAU sont présentés par la Figure 55. Le modèle présente des performances satisfaisantes lors du calibrage, avec des valeurs RMSE de 0,83 ; NSE de 0,7 ; PBIAS de 14,1%. On observe une hausse du critère de Nash du calage à la validation. A la validation, nous avons un NSE de 0,75 ; un RMSE de 2.15 ; un pourcentage de biais de 12%. Ces résultats numériques sont confirmés par une assez bonne similitude entre les hydrogrammes observés et ceux simulés par le modèle. Néanmoins, lors du calibrage et de la validation du modèle, on peut noter une sous-estimation et une surestimation des débits pour certaines années. Malgré la légère divergence entre les hydrogrammes observés et simulés, dans l'ensemble, on a une bonne synchronisation entre débits observés et simulés.

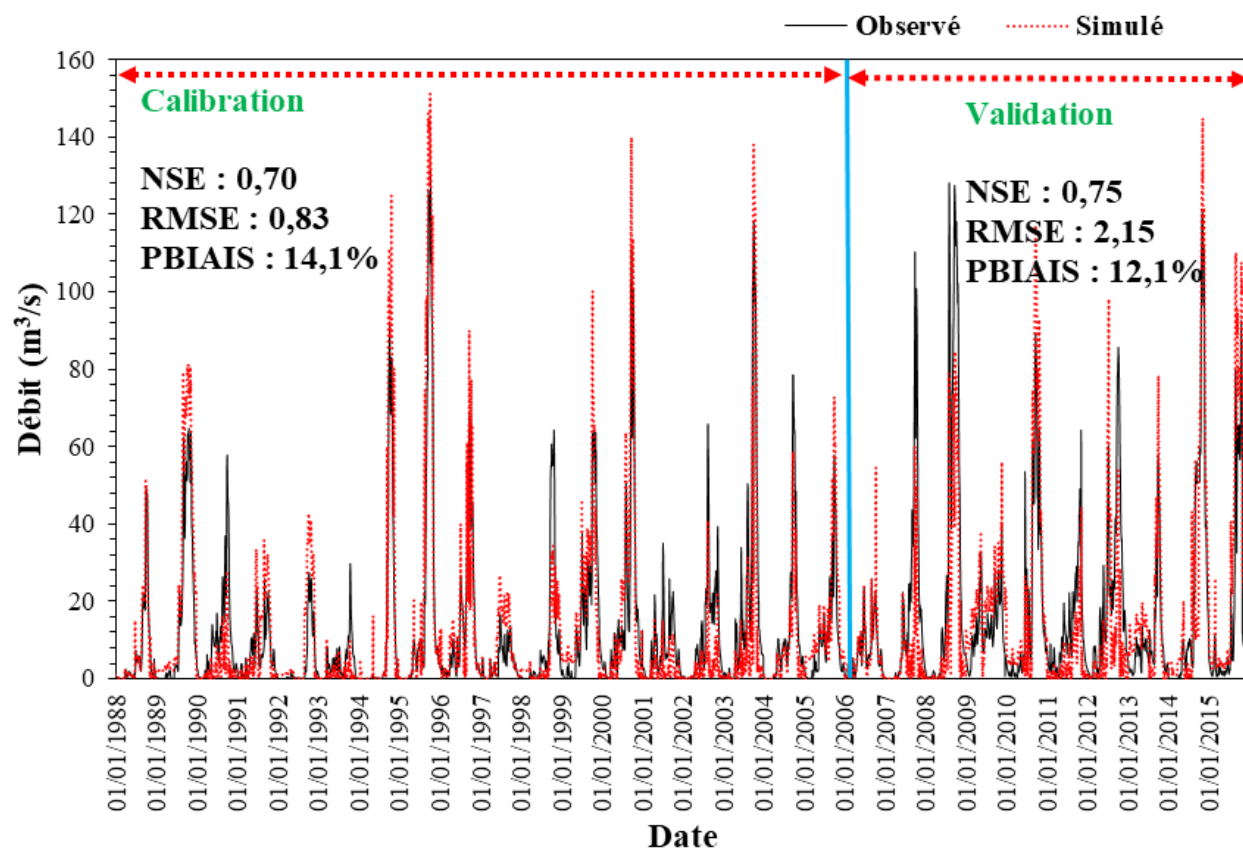


Figure 58 : Débits journaliers observés et calculés pendant la phase de calage et de la validation

Les corrélations entre débits observés et simulés, sur la période de calage et de validation a donné des coefficients de détermination supérieurs à 60 %. Les valeurs des coefficients de détermination sont de 77 % à la calibration et 82% à la validation (Figure 59).

Partie III : Résultats et discussion

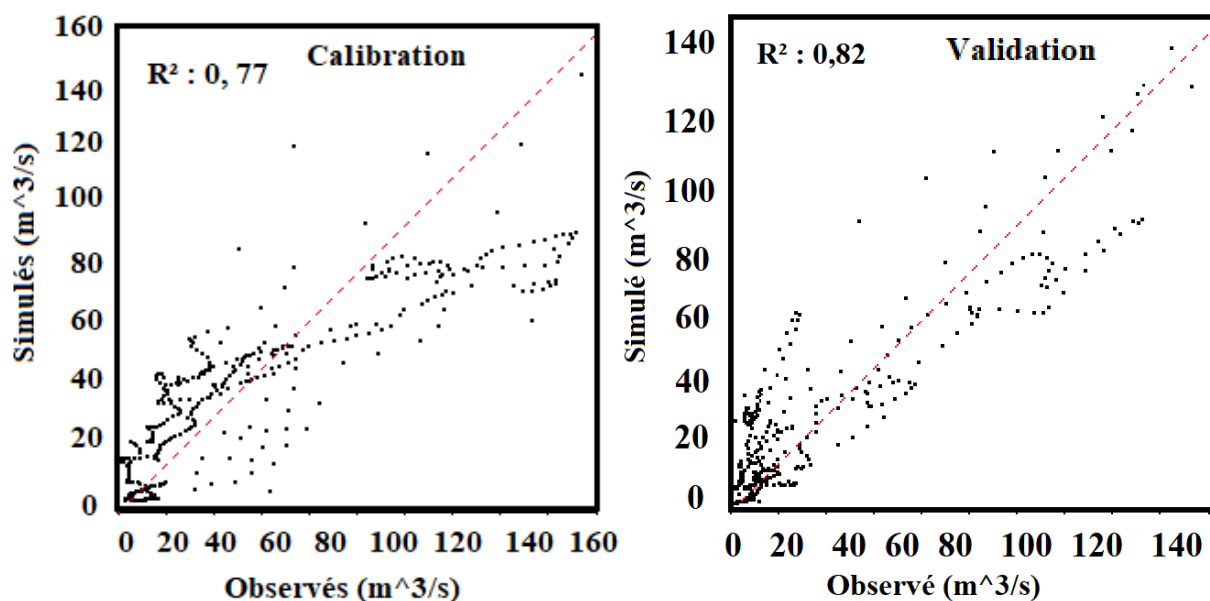


Figure 59 : Corrélation entre débits simulés et débits observés à la station de Nibéhibé sur la période de calage et de validation

7.2. Réponse hydrologique du bassin versant de la rivirere Lobo face aux changements climatiques et aux changements d'occupation du sol

La gestion future des ressources en eau douce dans un contexte climatique changeant avec des émissions de gaz à effet de serre très incertaines est un défi majeur. Les résultats sur le comportement hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé face aux changements climatiques et à la dynamique de l'occupation du sol en utilisant de nouveaux scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5 sont présentés dans les paragraphes suivants.

7.2.1. Impact des changements d'occupation du sol sur les débits entrants dans la retenue d'eau

La figure 60 montre la variation des débits mensuels simulés pour les cartes d'occupation du sol de 2002, 2019, 2030 et 2050, pour des variables climatiques constantes durant la période de référence (1986-2005). Le début de la saison pluvieuse n'engendre pas automatiquement une hausse des débits sur le bassin versant de la rivière Lobo. Les résultats montrent que l'impact de la dynamique de l'occupation du sol sur la réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé pourrait avoir une influence sur les apports d'eau dans le réservoir de la retenue d'eau de la rivière Lobo.

Pendant, les périodes de crue (Août, septembre, octobre), on observe que la mise à nu des terres entraîne une hausse des écoulements de 29,6% ; 32,52 et 38,03% respectivement en 2019 ; 2030 et

Partie III : Résultats et discussion

2050 par rapport à la période de référence (1986-2005). Cependant cette dynamique n'est pas respectée en période d'étiage où on observe une hausse des écoulements de 2,92 % en 2019, une baisse des écoulements de 1,85% à l'horizon 2030 puis une hausse des écoulements de 2,64% à l'horizon 2050 par rapport à la période de référence. On observe un déficit avant et surtout après la crue. Annuellement, la dégradation du couvert forestier pourrait entrainer une hausse des écoulements dans la retenue d'eau de la Lobo de l'ordre de 8,81% et 10,74% respectivement à l'horizon 2030 et 2050.

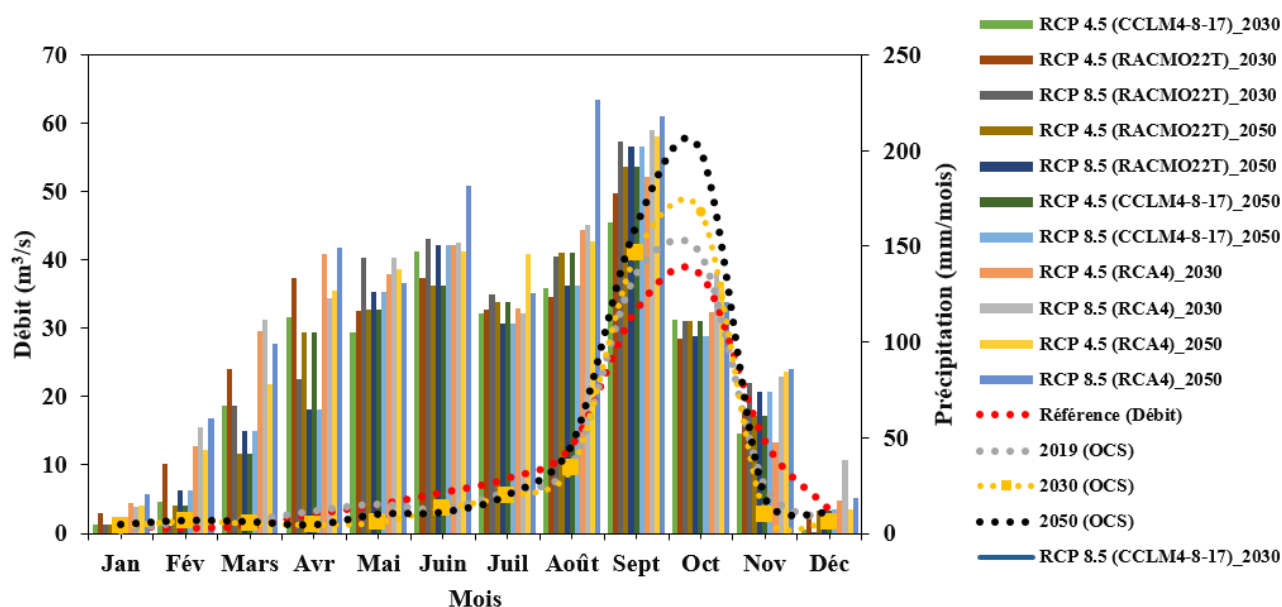


Figure 60 : Evolution des débits entrants dans le réservoir de la retenue d'eau utilisée par la SODECI par rapport à la dynamique de l'occupation du sol de, 2019, 2030 et 2050

7.2.2. Impact du changement climatique sur les apports d'eau dans le reservoir de la rivière Lobo

La figure 61 montre l'évolution des apports futurs dans la retenue selon les scénarios climatiques RCP 4.5 et 8.5 sur la période 2021-2040 (2030) et 2041-2060 (2050) par rapport à la période de référence 1986-2005. Les résultats montrent une similarité entre les régimes hydrologiques simulés sur les horizons 2021-2040 (2030) et 2041-2060 (2050) et ceux de la période de référence (1986-2005). En effet, quelle que soit la période considérée, les mois de septembre et d'octobre demeurent les mois où se produisent les pics de crue à l'horizon 2030 et 2050. En termes de dynamique, il n'y a pas de modification du régime hydrologique, les périodes des basses eaux et des hautes eaux restent identiques à celles observées sur la période de référence (1986-2005).

Partie III : Résultats et discussion

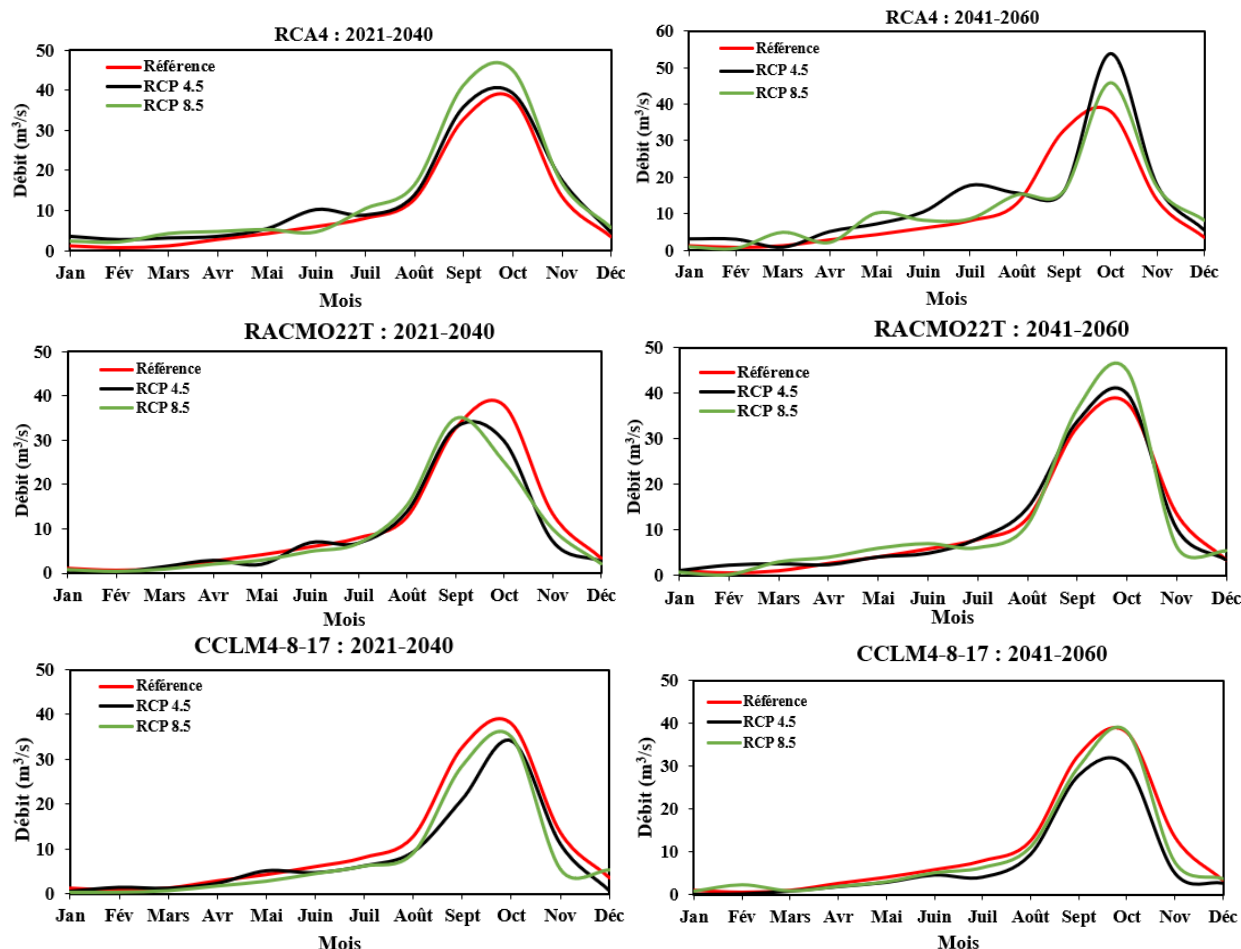


Figure 61 : Evolution des apports mensuels futurs (2030 et 2050) dans la retenue d'eau utilisée par SODECI selon les modèles climatiques RCA4 ; RACMO22T ; CCLM4-8-17

Toutefois, les modifications portent essentiellement sur les volumes d'eau écoulés. Tous les modèles climatiques (RCA4 ; RACMO22T et CCLM4-8-17) ne sont pas unanimes sur une baisse ou une hausse des apports annuels dans le réservoir de la retenue utilisée par la SODECI quel que soit le scénario climatique (RCP4.5 et 8.5). Ainsi, selon le modèle RAC4, une hausse des apports annuels de 16,09 % et 21,6 % des écoulements est prévue à l'horizon 2030 en fonction des scénarios RCP 4.5 et RCP 8.5. A l'horizon 2050, on observera une hausse des apports d'eau de l'ordre de 21,1 % selon le scénario RCP4.5 et de 10,3 % pour le scénario pessimiste RCP 8.5. Les projections du modèle RACMO22T prévoient une baisse des débits annuels de l'ordre de 12,33 % selon le scénario RCP4.5 et de 14,73 % pour le scénario RCP8.5 à l'horizon 2030. Cependant, à l'horizon 2050, on observe une hausse des écoulements sur le bassin versant de la rivière Lobo. A cet effet, l'horizon 2050 est marqué par une augmentation des apports d'eau de l'ordre de 3,74 % selon le scénario RCP 4.5. Cette hausse pourrait s'accroître pour le scénario RCP8.5 avec des débits à la hausse de 5,7 %. Quant au modèle CCLM4-8-17, il prévoit une baisse des apports d'eau sur le

Partie III : Résultats et discussion

bassin et dans la retenue d'eau de la rivière Lobo quel que soit le scénario climatique utilisé (RCP 4.5 et 8.5). Une baisse annuelle de 22,5% et de 19,5 % des débits à l'horizon 2030 selon le scénario RCP 4.5 et RCP 8.5. Cette baisse observée à l'horizon 2030 pourrait se poursuivre et atteindre 27, 1 % à l'horizon 2050 selon le scénario RCP 4.5 puis 10,3 % selon le scénario RCP 8.5.

7.2.3. Impact de l'effet combiné des changements climatiques et des changements de l'occupation du sol sur les apports d'eau dans le réservoir de la rivière Lobo

Pour mettre en évidence les modifications futures sur les apports d'eau dans la retenue de la rivière Lobo, les débits mensuels ont été simulés à partir du modèle CEQUEAU. Les résultats présentent les hydrogrammes des apports d'eau aux horizons 2030 et 2050 par rapport à la période de référence (Figure 62).

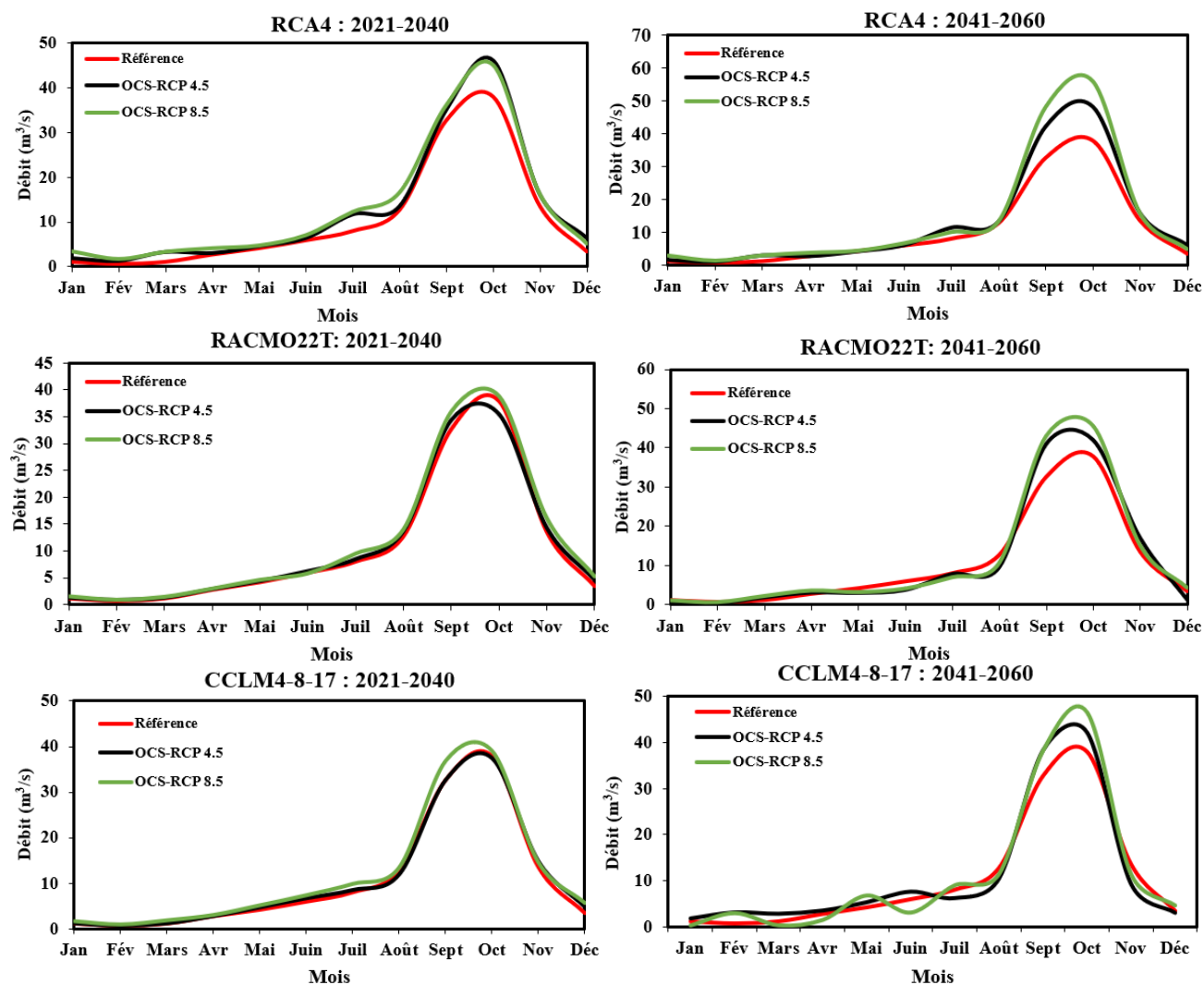


Figure 62 : Comparaison entre l'évolution des débits moyens mensuels de la période de référence (1986-2005) et ceux simulés aux horizons 2030 et 2050 pour les scénarios RCP4.5 et RCP8.5

Partie III : Résultats et discussion

Lorsque les scénarios combinés des changements climatiques et des changements d'occupation du sol sont pris en compte, les résultats évoluent dans la même dynamique que les résultats de l'impact de l'occupation du sol sur les ressources en eau (Figure 58). Les résultats montrent une hausse générale des écoulements sur le bassin versant de la rivière Lobo quel que soit le modèle climatique utilisé. Cette hausse varie d'un modèle climatique à l'autre (RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17). Ainsi, sur le bassin de la rivière Lobo, l'effet combiné de l'occupation du sol (2030 et 2050) et les paramètres climatiques du modèle RCA4 pourrait entraîner une hausse annuelle des écoulements dans la retenue d'eau de l'ordre de 19,21 % et 25,6 % à l'horizon 2030 selon les scénarios RCP 4.5 et 8.5. A l'horizon 2050, cette hausse constatée à l'horizon 2030 pourrait se poursuivre et atteindre 24 % et 36 % selon les scénarios RCP 4.5 et 8.5 par rapport à la période de référence (1986-2005). Le modèle RACMO22T projette également une hausse significative des apports durant tous les mois de l'année avec des débits annuels de l'ordre de 2,2 % et 9,9 % à l'horizon 2030 et de 5,73 % et 12,07 % à l'horizon 2050. Cependant, à l'horizon 2050, une baisse mensuelle durant les mois de mai, juin, juillet et août est observée par rapport à la période de référence. Le modèle régional CCLM4-8-17 prévoit sur les différents horizons une hausse des apports dans la retenue d'eau. Selon le scénario RCP 4.5 et 8.5, les apports seront à la hausse respectivement de 3,32 % et 11,6 % à l'horizon 2030 par rapport à la période de référence (1986-2005). A l'horizon 2050, la hausse annuelle des écoulements observés à l'horizon 2030 selon les scénarios RCP 4.5 et 8.5 va se poursuivre et pourrait atteindre entre 7,15 % et 9,5 % selon les scénarios RCP4.5 et RCP8.5. La prédiction des apports d'eau dans la retenue de la rivière Lobo montre que le scénario combiné des changements climatiques et de l'occupation du sol entraîne une hausse des débits dans la retenue. L'impact des activités anthropiques sur le bassin versant entraîne une hausse des apports d'eau dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.

Discussion

Dans cette étude, les apports d'eau au réservoir de la rivière Lobo ont été évalués à l'aide du modèle hydrologique CEQUEAU. Le modèle a été calibré sur la période 1988-2006 et validé sur la période 2007-2015. Trois modèles climatiques régionaux (RC4 ; CCLM4-8-17 et RACMO22T) du projet Cordex-Africa pour les horizons 2030 et 2050, combinés à une simulation de l'utilisation des terres pour les mêmes horizons, ont été utilisés pour la différente simulation avec le modèle CEQUEAU afin de quantifier leur impact sur les apports au réservoir de la rivière Lobo. Les performances du critère de Nash ont été meilleures pendant la phase de validation par rapport à la période de calibration. Des résultats similaires ont été obtenus dans d'autres études (Joorabian Shooshtari *et*

Partie III : Résultats et discussion

al., 2017 ; Osei *et al.*, 2021). La qualité des simulations est en accord avec les travaux de Bourgin (2019) qui ont montré que le critère de Nash en calibration et validation dépend de la méthode intrinsèque du modèle hydrologique utilisé. La qualité des données de pluie et de débits à l'entrée (débit observé) du modèle et aussi une mauvaise répartition spatiale des postes météorologiques pourrait être l'une des causes des écarts entre les données observées et simulées en passant du calage à la validation (Joorabian *et al.*, 2017). Les résultats de la calibration et de la validation évoluent dans le même ordre de grandeur que les résultats trouvés avec le modèle CEQUEAU par Brou (2005) sur le bassin versant du fleuve Sassandra à Soubré et par Kouamé (2017) sur le bassin versant de la Davo. Dans l'ensemble, l'impact du changement climatique sur les débits varie en fonction de la variabilité des précipitations prévue par chaque modèle climatique. Tous les modèles climatiques ne sont pas unanimes sur une baisse ou une hausse des apports d'eau dans la retenue sur les horizons 2021-2040 et 2041-2060. Cette divergence entre les modèles peut être attribuée à la disponibilité des données et à une connaissance limitée de la climatologie régionale (Op de Hipt *et al.*, 2018). Cela a été étayé par la phase 5 du projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) qui a montré différents changements de précipitations jusqu'en 2050. Cependant, l'augmentation de la température pourrait aussi avoir des impacts sur la situation des apports annuels du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. En effet, les variations des débits simulés suivent la dynamique des précipitations pour le futur. Ainsi, la hausse et le déficit pluviométrique prévus par les modèles climatiques RCA4 ; RACMO22T ; CCLM4-8-17 en fonction des différents scénarios climatiques se traduisent-ils par une hausse et une baisse des apports d'eau dans la retenue d'eau à l'horizon 2021-2040 et 2041-2060. Lorsque les deux scénarios (RCP 4.5 et RCP 8.5) de changement climatique sont combinés au changement d'occupation du sol, les résultats montrent que malgré une baisse ou une hausse de la pluviométrie à l'horizon 2021-2040 et 2041-2060, on observe une hausse des apports d'eau dans la retenue de la rivière Lobo. Cette hausse des écoulements pourrait être liée à la pression démographique et à la forte diminution des zones forestières, remplacées par des cultures et des sols nus dont la capacité au ruissellement est élevée (Mahe *et al.*, 2005 ; Sanjay *et al.*, 2017 ; Stanzel *et al.*, 2018). Selon Mahe *et al.*, (2005), la couverture forestière se comporterait comme une éponge retenant les précipitations qu'elle restituerait lentement, émoussant les crues et constituant un soutien véritable des étiages. Elle jouerait un rôle inhibiteur de l'écoulement avec un fort pouvoir évaporatoire et facilitant l'infiltration. Ainsi, les régressions des zones forestières conduisent à une accélération de l'écoulement, voire à des crues, et augmentent l'activité érosive dans le bassin (Chen *et al.*, 2015 ;

Partie III : Résultats et discussion

Joorabian *et al.*, 2017 ; Seydou *et al.*, 2018 ; Descroix *et al.*, 2018 ; Farinosi *et al.*, 2019 ; Twisa *et al.*, 2020 ; Kiprotich *et al.*, 2021). Des conclusions similaires ont été formulées par Gal *et al.* (2017), sur le cas du bassin d'Agoufou (au Mali), sur lequel l'impact des états de surface a été mis en évidence dans un cas de modélisation hydrologique. Selon ces auteurs, la hausse observée sur l'écoulement en période 1970-2005 est attribuable à la perte de végétation naturelle, à la densification du réseau de drainage du bassin et à la modification des propriétés hydrauliques de surface du sol. Plusieurs études (Karambiri *et al.*, 2003 ; Mounirou *et al.*, 2020) se sont d'ailleurs accordées sur le rôle dominant des conditions de surface dans la formation des écoulements. Séguis *et al.* (2004) montrent par exemple que les écoulements sur le bassin versant de Wankama au Niger ont connu une hausse de l'ordre de 30 à 70% entre les périodes 1950-1975 et 1975-1992, en raison de la perte de la végétation naturelle, remplacée par des sols cultivés. La mise à nu des terres occasionnées par la déforestation et les intenses activités agricoles favoriseraient une augmentation de l'érosivité dans le bassin versant. Cela pourrait s'accompagner d'une élévation du transport des sédiments, ce qui pourrait augmenter le taux d'envasement de la retenue d'eau de la rivière Lobo, réduisant ainsi sa capacité de stockage.

Conclusion partielle

La réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé face aux changements climatiques et aux changements d'occupation du sol a été simulée par le modèle CEQUEAU après calibration et validation. L'impact des changements climatiques sur les ressources en eau du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé montre que quelle que soit la période considérée, les mois de septembre et d'octobre demeurent les mois où se produisent les pics de crue à l'horizon 2030 et 2050. En termes de dynamique, il n'y a pas de modification du régime hydrologique, les périodes des basses eaux et des hautes eaux restent identiques à celles observées sur la période de référence (1986-2005). Les résultats montrent que tous les modèles climatiques (RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17) ne sont pas unanimes sur une baisse ou une hausse des apports annuels dans la retenue d'eau de la rivière Lobo quel que soit le scénario climatique (RCP4.5 et 8.5). La prise en compte de l'impact du changement climatique et de la dynamique de l'occupation du sol montrent qu'une diminution de la surface forestière augmente les débits en période de crue, ce qui n'est pas toujours le cas durant les périodes d'étiage. On observe un déficit avant et surtout après la crue.

Partie III : Résultats et discussion

Chapitre 8 : Modèle de la variation de la vitesse de chute et de la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

8.1. Caractéristiques des sédiments de la retenue d'eau de la rivière Lobo

La masse volumique sèche de l'ensemble des échantillons est comprise entre 366,71 kg/m³ et 656,10 kg/m³ avec une valeur moyenne de 500,02 kg/m³ (Tableau XXII). On observe une variation de la masse volumique sèche d'un échantillon à un autre. Dans la suite de cette étude, la valeur moyenne de 500,02 kg/m³ sera utilisée pour la réalisation des modèles de transport des sédiments dans la retenue d'eau.

Tableau XXII : Masse volumique sèche des dépôts de sédiments dans la retenue

Echantillon	ρ_s (kg/m ³)
1	457,58
2	522,57
3	502,14
4	466,42
5	522,56
6	656,10
7	528,76
8	524,72
9	452,63
10	366,71
Moyenne	500,02

ρ_s : Masse volumique sèche des sédiments déposés dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

8.2. Paramètres du modèle de la théorie des bassins de décantation

Les paramètres hydrodynamiques de la rivière Lobo varient d'un mois à un autre (Tableau XXI). Ils dépendent fortement du débit liquide entrant dans la retenue d'eau. Pendant la période d'étiage les apports sont très faibles et varient entre 0,8 et 3 m³/s, avec un temps de séjour d'environ 2 et 6 jours. Cependant, durant la période de la montée maximale des eaux, les particules mettent moins d'une journée à atteindre le déversoir de la retenue (de l'entrée de la retenue d'eau au déversoir). Le temps de séjour des particules d'eau dépend des apports entrants dans la retenue. Après le calcul des différentes variables, les paramètres mensuels du tableau XXIII ont été intégrées comme variables d'entrée dans le modèle de transport des sédiments.

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XXIII : Paramètres d'entrée du modèle de la théorie des bassins de décantation

Paramètres										
Mois	Q	H	V _c	C _f	K _s	U _m	U*	Pe	V _{moy} /V _c	T
Jan	1	2,012	4,7E-6	0,0127	35	0,01	0,0005	3,06	22,60	4,92
Fév	0,8	1,98	3,7E-6	0,0128	35	0,01	0,0004	3,30	24,81	6,17
Mars	1,2	2,31	5,8E-6	0,0121	35	0,01	0,0006	3,89	24,49	4,58
Avril	3,3	2,55	1,6E-5	0,0117	35	0,02	0,0013	1,56	8,76	1,84
Mai	3	2,66	1,4E-5	0,0116	35	0,01	0,0011	1,80	9,60	2,28
Juin	9,5	2,88	4,6E-5	0,0113	35	0,04	0,0033	0,53	2,56	0,73
Juil	9,3	2,74	4,5E-5	0,0114	35	0,05	0,0035	0,47	2,45	0,70
Août	16,5	2,93	8E-5	0,0112	35	0,08	0,0057	0,36	1,71	0,43
Sept	40	3,875	2E-4	0,0102	35	0,14	0,0100	0,21	0,71	0,23
Octo	55	3,5	3E-4	0,0105	35	0,21	0,0154	0,20	0,79	0,15
Nov	15,3	3,38	7,4E-5	0,0107	35	0,06	0,0045	0,40	1,61	0,53
Déc	2,8	2,18	1,4E-5	0,0124	35	0,02	0,0014	1,01	6,78	1,87

Avec,

Q (m³/s) : Débit ; H (m) : Profondeur moyenne de la retenue d'eau ; V_c (m/s) : Vitesse critique ; C_f : Coefficient de frottement local ; K_s (m^{1/3} s⁻¹) : Coefficient de Strickler ; U_m (m/s) : vitesse d'écoulement ; U^* (m/s) : Vitesse de cisaillement ; Pe : Nombre de Péclet ; V_{moy} (m/s) : Vitesse de chute moyenne ; T (J) : Temps de séjour.

8.3. Quantification des apports sédimentaires

Le Tableau XXIV présente les apports mensuels et annuels des matières en suspension dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Les concentrations des matières en suspension sont comprises entre 0,010 et 0,031 kg/m³ pour une concentration moyenne annuelle de 0,0161 kg/m³ (16,1 mg/L). Les concentrations évoluent en fonction des saisons. Ainsi, les concentrations des matières en suspension augmentent-elles en début de saison pluvieuse (Mars) pour atteindre une valeur maximale pendant la période des pics de crue (septembre-octobre) de la rivière Lobo. Il s'en suit une baisse de celles-ci pendant la décrue. Dans l'ensemble, la retenue reçoit environ 9460 tonnes de sédiments par an. Pendant la saison sèche, les apports sont compris entre 20 et 75 tonnes de sédiments par mois. En revanche, durant la saison pluvieuse, les apports sont compris entre 58 et 4567 tonnes par mois.

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XXIV : Apports solides en suspension dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

	Q (m ³ /s)	C (kg/m ³)	Q _s (kg/s)	As (t)
Janvier	1	0,01140	0,01	30
Février	0,8	0,010	0,01	20
Mars	1,2	0,01800	0,02	58
Avril	3,3	0,01810	0,06	156
Mai	3	0,01510	0,04	113
Juin	9,5	0,01330	0,13	326
Juillet	9,3	0,01200	0,11	300
Août	16,5	0,01600	0,26	707
Septembre	40	0,02500	1	2592
Octobre	55	0,03100	1,71	4567
Novembre	15,3	0,01300	0,20	516
Décembre	2,8	0,01000	0,03	75
Moyenne annuelle	13	0,0161	3,58	9460

Avec,

Q (m³/s) : Débit liquide ; C : Concentration des matières en suspension ; Q_s (kg/s) : Débit solide ; As (t) : Apport solide.

8.4. Répartition des matières en suspension en fonction de la vitesse de chute

Les résultats des différentes courbes de répartition des matières en suspension en fonction de la vitesse de chute des particules pour douze tests en colonne de décantation effectués en laboratoire sont présentés par la figure 63. On remarque qu'il y'a une bonne distribution des matières en suspension. La vitesse de chute des particules augmente avec la concentration. La plupart des courbes obtenues se ressemblent : elles ont le même profil et la même tendance, mais à chaque vitesse, correspond une taille de particule. En allant d'une concentration faible à une concentration plus élevée, les courbes migrent vers le bas, traduisant l'augmentation de la vitesse de décantation des particules et la masse des particules décantables. Dans l'ensemble, les fonctions de répartition des matières en suspension varient d'un mois à un autre. Cette variation spatiale des sédiments montre que la distribution verticale des matières en suspension dans la rivière Lobo peut être considérée comme étant graduellement variée dans le temps.

Partie III : Résultats et discussion

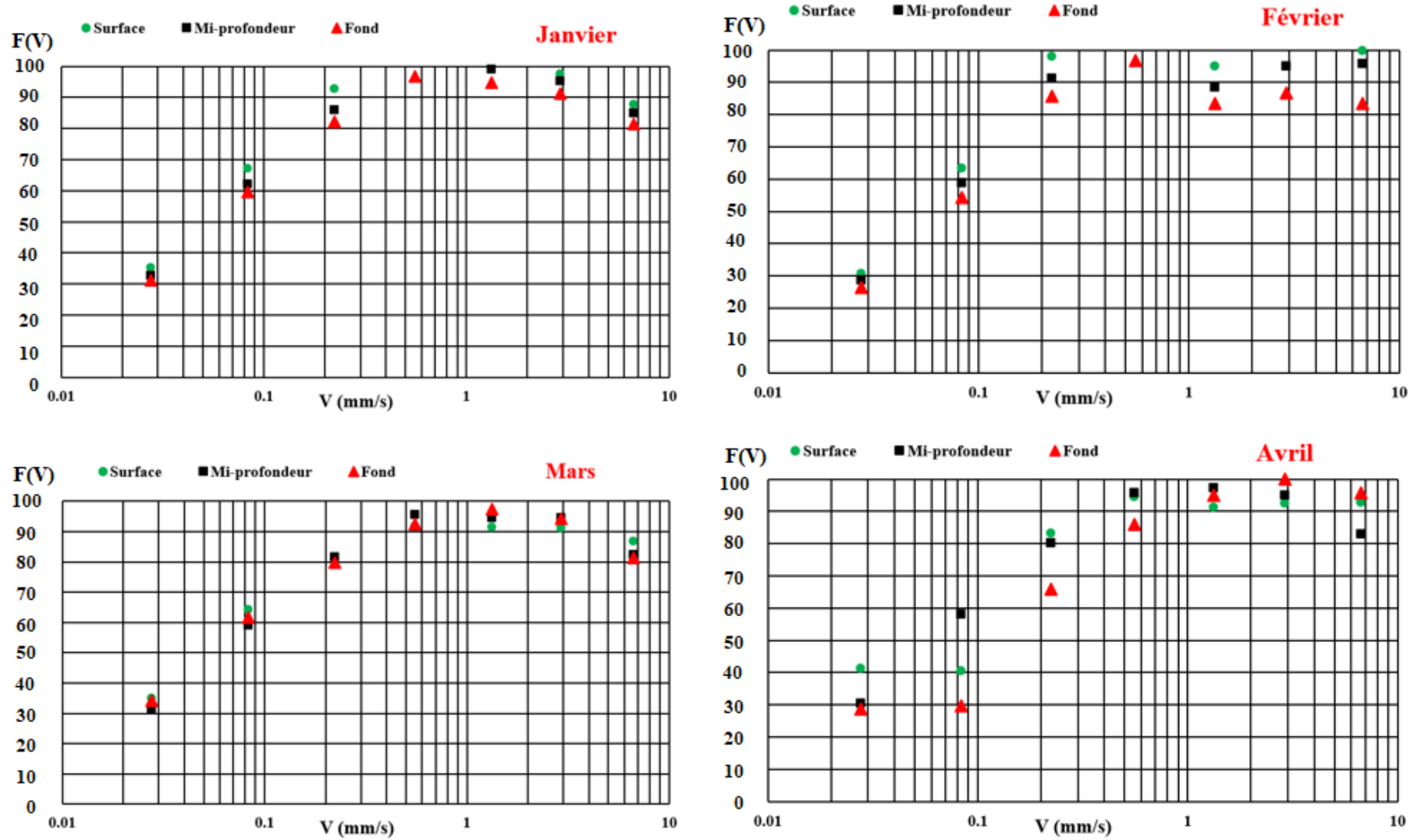


Figure 63 : Courbes de répartition de la vitesse de chute des matières en suspension de janvier à décembre 2019

Partie III : Résultats et discussion

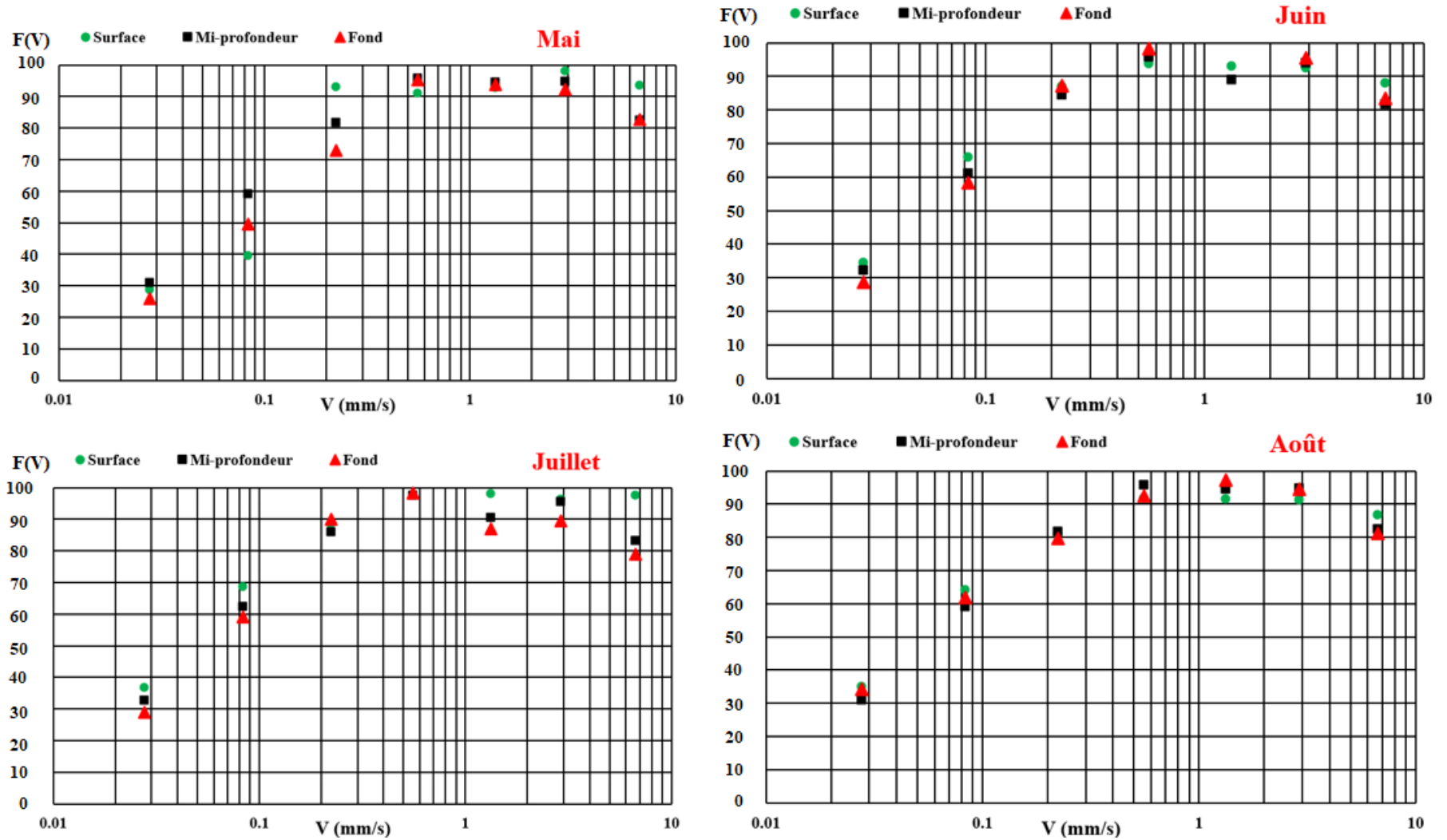


Figure 63 : Courbes de répartition de la vitesse de chute des matières en suspension de janvier à décembre 2019

Partie III : Résultats et discussion

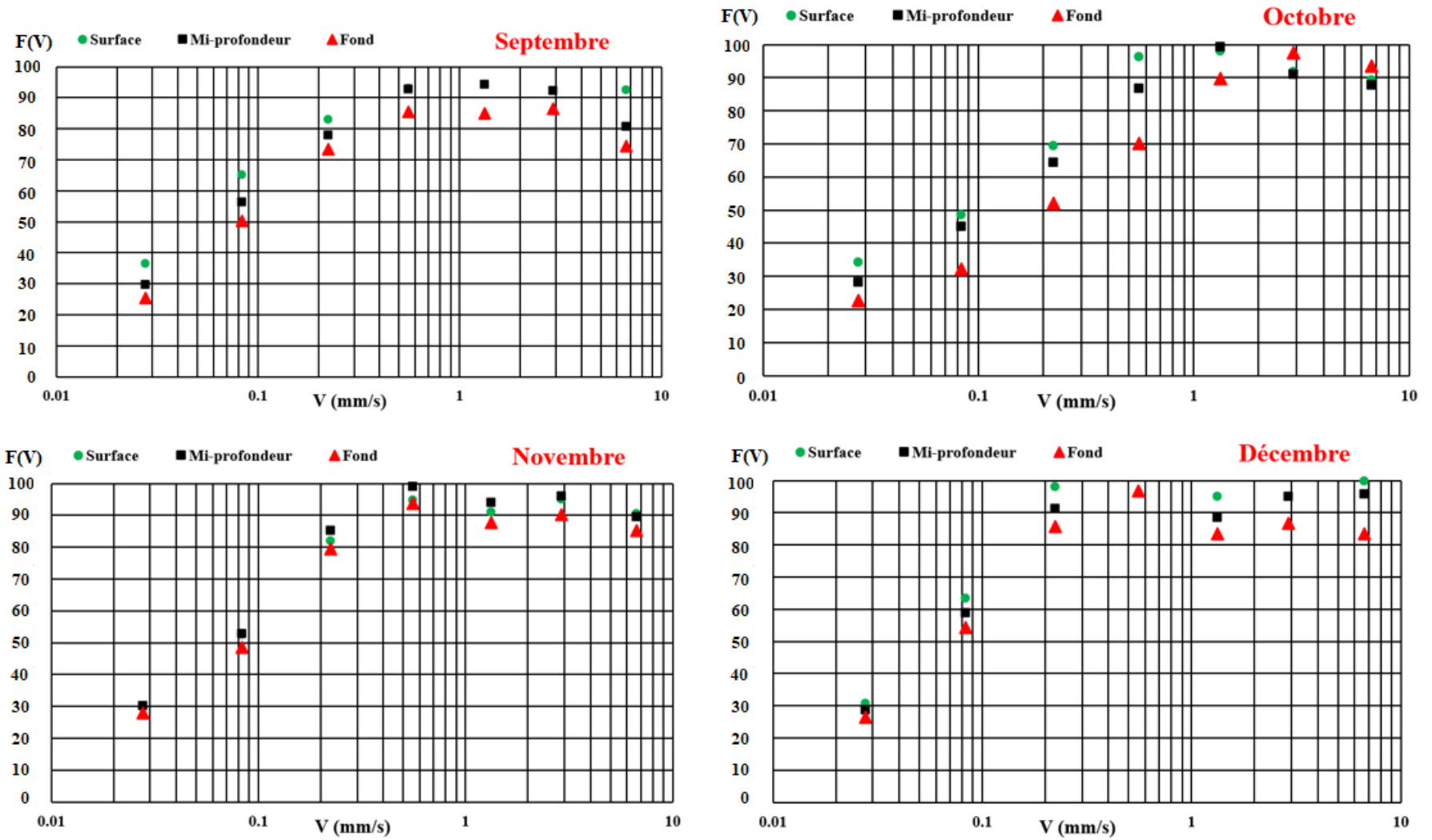


Figure 63 : Courbes de répartition de la vitesse de chute des matières en suspension de janvier à décembre 2019

Partie III : Résultats et discussion

8.5. Variation de la vitesse de chute mensuelle dans la retenue d'eau

L'analyse des échantillons d'eau après les tests avec le tube d'Owen donne des vitesses de chute moyennes nettement supérieures aux vitesses de chute médianes. Les vitesses de chute varient en fonction des mois et des apports en eau dans la retenue. En début de saison pluvieuse (mars), on a une augmentation de la vitesse de chute de l'ordre 0,143 mm/s, suivie d'une baisse de la vitesse de chute durant les mois d'avril, mai, juin, juillet entre 0,126 et 0,14 mm/s. La vitesse de chute maximale (0,221 mm/s) est observée durant le mois d'octobre (Tableau XXV).

La variation de la vitesse de chute est confirmée également par le paramètre de forme 'r'' de la loi Gamma qui caractérise la distribution de la vitesse de chute en fonction de la concentration des matières en suspension dans la colonne d'eau. Le paramètre de forme r est compris entre 0,46 et 1,04, avec une vitesse de chute médiane ($V_{50\%}$) nettement inférieure (0,055-0,075 mm/s) à la vitesse de chute moyenne des matières en suspension. Le paramètre de forme r varie d'un mois à un autre.

Tableau XXV : Résultats des paramètres d'entrée des modèles

Mois	r	l/r	$\sigma\left(\frac{V}{\bar{V}}\right)$	$\frac{V_{90\%}}{V_{50\%}}$	$\frac{\bar{V}}{V_{50\%}}$	$V_{50\%}$	\bar{V} (mm/s)	P^e
Jan	0,58	1,72	1,31	5,09	1,94	0,055	0,107	3,06
Fév	1,04	0,96	0,98	3,23	1,42	0,065	0,092	3,30
Mars	0,48	2,07	1,44	6,19	2,27	0,063	0,143	3,89
Avril	0,50	1,99	1,41	5,93	2,19	0,064	0,140	1,56
Mai	0,51	1,96	1,40	5,83	2,16	0,060	0,130	1,80
Juin	0,55	1,81	1,34	5,35	2,02	0,058	0,117	0,53
Juil	0,57	1,75	1,32	5,18	1,97	0,064	0,126	0,47
Août	0,48	2,07	1,44	6,17	2,26	0,060	0,136	0,36
Sept	0,46	2,16	1,47	6,47	2,36	0,058	0,137	0,21
Octo	0,50	2	1,42	6,00	2,21	0,100	0,221	0,20
Nov	0,84	1,19	1,09	3,73	1,55	0,075	0,117	0,40
Déc	1,02	0,98	0,99	3,28	1,43	0,064	0,092	1,01

Avec,

r : paramètre de forme ;

8.6. Pourcentage de sédiments piégés par la retenue d'eau

Le pourcentage de sédiments piégés par la retenue d'eau de la rivière Lobo dépend de la vitesse de chute, de la vitesse critique et du paramètre de forme r (Figure 64). Une bonne synchronisation est observée entre les modèles utilisés et celui proposé par Teeter (1986). Cette bonne synchronisation avec le modèle proposé par Teeter (1986) montre une fiabilité des modèles proposés dans le cadre

Partie III : Résultats et discussion

de cette thèse. Cependant, les résultats montrent que pour un nombre de Péclet ($P^{e_{cr}}$) supérieur à 4, les valeurs numériques du nombre de Péclet sortent du domaine de validité de la solution de Teeter (1986). Cette invalidité des valeurs numériques du nombre de Péclet est fortement observée durant les périodes sèches. Dans le cas d'une vitesse de chute constante avec $\bar{V}/v_c \geq 4$, on observe une hausse du pourcentage de sédiments déposés dans la retenue d'eau. Soit une hausse comprise entre 92,5-100 % durant la période d'étiage. Pendant la période de crue maximale (Septembre-Octobre), le pourcentage de sédiments déposés dans la retenue est compris entre 88 % et 96 %. Les 4 % à 12 % des apports des MES qui ne se sont pas déposés passent au-dessus du déversoir de la retenue. Dans le cas d'une vitesse de chute variable, le pourcentage de sédiments déposés durant les périodes sèches est très élevé et est comprise entre 88 et 97 %. Environ 3 et 12 % des apports solides ne se sont pas déposés dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Pendant, la période des crues, la proportion de sédiments déposés est comprise entre 53-61 % ; 36-45 % ; 38-48 % pour les mois d'Août, Septembre et Octobre. Malgré les apports solides très importants pendant les périodes de hautes eaux, le pourcentage de sédiments déposés reste relativement faible, car, une grande proportion des sédiments passe au-dessus du déversoir. En effet, durant cette période, les apports liquides et solides de la rivière sont très importants et une importante quantité de sédiments n'est pas piégée par la retenue mais, passent au-dessus du déversoir.

Partie III : Résultats et discussion

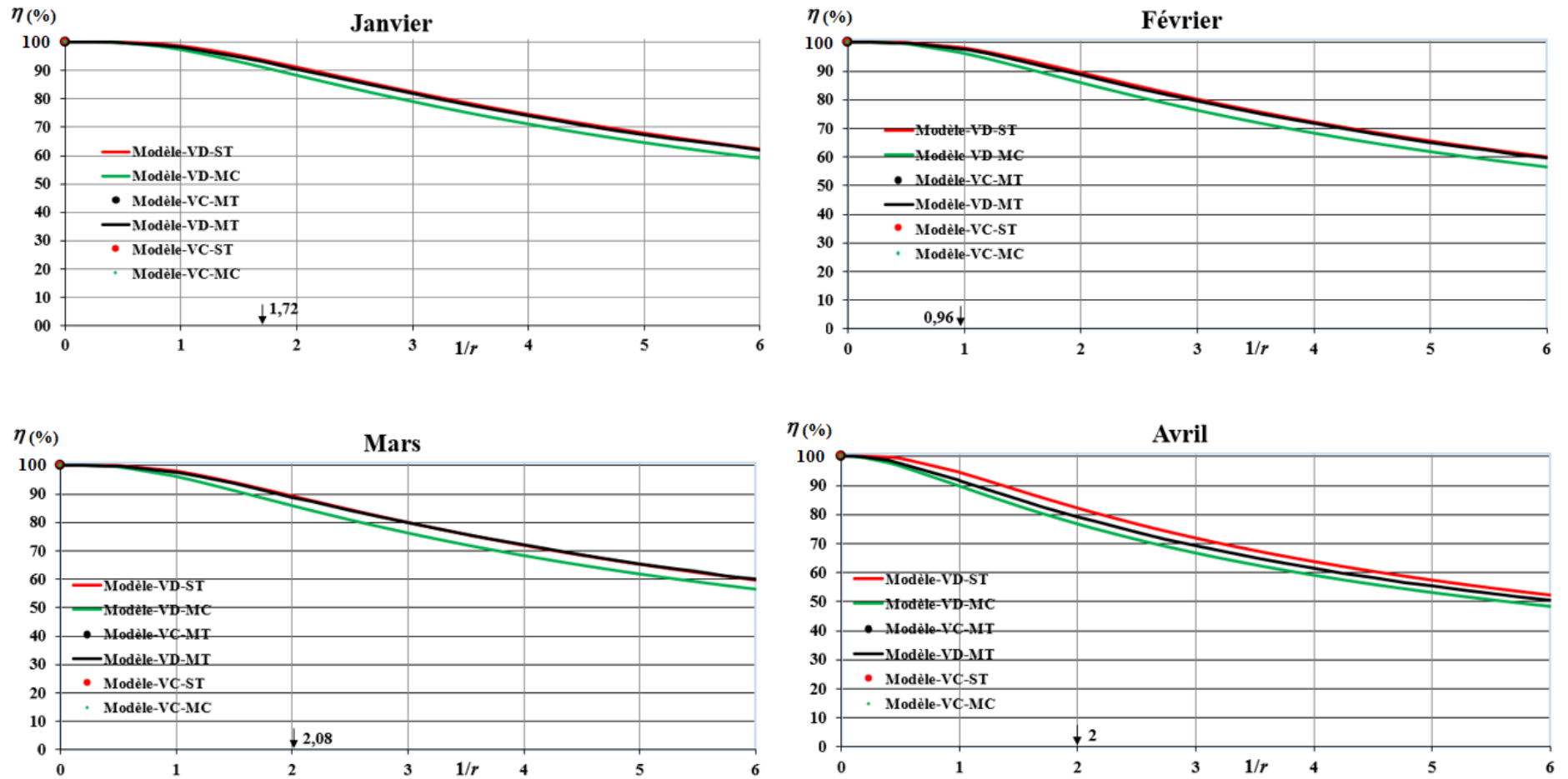


Figure 64 : Pourcentage de sédiments déposés dans la retenue d'eau de la Lobo de Janvier à Décembre 2019

Partie III : Résultats et discussion

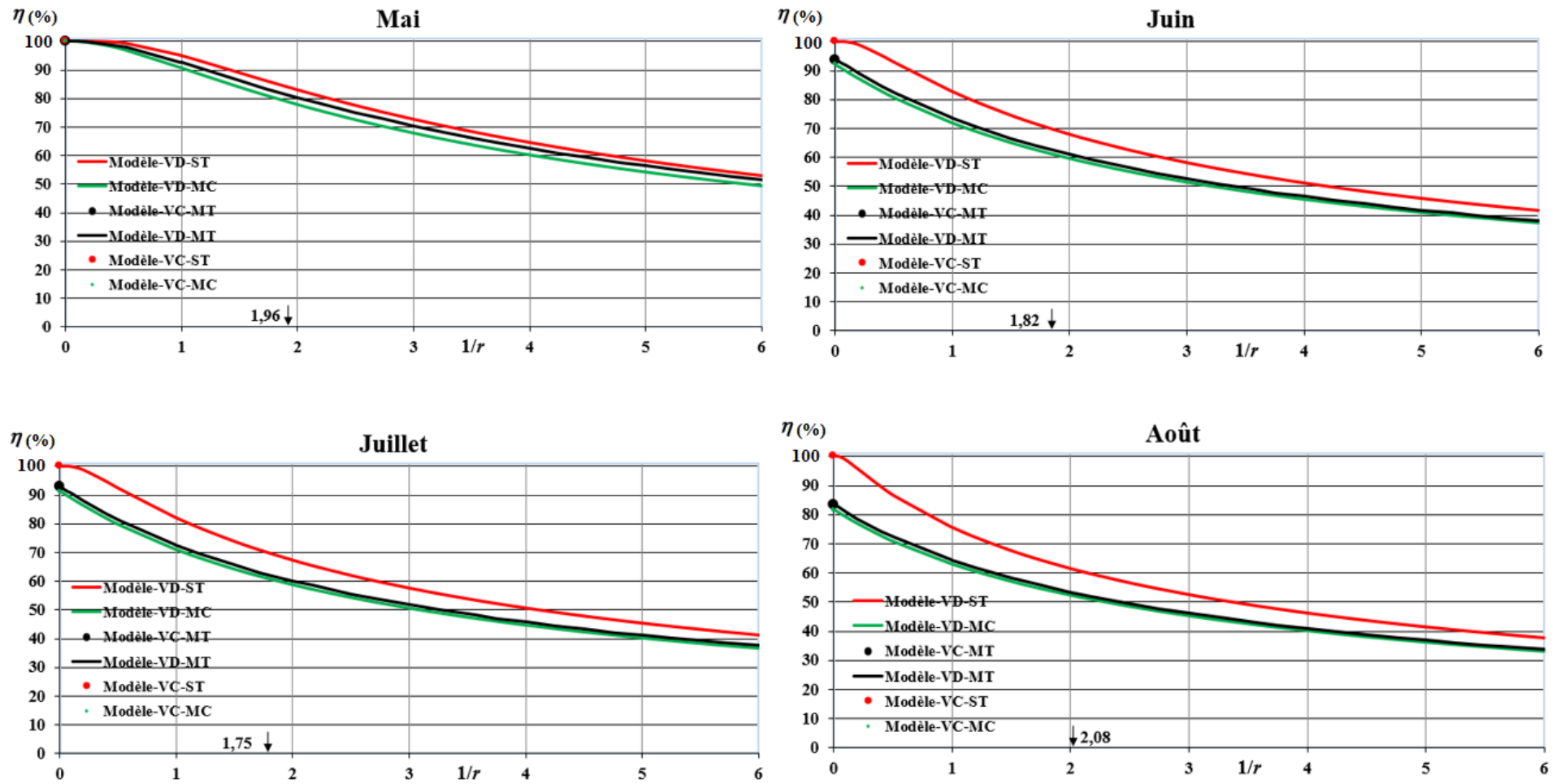


Figure 64 : Pourcentage de sédiments déposés dans la retenue d'eau de la Lobo de Janvier à Décembre 2019

Partie III : Résultats et discussion

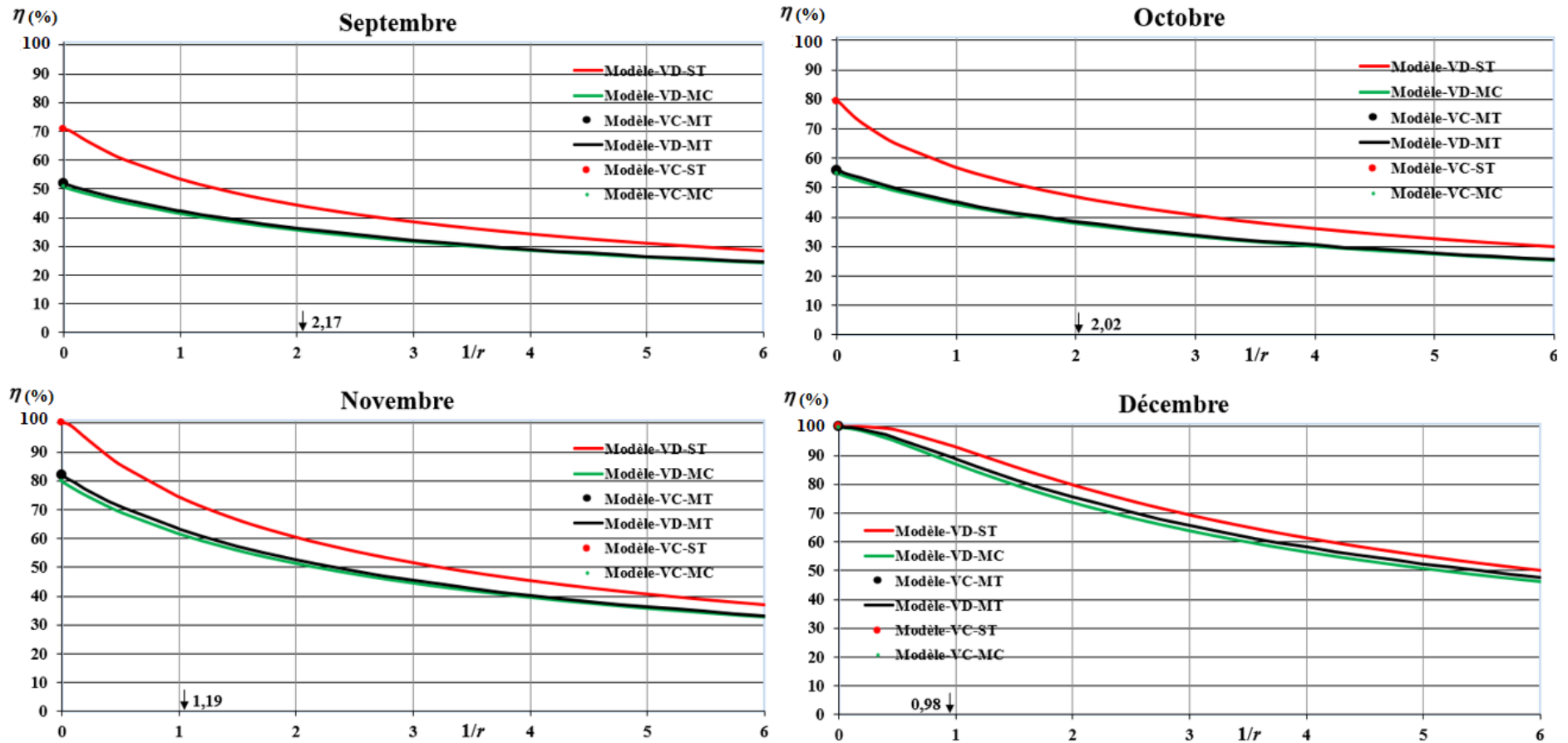


Figure 64 : Pourcentage de sédiments déposés dans la retenue d'eau de la Lobo de Janvier à Décembre 2019

Modèle VC-ST : Vitesse de chute constante sans turbulence

Modèle VC-MT : Vitesse de chute constante et mélange avec modèle de Teeter

Modèle VC-MC : Vitesse de chute constante et mélange complet

Modèle VD-ST : Vitesse de chute distribuée (loi Gamma) sans turbulence

Modèle VD-MT : Vitesse de chute distribuée (loi Gamma) et mélange avec modèle de Teeter

Modèle VD-MC : Vitesse de chute distribuée (loi Gamma) et mélange complet

Partie III : Résultats et discussion

8.7. Evaluation des dépôts mensuels et annuels

8.7.1. Masse de dépôts mensuels et annuels de sédiments dans de la retenue d'eau de la rivière Lobo

Sur la base des données collectées sur le terrain, les modèles permettent d'estimer les dépôts qui sont exprimés en termes de masse et d'épaisseur des dépôts. Le tableau XXIV montre la fourchette moyenne des variations de dépôt dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Les résultats des modèles sont obtenus selon deux hypothèses pour une vitesse de chute constante et variable des MES. Les résultats montrent que pour une vitesse de chute constante, les masses surfaciques des dépôts varient de 0,1 à 16,84 kg/m²/mois avec une moyenne annuelle de 36,346 kg/m²/an pour le modèle VC-ST, de 0,1 à 13,92 kg/m²/mois avec une moyenne annuelle de 33,31 kg/m²/an pour le modèle VC-MT et de 0,07 à 13,62 kg/m²/mois avec une moyenne annuelle de 31,19 kg/m²/an pour le modèle VC-MC. Pour les vitesses de chute variable (loi Gamma), on observe une baisse des masses de dépôts dans la retenue. Les masses surfaciques des dépôts sont comprises entre 0,1 et 11,66 kg/m²/mois avec une masse moyenne de 27,27 kg/m²/an pour le modèle VD-ST. Le modèle VD-MT montre que les dépôts surfaciques sont compris entre 0,1 et 9,57 kg/m²/mois avec une moyenne annuelle de 22,98 kg/m²/an. Le modèle VD-MC estime les dépôts surfaciques entre 0,09 et 9,41 kg/m²/mois avec une moyenne annuelle de 22,53 kg/m²/an.

Tableau XXVI : Masse des dépôts des sédiments dans la retenue d'eau

Mois	Modèles					
	VC-ST	VC-MT	VC-MC	VD-ST	VD-MT	VD-MC
Janvier	0,14	0,14	0,11	0,13	0,13	0,13
Février	0,10	0,10	0,07	0,10	0,10	0,09
Mars	0,29	0,29	0,21	0,29	0,26	0,25
Avril	0,75	0,75	0,56	0,74	0,60	0,58
Mai	0,55	0,55	0,40	0,46	0,44	0,43
Juin	1,49	1,49	1,17	1,11	1,01	0,97
Juillet	1,35	1,32	1,07	1,02	0,91	0,89
Août	2,85	2,79	2,53	2,07	1,80	1,76
Septembre	9,79	9,60	9,26	7,58	6,34	6,24
Octobre	16,84	13,92	13,62	11,66	9,57	9,41
Novembre	2,04	1,99	1,84	1,77	1,51	1,47
Décembre	0,27	0,36	0,36	0,34	0,32	0,32
Annuel (kg/m²/an)	36,46	33,31	31,19	27,27	22,98	22,53
Moy (mm/an)		33,65			24,26	

VC-ST : Vitesse de chute constante sans turbulence

VC-MT : Vitesse de chute constante et mélange avec modèle de Teeter

VC-MC : Vitesse de chute constante et mélange complet

VD-ST : Vitesse de chute distribuée (loi Gamma) sans turbulence

VD-MT : Vitesse de chute distribuée (loi Gamma) et mélange avec modèle de Teeter

VD-MC : Vitesse de chute distribuée (loi Gamma) et mélange complet

Partie III : Résultats et discussion

8.7.2. Epaisseur des dépôts de sédiments dans la retenue avant et après la prise en compte des sédiments réellement piégés par le réservoir de la retenue

Le tableau XXV montre la variation mensuelle des épaisseurs de dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Les dépôts varient d'un mois à un autre. Pendant la saison des pluies, les dépôts sont plus importants que pendant la saison sèche. On observe une baisse importante des dépôts pendant les mois de janvier, février, mars, mai et décembre. Les résultats montrent que le modèle VC-ST estime les dépôts mensuels entre 0,2 et 33,67 mm/mois avec une épaisseur annuelle de 73,11 mm/an. Concernant le modèle VC-MT, les épaisseurs des dépôts sont estimées entre 0,2 et 27,83 mm/mois avec un dépôt annuel de 66,04 mm/an. Quant au modèle VC-MC, les épaisseurs des dépôts sont comprises entre 0,14 et 27,23 mm/mois avec un dépôt annuel de 62,69 mm/an. Dans le cas d'une vitesse de chute constante, la moyenne des dépôts est estimée 67,28 mm/an. Dans le cas d'une vitesse de chute variable distribuée selon la loi Gamma, on constate une baisse des épaisseurs des dépôts par rapport à une vitesse de chute constante. Le modèle VD-ST prévoit des épaisseurs de dépôts comprises entre 0,2 et 23,3 mm/mois avec un dépôt annuel de 54,54 mm/an. Le modèle VD-MT simule des dépôts légèrement faibles par rapport au modèle VD-ST, avec des épaisseurs de dépôts comprise entre 0,19 et 19,13 mm/mois en période sèche et humide pour un dépôt annuel de 45,96 mm/an. Le modèle VC-MC, prévoit des épaisseurs de dépôts comprises entre 0,19 et 18,81 mm/mois avec un dépôt annuel de 45,07 mm/an. Dans le cas d'une vitesse de chute variable, la moyenne des dépôts est estimée à 48,52 mm/an.

Tableau XXVII : Epaisseur (mm) des dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

Mois	Modèles					
	VC-ST	VC-MT	VC-MC	VD-ST	VD-MT	VD-MC
Janvier	0,29	0,29	0,21	0,26	0,26	0,25
Février	0,20	0,20	0,14	0,20	0,19	0,19
Mars	0,58	0,58	0,42	0,58	0,52	0,49
Avril	1,50	1,50	1,11	1,48	1,19	1,15
Mai	1,09	1,09	0,81	0,91	0,88	0,85
Juin	2,99	2,91	2,33	2,21	2,01	1,94
Juillet	2,70	2,14	2,65	2,04	1,82	1,78
Août	5,70	5,59	5,05	4,14	3,60	3,53
Septembre	19,58	19,20	18,51	15,17	12,68	12,49
Octobre	33,67	27,83	27,23	23,33	19,13	18,81
Novembre	4,08	3,98	3,68	3,54	3,02	2,95
Décembre	0,72	0,72	0,54	0,69	0,64	0,63
Annuel (mm/an)	73,11	66,04	62,69	54,54	45,96	45,07
Moy (mm/an)		67,28			48,52	

Partie III : Résultats et discussion

Discussion

Sur la base des campagnes de terrain réalisées sur la rivière Lobo, les apports solides estimés dans la retenue d'eau montrent que la retenue d'eau reçoit environ 9460,49 t de sédiments par an. Pendant la saison sèche les apports sont compris entre 20,26 et 57 t/mois. En revanche, durant la période des hautes eaux, les apports sont compris entre 58,34 et 4566,67 t/mois. Cette situation pourrait s'expliquer par le fait que pendant les saisons des pluies, les flux transportent beaucoup de sédiments en raison des apports liquides plus importants (Kouassi, 2007 ; Mélédje, 2015 ; Dramais *et al.*, 2018; Hountondji *et al.*, 2019). On constate une hausse de la concentration des matières en suspension en début de saison pluvieuse (mars) de l'ordre de $0,018 \text{ kg/m}^3$. Cette variabilité pourrait s'expliquer par la variation du couvert végétal (sols nus) et la nature agressive des premières pluies en début de saison pluvieuse (Achite & Meddi, 2005). Toutefois, Bouguerras & Bouanani (2019) rapportent que l'importance et la nature des débits solides en suspension sont liées d'une part à l'intensité de l'érosion par l'eau de ruissellement, donc à l'importance des précipitations et, d'autre part, à la capacité de l'écoulement à transporter les matières solides. Il existe une forte corrélation entre la variation de la charge solide en suspension et les variations des apports liquides (El Mahi *et al.*, 2012 ; Meledje *et al.*, 2014).

Les charges solides en suspension dans la retenue d'eau de la rivière Lobo ($0,018 \text{ kg/m}^3$) sont relativement plus élevées par rapport aux charges solides obtenues par Kouassi (2007) et Mélédje (2015) dans le lac de Taabo ($0,012 \text{ kg/m}^3$) et le lac d'Ayamé 1 ($0,00615 \text{ kg/m}^3$). Cette différence pourrait s'expliquer par la dégradation du couvert végétal et l'inclinaison régulière de la pente qui augmente la vulnérabilité des sols à l'érosion sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé.

La vitesse de chute a été obtenue par une fonction de répartition des matières en suspension. Cette fonction montre que la vitesse de chute varie proportionnellement avec la concentration des matières en suspension. En effet, des mesures réalisées en laboratoire ont montré que la vitesse de chute des MES et la vitesse de tassement des crèmes de vase varient principalement avec la concentration suivant des lois propres à chaque sédiment (Krone, 1986 ; Orton & Kineke, 2001 ; Tattersall *et al.*, 2003 ; Zhang *et al.*, 2017).

Les résultats montrent que la vitesse de chute médiane est nettement inférieure à la vitesse de chute moyenne. Selon Sanchez (2006), cette variation de vitesse pourrait être due au phénomène de turbulence qui augmente avec la vitesse de chute des matières en suspension.

Six modèles ont été développés dans le cadre de cette thèse selon de deux grandes hypothèses :

Hypothèse 1 : vitesse de chute constante avec ou sans mélange dans la retenue

Hypothèse 2 : vitesse de chute distribuée selon la loi Gamma avec ou sans mélange dans la retenue.

Partie III : Résultats et discussion

Les résultats indiquent que les différents modèles proposés évoluent dans la même dynamique que le modèle de Teeter (1986). Les modèles se trouvent dans les deux cas limites pour un nombre de Péclet inférieur ou égal à 4 ($Pe \leq 4$). Des études sur le transport de sédiments cohésifs ont montré que lorsque le nombre de Pecllet dépasse un seuil critique ($Pe > 4$), nous ne sommes plus en présence de dépôt (Teether, 1986). Le modèle de Teeter (1986) sort de son domaine de validité.

En effet, pour des sédiments cohésifs, la solution de Teeter ne s'applique qu'en présence de dépôt avec une probabilité égale à 1 ($P = 1$). Lorsqu'elle sort de son domaine de validité, il n'y a plus de dépôt, tous les sédiments dans la colonne d'eau n'adhèrent plus au fond, ils sont alors remis en suspension. La bonne synchronisation entre les modèles proposés et celle de Teeter (1986) montre la fiabilité et la qualité des solutions analytiques développées dans cette étude.

Cette étude a montré que la présence du déversoir a engendré une baisse des courants de vitesse dans la retenue de la rivière Lobo, ce qui pourrait être l'une des causes de la hausse du pourcentage de sédiments déposés pendant les périodes sèches. Durant cette période très peu de sédiments passent au-dessus du déversoir de la retenue car les apports liquides sont relativement faibles. Ce qui confère à la retenue une forte capacité à piéger le maximum de sédiments.

Conclusion partielle

Dans cette étude, il s'agissait de comprendre le processus final de décantation et de dépôt des sédiments dans la retenue d'eau de la rivière Lobo à l'aide de la théorie des bassins de décantation. A cet effet, en se basant sur des paramètres essentiels, à savoir le débit, la vitesse de chute, la concentration des matières en suspension et le paramètre de forme ' r ', les dépôts des sédiments dans la retenue d'eau à l'aide de deux types de modèles (modèles avec une vitesse de chute constante et des modèles distribués selon la loi de distribution Gamma) ont été estimés. Cependant, cette méthode ne permet pas de visualiser les zones préférentielles de dépôt des sédiments, voir une distribution spatiale de la courantologie et des dépôts dans la retenue. On note une hausse de la capacité de piégeage de la retenue d'eau de la rivière Lobo en période d'étiage par rapport à la période de crue. Cependant, la période d'étiage est marquée par une baisse des apports solides contrairement à la période de crue.

Partie III : Résultats et discussion

Chapitre 9 : Modélisation du transport sédimentaire de la retenue d'eau de la rivière Lobo

La modélisation hydraulique et de la sédimentation ont été entreprises dans le but d'estimer les épaisseurs et les zones préférentielles de dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Ce chapitre présente les résultats du modèle bidimensionnel d'écoulement et de transport des sédiments développé avec le logiciel MIKE 21 FM/MT en prenant en compte les différents paramètres examinés dans les chapitres précédents.

9.1. Bathymétrie de la retenue d'eau de la rivière Lobo

Selon la carte bathymétrique de la retenue d'eau de la rivière Lobo, les profondeurs sont comprises entre 8,6 m et 0,2 m à la cote de référence de 162 cm (lecture à l'échelle). Pendant, les mesures bathymétriques, le débit entrant dans la retenue était de $16,53 \text{ m}^3/\text{s}$. La profondeur moyenne de la retenue d'eau est de 3,5 m et la profondeur maximale est de 8,4 m. Au voisinage du déversoir les profondeurs sont de l'ordre de 7 m (Figure 65). L'analyse de la carte bathymétrique montre qu'il existe un principal chenal d'écoulement de direction Est-Ouest qui débouche sur la prise d'eau et le déversoir de la retenue.

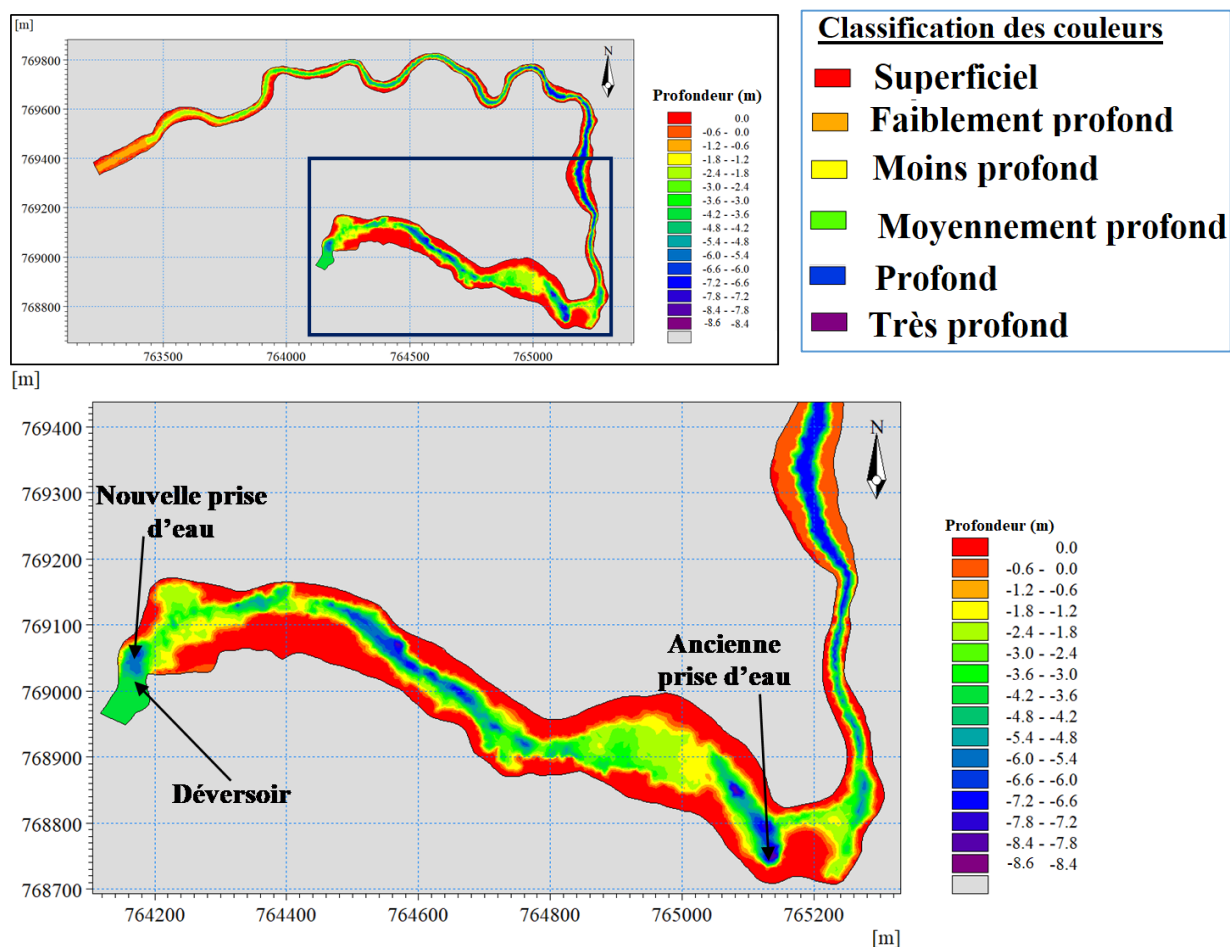


Figure 65 : Bathymétrie de la retenue d'eau de la rivière Lobo

9.2. Modèle hydrodynamique en régime permanent

9.2.1. Calage et validation du modèle en régime stationnaire

Les résultats de la calibration du modèle en régime permanent montrent une bonne synchronisation entre la courbe de niveau d'eau-débit observé et celle simulée par le modèle en périodes de basses eaux et de hautes eaux (Figure 66). Bien que le modèle arrive à reproduire correctement les niveaux d'eau, on observe par moment des écarts entre les valeurs observées et les valeurs simulées pour des débits de crue compris entre 20 m³/s et 47 m³/s. Aussi, faut-il signaler que durant les différentes simulations, le temps pour atteindre le régime permanent pour les débits très faibles (0,98 m³/s), observé en périodes sèches, est assez long. Par contre pour un débit maximal de la rivière de 55 m³/s, le temps pour atteindre le régime permanent est assez court. En d'autres termes, plus le débit est faible, il aura plus de temps pour atteindre le régime permanent.

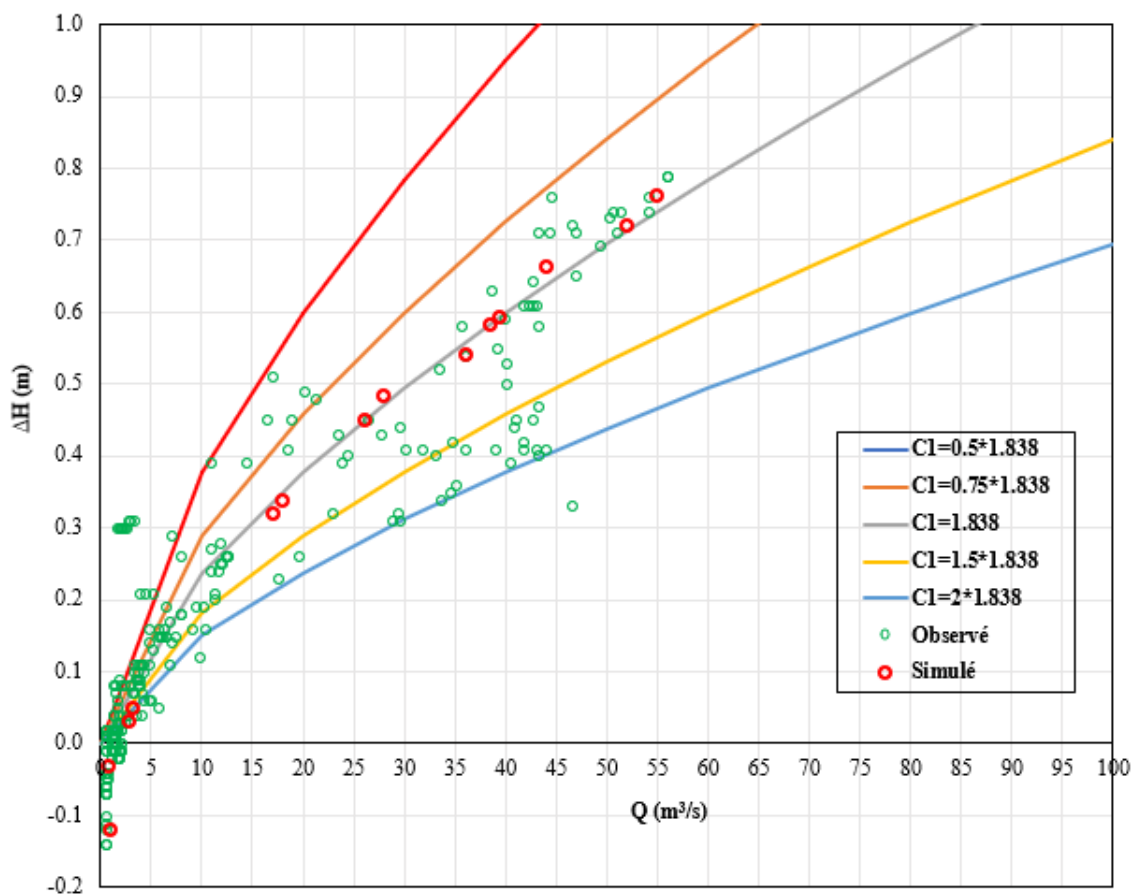


Figure 66 : Variation des niveaux-débits pendant la phase de calibration et validation du modèle régime permanent

Partie III : Résultats et discussion

9.2.2. Distribution des vitesses simulées

Dans l'ensemble de la retenue d'eau de la Lobo, les vitesses de courant sont relativement faibles (Figure 67). Les vitesses varient entre 0,05 et 0,76 m/s. Les valeurs des vitesses diminuent de l'amont vers l'aval de la retenue d'eau. Dans le secteur de l'ancienne prise d'eau, une diminution des vitesses est observée dans la partie concave du méandre. Par contre, aux voisinages du déversoir et de la nouvelle prise d'eau, une hausse des vitesses de courant est observée.

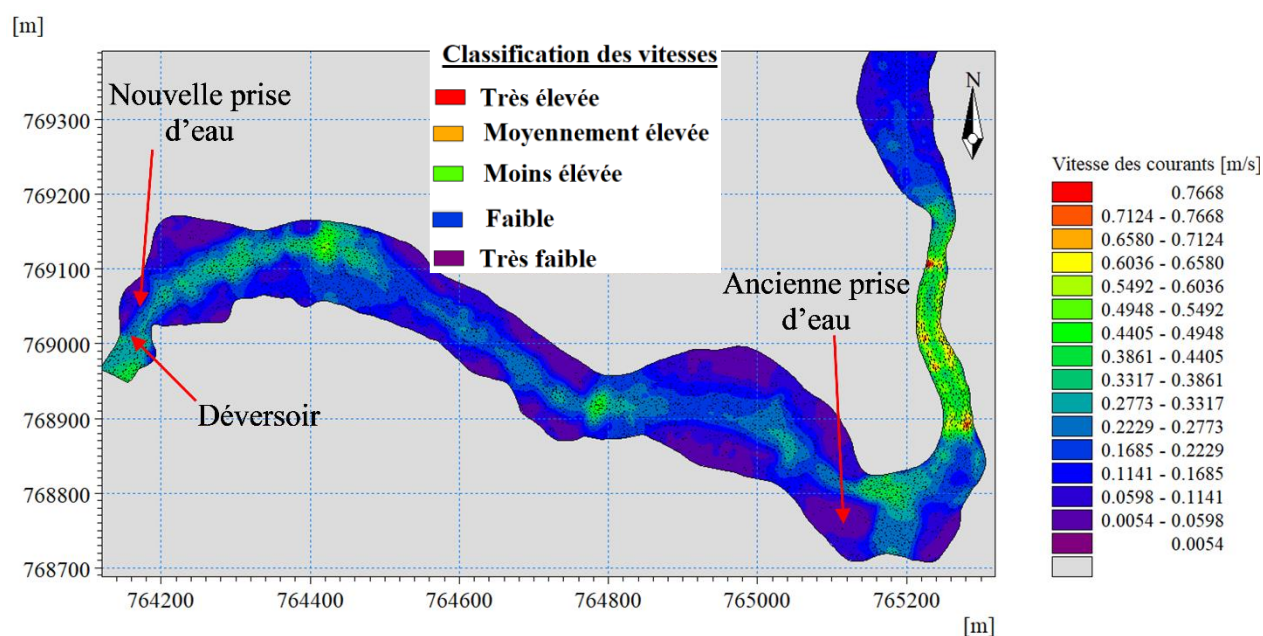


Figure 67 : Distribution des vitesses de courant dans la retenue de la rivière Lobo pour un débit de 55 m³/s

9.3. Modèle hydrodynamique en régime transitoire

9.3.1. Calage et validation du modèle hydrodynamique

Les résultats graphiques du modèle en régime transitoire montrent que le modèle hydraulique reproduit correctement la grande majorité de la variation des niveaux d'eau observés à la surface libre de la retenue. Néanmoins, on peut noter une sous-estimation et une surestimation de certains pics des niveaux d'eau. C'est le cas des crues simulés sur la période de calage (15 au 20 septembre 2020) et la période de validation (1^{er} au 9 juin 2020). De même, le modèle n'arrive pas à reproduire correctement les niveaux d'eau pendant la période d'étiage. Malgré les écarts constatés, dans l'ensemble, la variation des niveaux d'eau à la surface libre de la retenue d'eau de la rivière Lobo sont reproduits de manière satisfaisante (Figure 68).

Les résultats numériques confirment ce bon accord entre les niveaux d'eau observés et simulés par le modèle. Cette bonne synchronisation entre les données observées et simulées a été traduit

Partie III : Résultats et discussion

également par un critère de Nash de 0,91 ; une RMSE de 0,2 cm, un Biais de -0,05 cm, un coefficient de détermination de R^2 de 0,91 et un coefficient de corrélation de 0,95 pendant la phase calibration du modèle.

Les résultats des deux périodes de validation sont satisfaisants dans l'ensemble. Pendant la première phase de validation du modèle, les résultats de la simulation du 1 au 16 Juin 2020 ont permis d'obtenir un Nash de 0,94 ; une RMSE de 5,14 cm ; un Biais de -1,32 cm ; un coefficient de détermination R^2 de 0,96 et un coefficient de corrélation de 0,98.

Durant la deuxième période de validation du modèle (1/11/2020 au 16/11/2020), les résultats sont nettement en baisse par rapport à la première phase. On a un critère de Nash de 0,91 ; une RMSE de 0,23 cm ; un Biais de 0,23 cm ; un coefficient de détermination R^2 de 0,95 et un coefficient de corrélation r de 0,97 (Tableau XXVIII).

Tableau XXVIII : Critère numérique de calage et de validation du modèle hydrodynamique

	Nash	RMSE	Biais	R²	r
Calibration					
10/9/2020 au 26/9/2020	0,913	0,2	-0,05	0,918	0,95
Validation					
1/6/2020 au 16/6/2020	0,94	5,14	-1,13	0,96	0,98
1/11/2020 au 16/11/2020	0,91	0,89	0,23	0,95	0,97

Partie III : Résultats et discussion

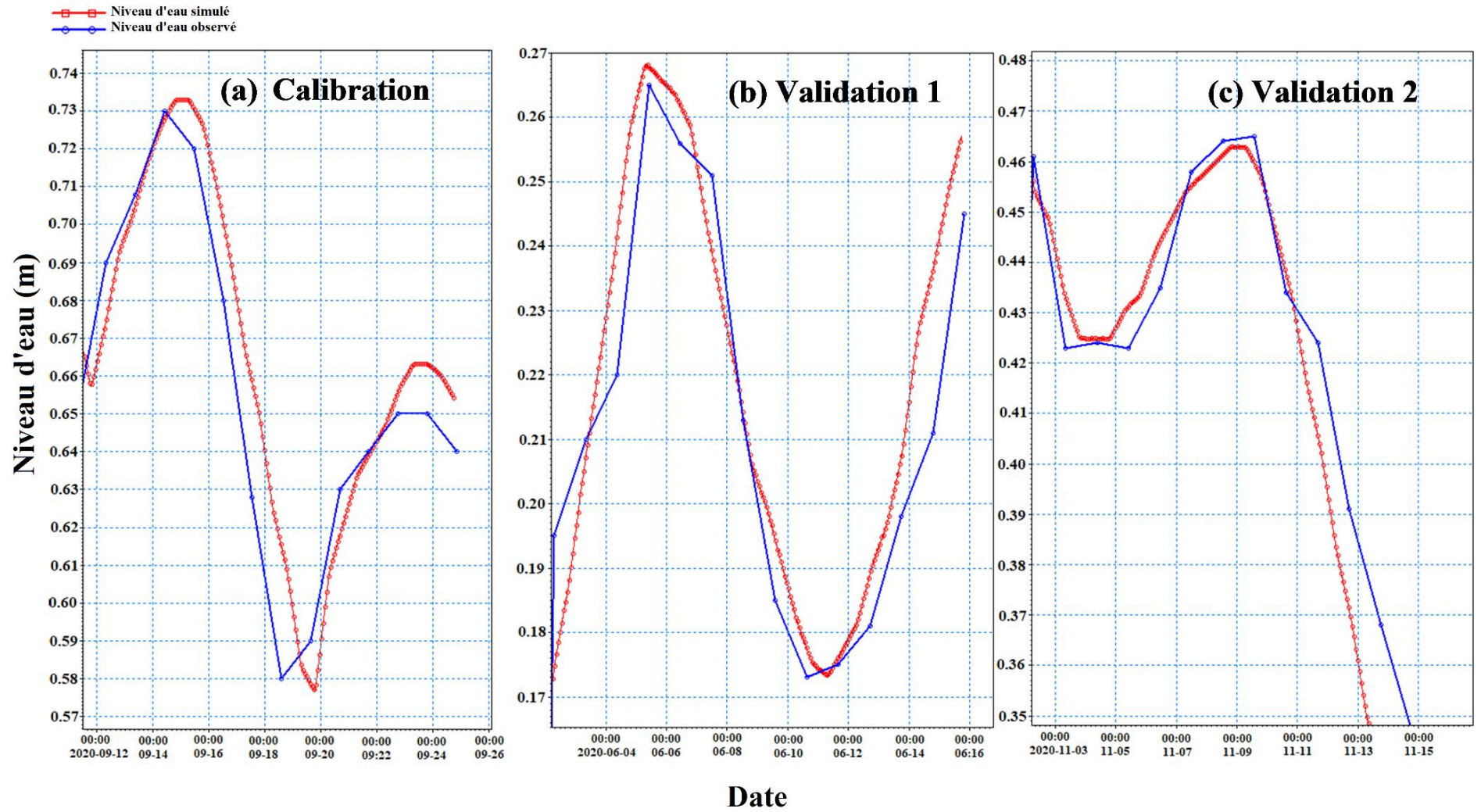


Figure 68 : Comparaison des niveaux d'eau observés et simulés pendant la phase de calibrartion (a) et de validation (b ; c) du modèle hydraulique

Partie III : Résultats et discussion

9.3.2. Variation des vitesses dans la retenue

Les résultats du modèle hydrodynamique montrent que pendant la période d'étiage, les écoulements sont relativement faibles dans la retenue d'eau de la Lobo (Figure 69 a). Les vitesses maximales sont observées en amont de la retenue et diminuent de l'amont vers l'aval. Les vitesses de courant sont comprises entre 0 et 0,21 m/s. En revanche, pendant la période de crue, les vitesses sont comprises entre 0,0029 et 0,76 m/s (Figure 69 b). Les courants sont dirigés d'Est en Ouest. Cependant, dans la retenue, les vitesses simulées sont relativement faibles et comprises entre 0,03 et 0,36 m/s. Elles restent relativement faibles au niveau des berges.

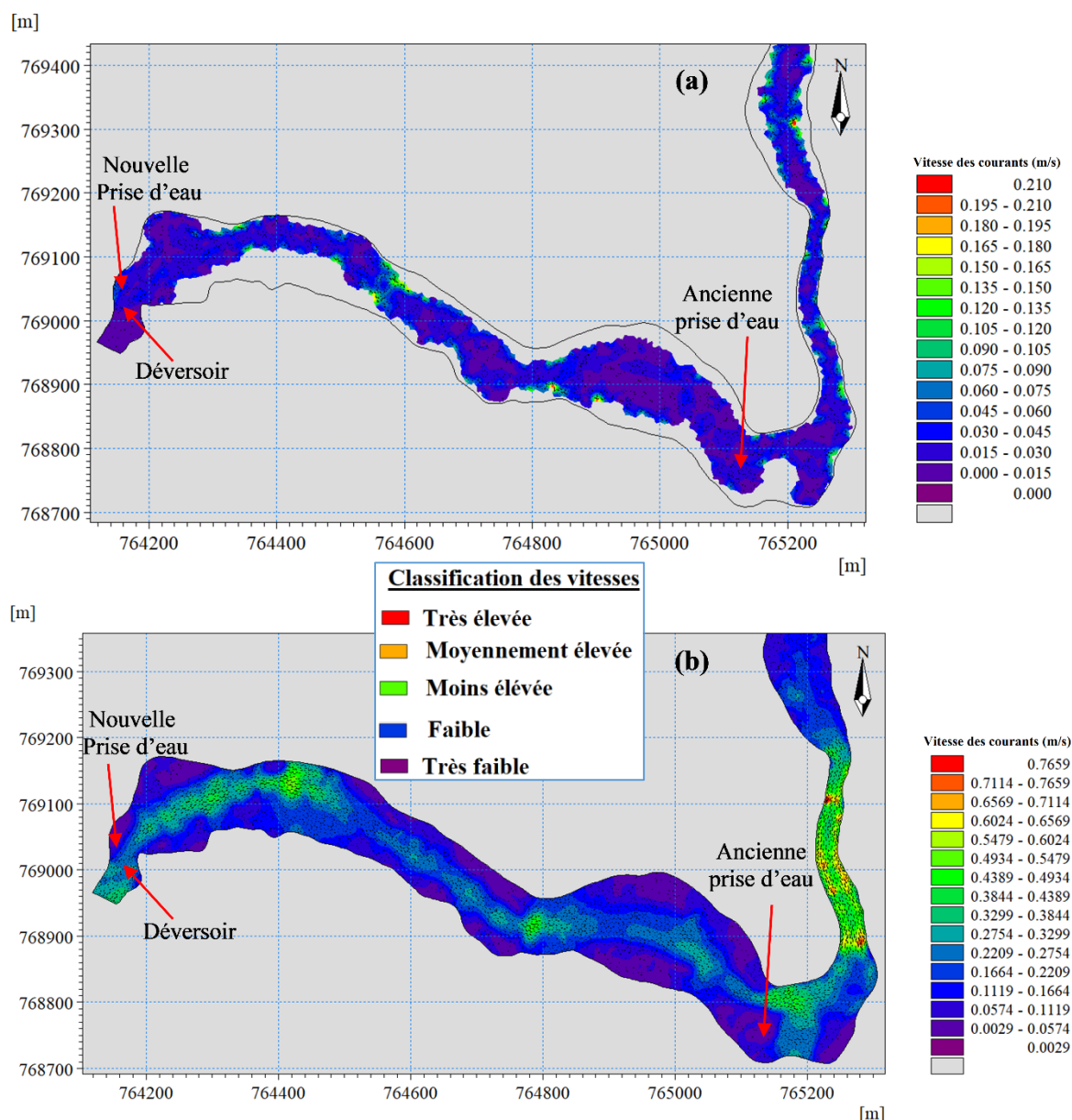


Figure 69 : Distribution des courants de vitesse dans la retenue d'eau de la rivière Lobo en période d'étiage (a) et de crue (b)

Partie III : Résultats et discussion

Au voisinage du déversoir de la retenue, l'écoulement est accéléré par la présence du seuil et les courants sont de l'ordre de 0,26 m/s (Figure 70). Une charge hydraulique permet à l'eau de créer un phénomène de ressaut hydraulique en aval du déversoir avec une augmentation des vitesses des vitesses de l'ordre de 0,28 m/s.

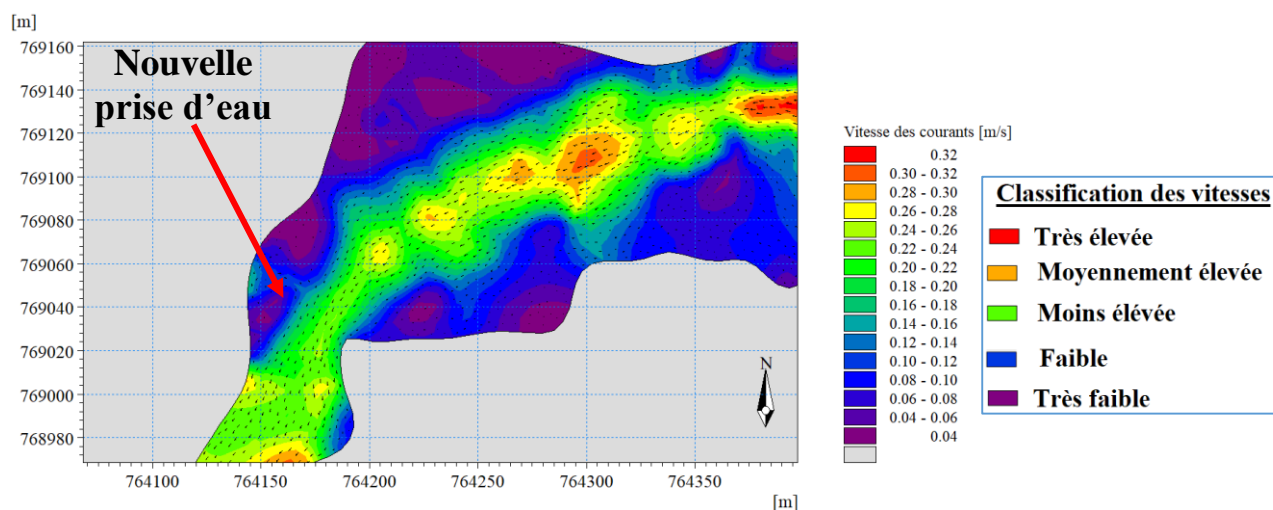


Figure 70 : Variation des vitesses de courant aux voisinages du déversoir et de la prise d'eau de la retenue de la Lobo

La distribution des courants de vitesse dans le secteur de l'ancienne prise d'eau sont légèrement plus importantes que dans le secteur de la nouvelle prise d'eau. La présence du méandre dans cette zone engendre des contre courants au large du méandre (Figure 71). Les vitesses sont comprises entre 0,04 et 0,40 m/s. Puis on observe une chute brusque des vitesses en aval de l'ancienne prise. Les vitesses sont alors de l'ordre de 0,2 m/s.

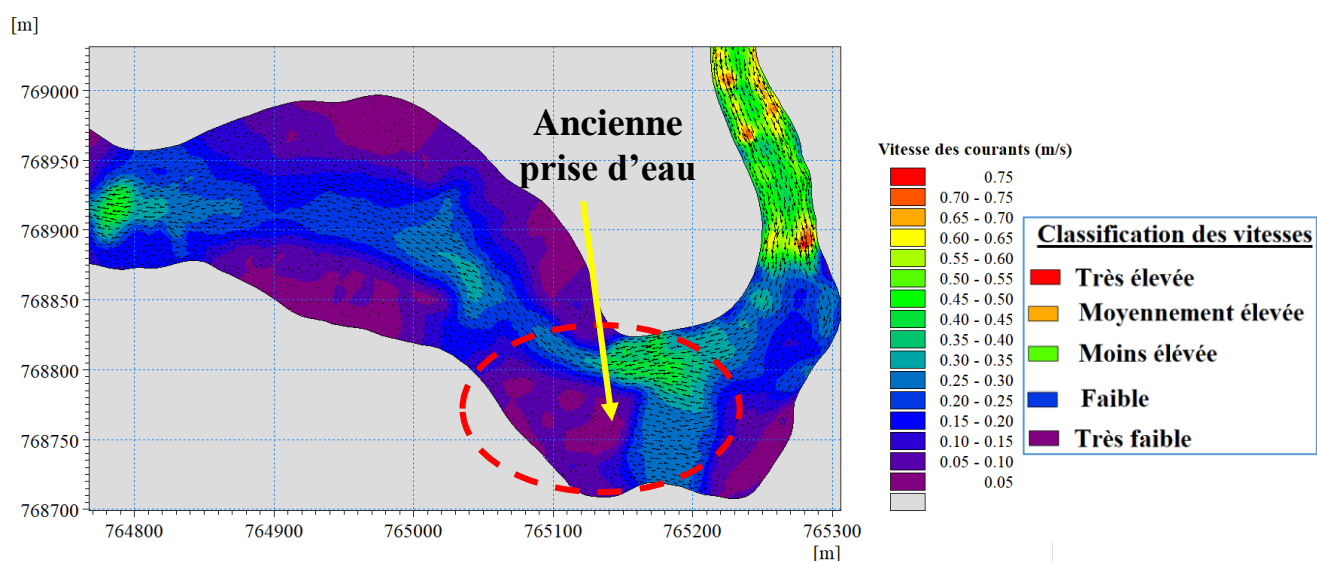


Figure 71 : Distribution des vitesses de courant aux voisinages de l'ancienne prise d'eau

Partie III : Résultats et discussion

9.3.3. Variation des niveaux d'eau dans la retenue d'eau

Les résultats de cette étude ont montré que le niveau de l'eau à la surface libre de la retenue d'eau de la rivière Lobo est contrôlé par le déversoir. On constate que le niveau d'eau baisse de l'amont vers l'aval du déversoir. Pendant les périodes sèches, c'est juste une fine proportion de la rivière Lobo qui arrive à franchir le seuil du déversoir (Figure 72 a). Durant cette période, les niveaux d'eau sont compris entre -0,56 m et 0 m (sommet du seuil) et les écoulements se font dans le lit mineur de la rivière. Pendant la période des crues, une hausse du niveau d'eau dans la retenue est observée. On constate que les débits de la rivière Lobo arrivent à franchir le déversoir sans aucune difficulté. Les niveaux d'eau dans la retenue sont compris entre 0,3 et 0,6 m (Figure 72 b).

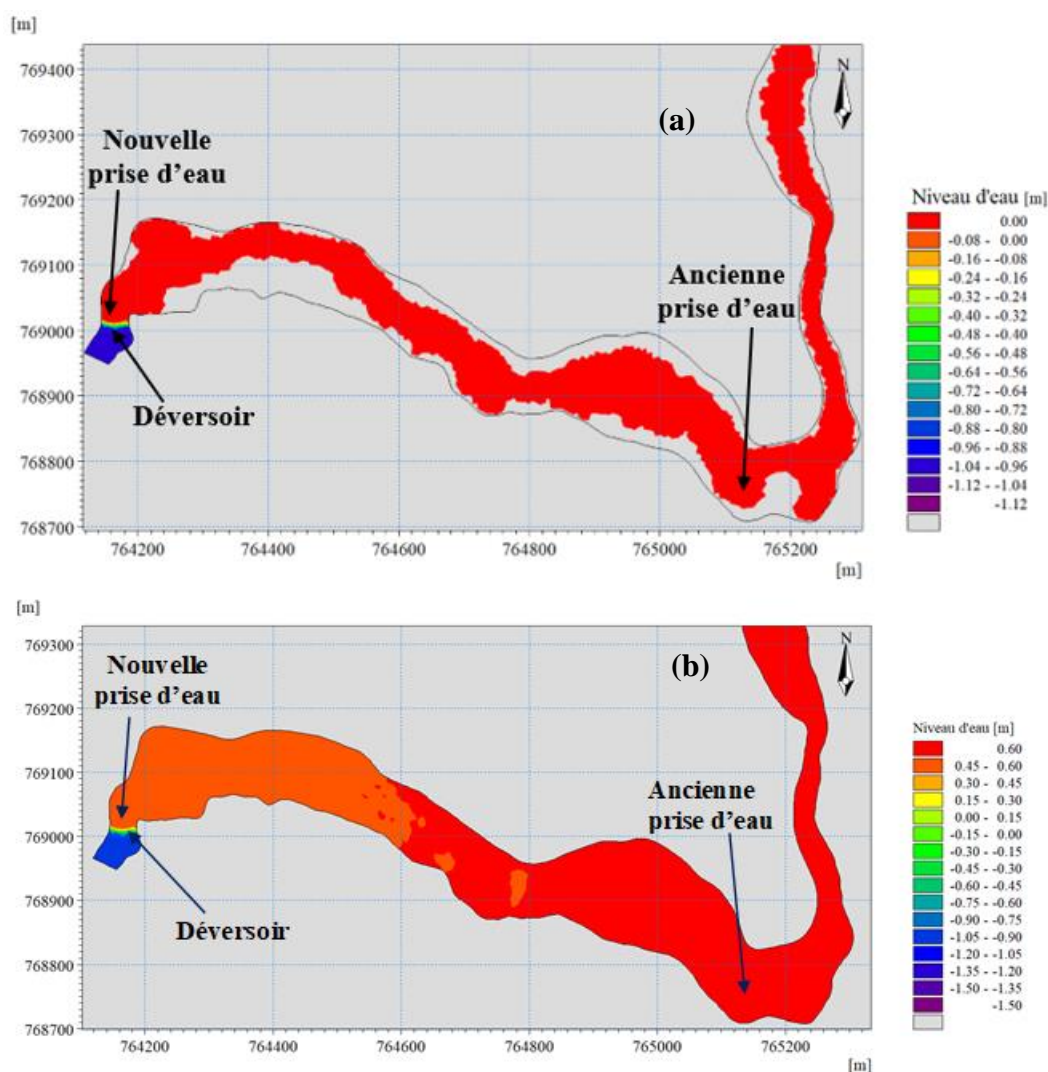


Figure 72 : Variation du niveau d'eau à la surface libre de la retenue de la rivière Lobo en période d'étiage (a) et de crue (b)

Partie III : Résultats et discussion

9.3.4. Impact du pompage sur la variation des niveaux d'eau dans la retenue

Le modèle hydrodynamique a pris en compte la prise d'eau dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Cette prise d'eau correspond à un pompage de $675 \text{ m}^3/\text{h}$, soit $0,1875 \text{ m}^3/\text{s}$ en continu. Les résultats montrent que les niveaux d'eau issus des modèles des situations sans pompage sont très proches de celles des situations avec prise en compte du pompage. Pendant le mois le plus sec (Février) de l'année, les niveaux d'eau dans la retenue d'eau de la rivière Lobo ne sont pas significativement modifiés par le pompage (moins de 1,3 mm). Le pompage a donc peu d'impact sur l'hydrodynamique de la rivière Lobo (Figure 73).

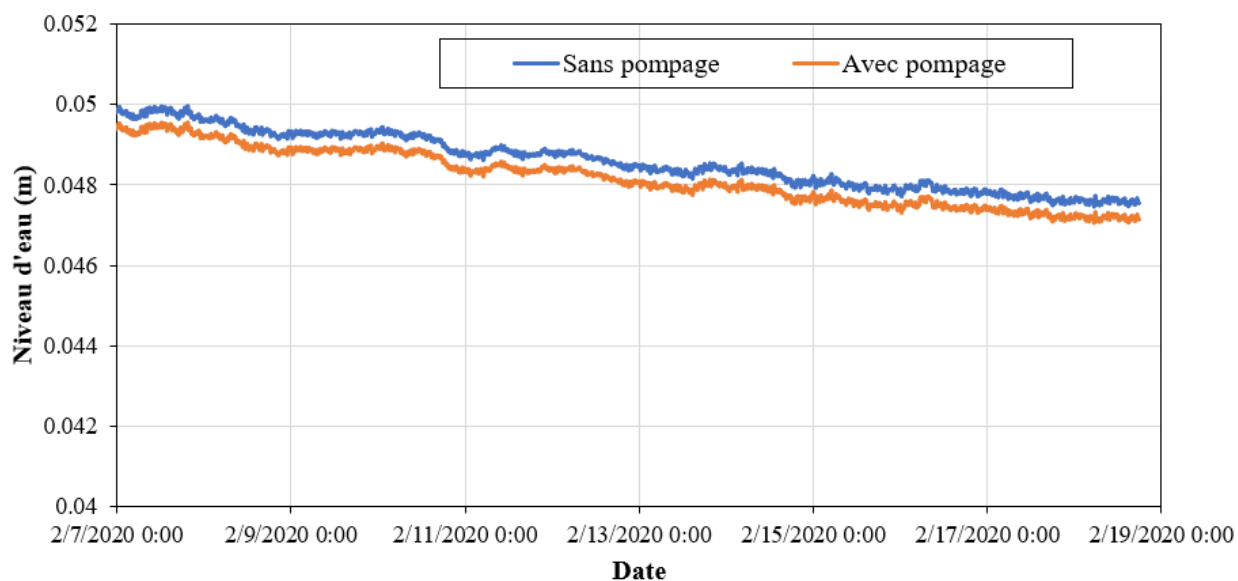


Figure 73 : Niveau d'eau dans les situations avant et avec prise d'eau pendant le mois de Février 2020

9.3.5. Impact du pompage sur les concentrations des matières en suspension et des dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

La distribution des matières en suspension (MES) dans la retenue d'eau de la rivière Lobo selon deux scénarios (sans pompage et avec pompage) sont présentés (Figure 74). Lorsqu'on prend en compte la prise d'eau lors des simulations, on observe une baisse de la concentration des MES de $0,00206 \text{ kg}/\text{m}^3$ dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Cette baisse est plus observée dans les secteurs où les courants sont plus importants (en amont de l'ancienne prise d'eau). Une baisse légère des concentrations des MES est aussi observée au large de l'ancienne prise d'eau et de la nouvelle prise d'eau (74 b) par rapport au scénario sans prise en compte de la prise d'eau (Figure 70 a).

Partie III : Résultats et discussion

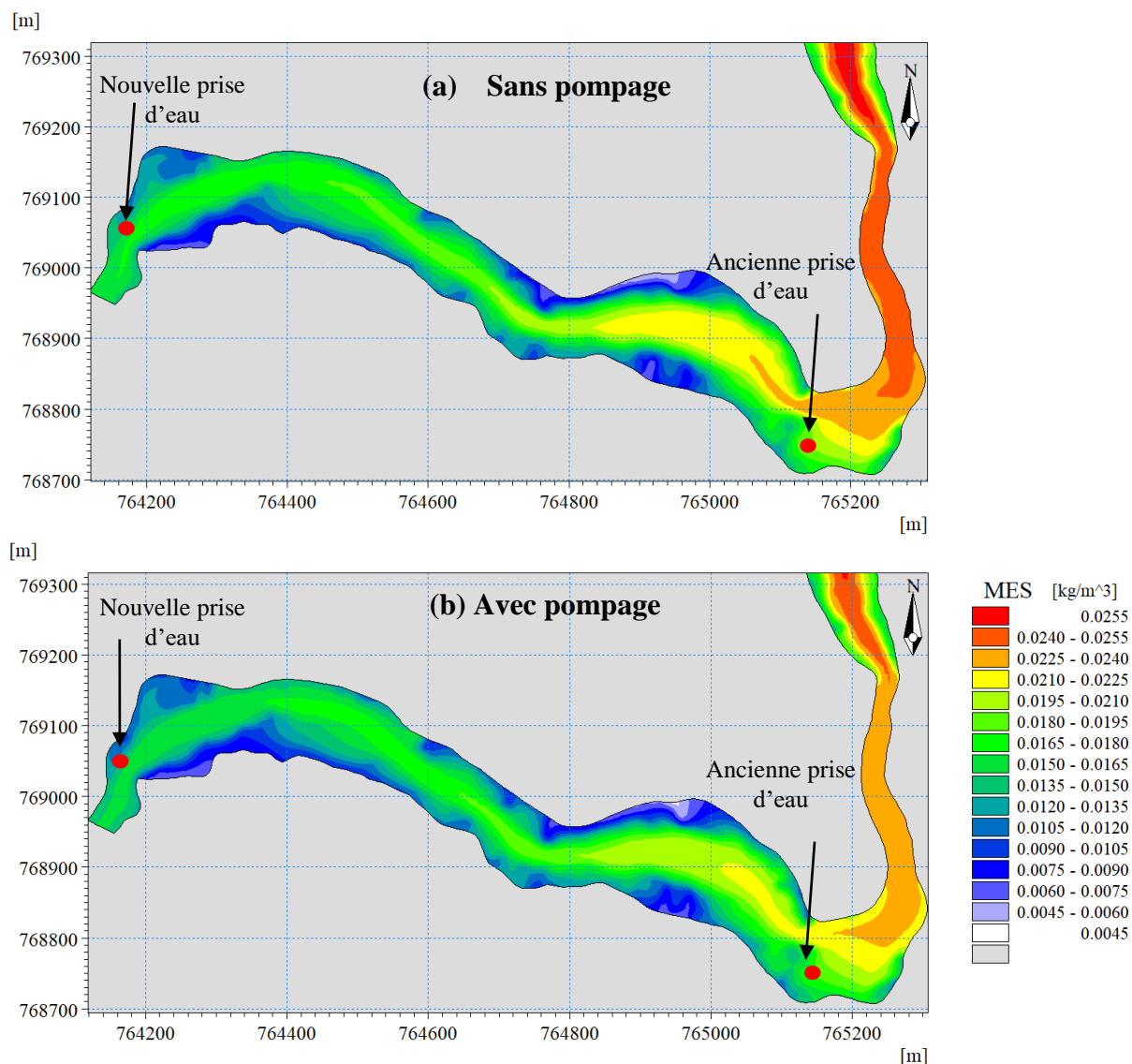


Figure 74 : Concentration moyenne des matières en suspension dans la situation sans pompage (a) et avec pompage (b)

La figure 75 montre qu'il existe une faible différence entre la distribution spatiale des dépôts de sédiments en présence de pompage et en absence de pompage dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. On remarque que l'influence du pompage sur les dépôts de sédiments dans la retenue est peu perceptible.

Partie III : Résultats et discussion

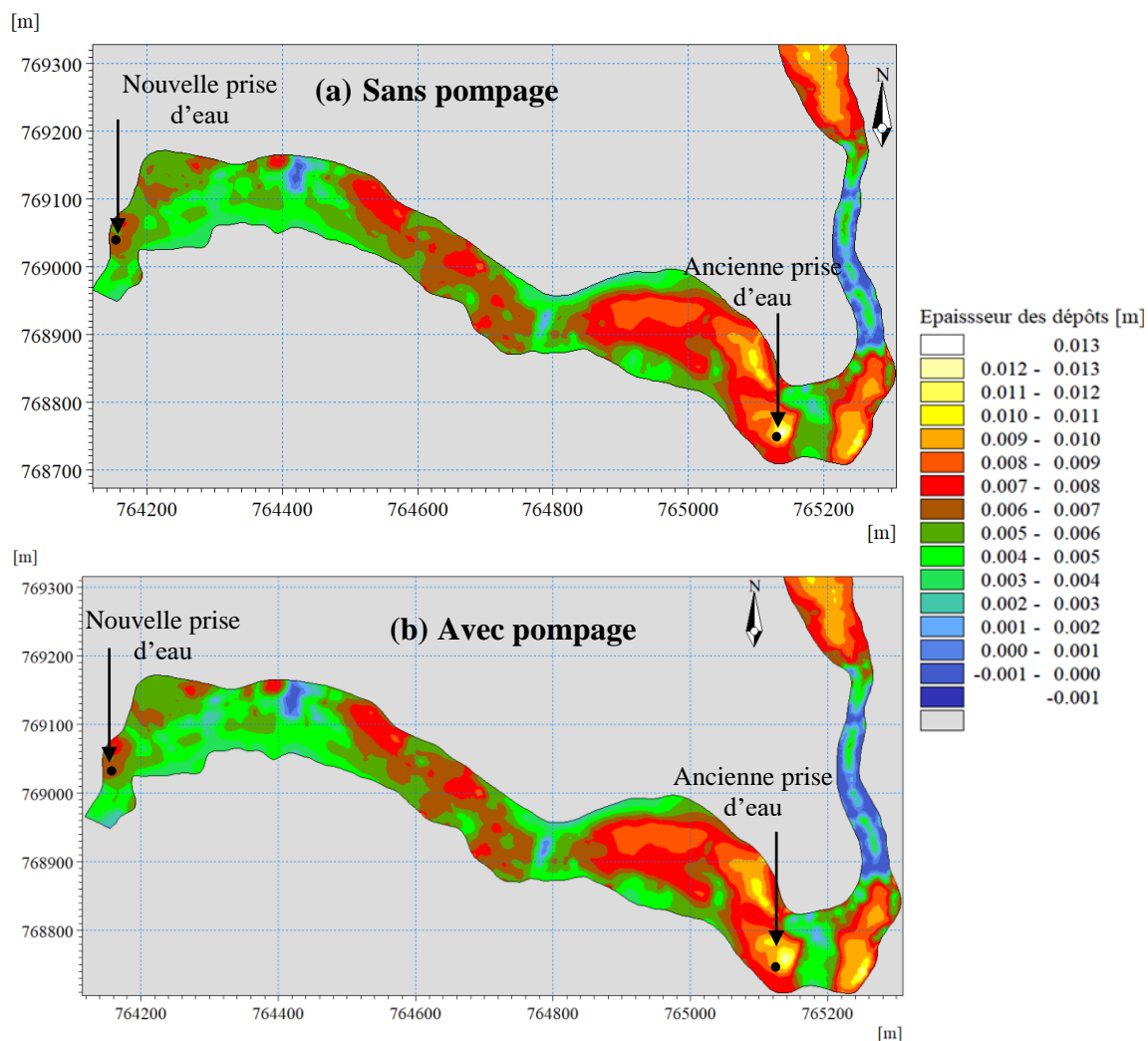


Figure 75 : Zone préférentielle de dépôt des sédiments durant le mois d'octobre dans les situations : sans pompage (a) et avec pompage (b)

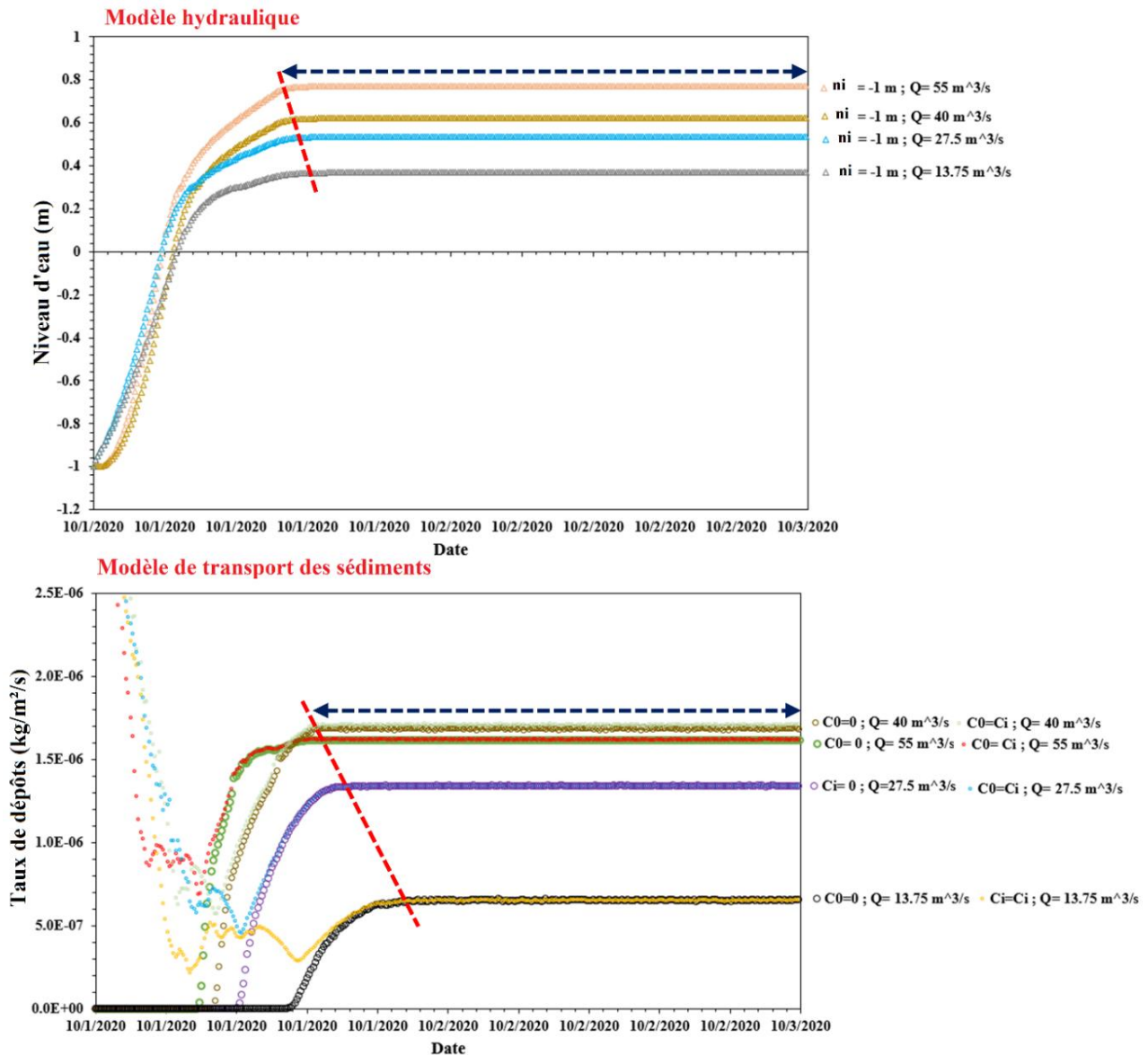
9.4. Modèle du transport des sédiments en régime permanent

9.4.1. Phase d'initialisation du modèle hydraulique et de transport des sédiments

Selon les résultats des différentes simulations du modèle de transport des sédiments, quelle que soit la condition initiale ($C_0=0$ ou $C_i=C_0$) imposée dans le modèle pour un débit Q fixée à l'entrée, le modèle se stabilise à la même période. Les résultats montrent également que le temps de mise en route du modèle hydraulique et le modèle de transport des sédiments sont différents. Le modèle de transport des sédiments a tendance à mettre plus de temps à atteindre le régime stationnaire par rapport au modèle hydraulique. Les résultats des modèles sont très sensibles aux conditions initiales. La sensibilité du modèle aux conditions initiales n'est pas à négliger. Une forte influence des conditions initiales sur la stabilité des modèles n'est pas immédiate mais plutôt à long terme (Figure 76 b). Or, il est très difficile de connaître les conditions initiales réelles parce qu'on n'a pas

Partie III : Résultats et discussion

les moyens. Les conditions initiales réelles et du modèle sont très différents. Mais, pour des raisons d'initialisation, il faut imposer une condition initiale afin de permettre au modèle d'entamer les simulations. Pour une durée de quinze jours de simulation avec un débit $Q = 55 \text{ m}^3/\text{s}$, le modèle hydraulique met 14 h 42 min pour atteindre l'état stationnaire et le modèle de transport des sédiments met 16 h 31 min 12 s. Pour un débit $Q = 27,5 \text{ m}^3/\text{s}$, le modèle hydraulique met 14 h 58 min 48 s pour atteindre l'état stationnaire. Cependant, le modèle de transport met 17 h 30 min pour atteindre l'état stationnaire (Figure 76).



ni : niveau d'eau ; Q : débit fluvial ; C_i : concentration initiale à l'entrée du modèle (conditions aux limites) ; C_0 : concentration initiale dans le domaine.

Figure 76 : Courbe d'évolution du taux de dépôts et du niveau d'eau en fonction du temps : temps de mise en route du modèle hydraulique (a) et de transport des sédiments (b) en régime stationnaire

Partie III : Résultats et discussion

9.4.2. Sédimentation nette dans la retenue d'eau pour les débits d'étiage et de crue

La simulation de la dynamique sédimentaire a été réalisée en période d'étiage, avec des débits compris entre 0,98 et 13,7 m³/s (Figure 77 a ; 77 b) et en période de crue, avec des débits allant de 40 à 55 m³/s (figure 77 c, 77 d). On a simulé quinze jours de dépôt (Figure 77). Les différentes simulations mettent en exergue la variation des dépôts des sédiments qui sont tributaires des débits et de la concentration des matières en suspension à l'entrée du modèle.

Les cartes des dépôts sur la période simulée montrent qu'en période d'étiage, les vases se déposent dans le lit de la rivière Lobo. On constate une répartition des dépôts de l'amont vers l'aval de la retenue. Le secteur de l'ancienne prise d'eau et la zone du déversoir restent des sièges de sédimentation, mais, ce phénomène est fortement renforcé en période de crue, les concentrations en suspension étant plus élevées. Pendant cette période d'étiage, les épaisseurs de dépôts sont comprises entre 0,001 mm et 0,016 mm pour un débit de 0,98 m³/s. Pour un débit de 13,75 m³/s, on a des épaisseurs de dépôts comprises entre 0,1 et 1,6 mm.

Pendant la période des crues, pour un débit de 40 m³/s, on constate une répartition spatiale des dépôts des sédiments dans le lit mineur et le lit majeur de la retenue. Cependant, lorsque les crues atteignent une valeur maximale de 55 m³/s, une grande partie des sédiments est évacuée en aval du déversoir de la retenue d'eau. La répartition des dépôts se fait de l'amont vers l'aval de la retenue. La phase de décrue constitue la période où on observe les dépôts les plus importants dans le secteur du déversoir (Figure 77 c). Bien vrai que le chenal de la rivière reste la zone privilégiée de dépôts des sédiments, l'ancienne prise d'eau et la zone du déversoir constituent des sites importants de sédimentation. On s'attend à des taux élevés d'envasement vers le déversoir qui est un obstacle aux débits. Les dépôts de sédimentation nette en période de crue sont compris entre 2 et 13 mm pour un débit de 40 m³/s et de 1 et 15 mm pour un débit de 55 m³/s.

Partie III : Résultats et discussion

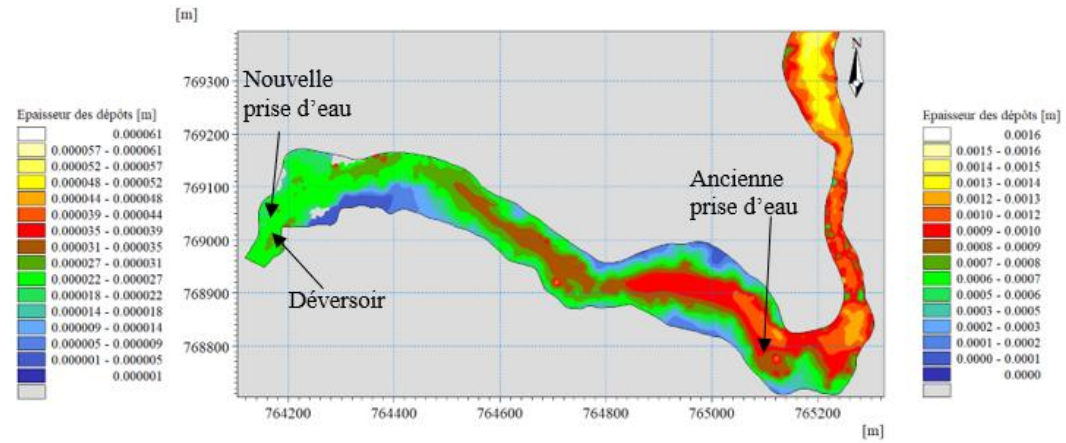
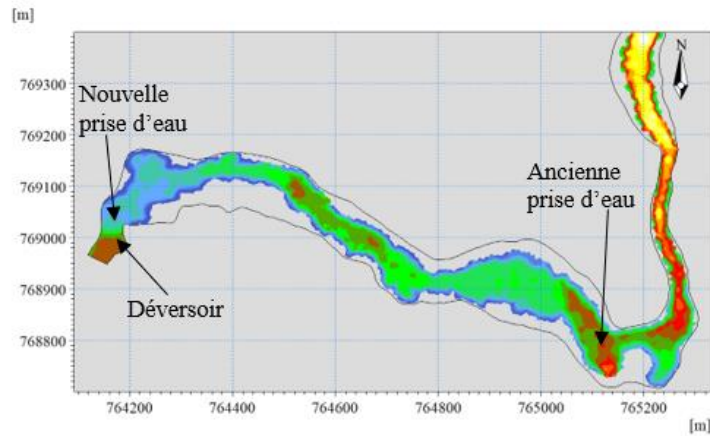


Figure 77 a : Epaisseur de dépôts dans la retenue (débit $Q = 0,98 \text{ m}^3/\text{s}$) Figure 77 b : Epaisseur de dépôts dans la retenue ($Q = 13,7 \text{ m}^3/\text{s}$)

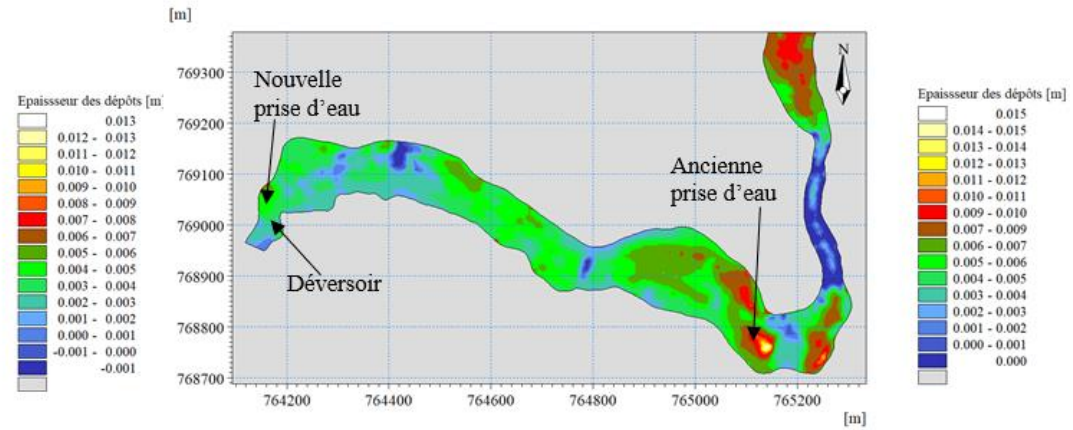
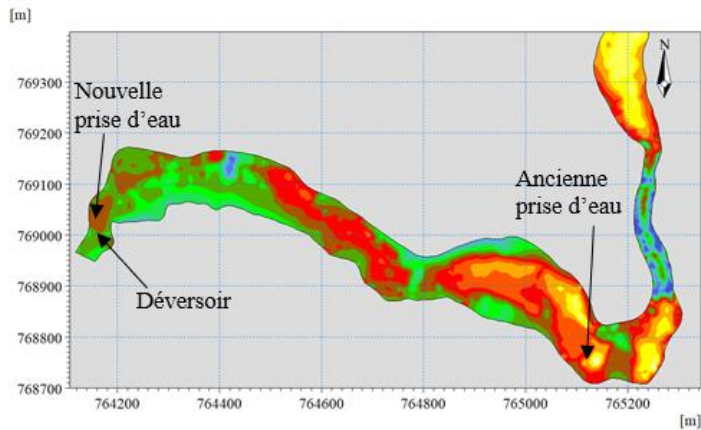


Figure 77 c : Epaisseur de dépôts des sédiments dans la retenue ($Q = 40 \text{ m}^3/\text{s}$) Figure 77 d : Epaisseur de dépôts dans la retenue ($Q = 55 \text{ m}^3/\text{s}$)

Figure 77 : Epaisseur de dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo pour des débits d'étiage et de crue

Partie III : Résultats et discussion

9.5. Modèle du transport des sédiments en régime transitoire

9.5.1. Sedimentation mensuelle et annuelle dans la retenue d'eau

La distribution des dépôts surfaciques dans la retenue d'eau montre que les épaisseurs des dépôts de sédiments varient d'un mois à un autre. Pendant les périodes de basse eau, les taux de dépôts et les épaisseurs de dépôts mensuels sont faibles par rapports aux périodes de crue.

Les épaisseurs des dépôts mensuels calculées par le modèle MIKE 21 MT montrent qu'elles sont comprises entre 0,145 et 0,527 mm/mois en période sèche. En période de crue, les épaisseurs des dépôts sont comprises entre 0,412 et 15,27 mm/mois. Les mois de septembre et d'octobre restent les mois où les épaisseurs des dépôts les plus importants sont observées.

Sur la base des calculs, les dépôts annuels sont estimés à 40,74 mm/an.

De même que les taux et les épaisseurs de dépôts, la capacité de piégeage de la retenue d'eau de la rivière Lobo est proportionnelle au débit fluvial et à la concentration des matières en suspension. Le pourcentage de piégeage de la retenue d'eau de la rivière Lobo en période de basses eaux est compris entre 79,72 % et 99,99 % et en hautes eaux il se situe entre 45,37 % et 83,45 % (Tableau XXIX). Une grande proportion des sédiments n'arrive pas à franchir le déversoir de la retenue d'eau pendant les périodes de basse eau, ce qui n'est pas le cas en période de crue.

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XXIX : Récapitulatif des taux et des épaisseurs de dépôts mensuels et annuels dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Q_L (m^3/s)	0,98	0,77	1,21	3,32	2,8	9,47	9,34	16,5	40	55	15,3	2,8
C (kg/m^3)	0,01140	0,01050	0,01800	0,01810	0,01510	0,01330	0,01200	0,01600	0,02500	0,03200	0,01300	0,01000
Q_{se} entrant (kg/s)	0,011172	0,008085	0,02178	0,060092	0,04228	0,125951	0,11208	0,264	1,00	1,76	0,1989	0,028
T ($kg/m^2/s$) : MIKE 21	3,96E-08	2,88E-08	7,70E-08	2,14E-07	1,46E-07	3,50E-07	3,19E-07	7,87E-07	2,17E-06	2,85E-06	6,32E-07	9,83E-08
Q_D (kg/s)	0,01108	0,00808	0,02156	0,05999	0,04080	0,09800	0,08935	0,22031	0,60857	0,79844	0,17695	0,02754
Q_{ss} sortant (kg/s)	0,00009	0,00001	0,00022	0,00010	0,00148	0,02795	0,02273	0,04369	0,39143	0,96156	0,02195	0,00046
Capacité de piégeage (η (%))	99,17	99,88	98,99	99,83	96,49	77,81	79,72	83,45	60,86	45,37	88,96	98,35
Durée de la simulation (MIKE 21) (s)	1252440	1252440	1252440	1252440	1252440	1252440	1252440	1252440	1252440	1252440	1252440	1252440
T_a ($kg/m^2/s$): MIKE 21	0,050	0,036	0,096	0,268	0,182	0,438	0,400	0,985	2,722	3,571	0,791	0,123
Mois (jour)	31	29	31	30	31	30	31	31	30	31	30	31
Mois (s)	2678400	2505600	2678400	2592000	2678400	2592000	2678400	2678400	2592000	2678400	2592000	2678400
T ($kg/m^2/mois$)	0,106	0,072	0,206	0,555	0,390	0,907	0,855	2,107	5,634	7,638	1,638	0,263
T ($kg/m^2/an$)	20,372											
Masse volumique (kg/m^3)	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500	500
Dépôts mensuels (mm)	0,212	0,145	0,412	1,111	0,781	1,814	1,709	4,215	11,267	15,275	3,276	0,527
Dépôt annuel (mm)	40,744											

Avec :

Q_L : débit liquide de la rivière Lobo ; Q_{se} : Débit solide entrant ; Q_D : débit solide déposé ; Q_{ss} : Débit solide sortant ; T_a : taux de dépôts ; (η (%) : capacité de piégeage

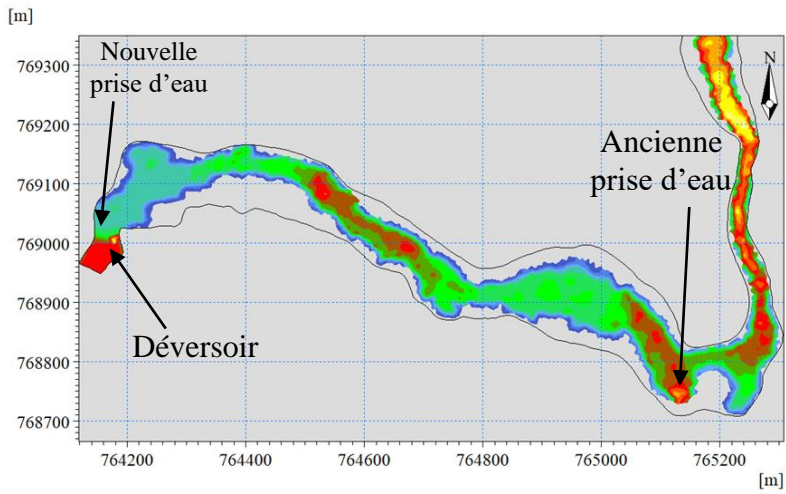
Partie III : Résultats et discussion

9.5.2. Sédimentation nette dans la retenue d'eau de rivière Lobo

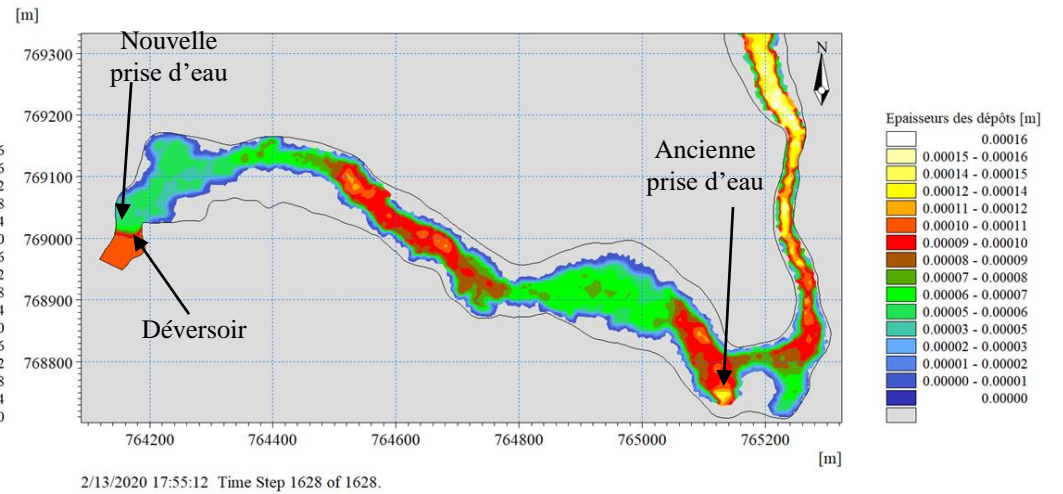
Les variations des épaisseurs des dépôts des sédiments simulées entre Janvier à Décembre 2020 (15 jours) montrent que les épaisseurs des dépôts varient d'un mois à un autre et de l'amont vers l'aval de la retenue d'eau de la rivière Lobo (Figure 78). En période de basses eaux et les premières crues (décembre à juin), on observe que la baisse de la concentration des matières en suspension est corrélée par une diminution des épaisseurs des dépôts dans la retenue. Pendant la période de basses eaux, les épaisseurs des dépôts sont les plus faibles et se situent entre 0,01 mm et 0,84 mm. Cependant, en période de crue (juillet, août, septembre, octobre et novembre), les simulations montrent également que ce sont les forts débits de Juillet, Août, Septembre, Octobre et Novembre qui remobilisent le maximum de sédiments dans la retenue. Les débits de crue induisent alors des dépôts dans la zone de l'ancienne prise d'eau et de la nouvelle prise d'eau, là où la décantation est favorisée par des courants plus faibles. Durant la période de crue, les épaisseurs des dépôts de sédiments sont comprises entre 1 mm et 15 mm.

En ce qui concerne la distribution spatiale, les dépôts des sédiments sont variables d'une zone à l'autre. On enregistre des taux de dépôts élevés à l'entrée du réservoir de la retenue d'eau, au niveau de la nouvelle prise d'eau et de l'ancienne prise d'eau où les vitesses sont relativement faibles.

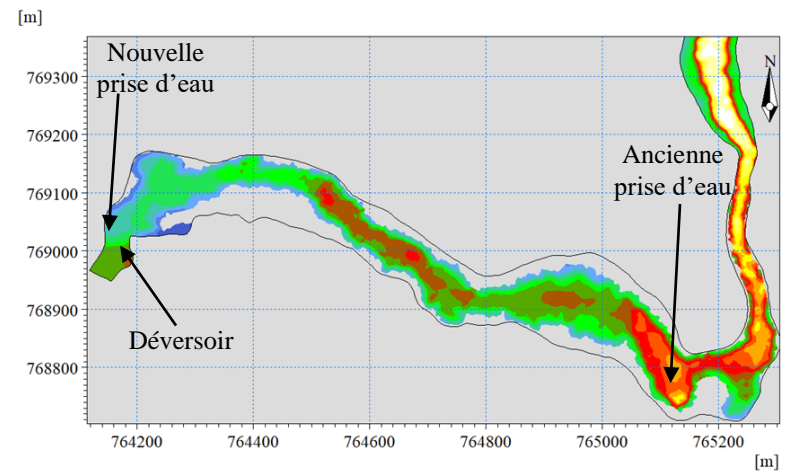
Partie III : Résultats et discussion



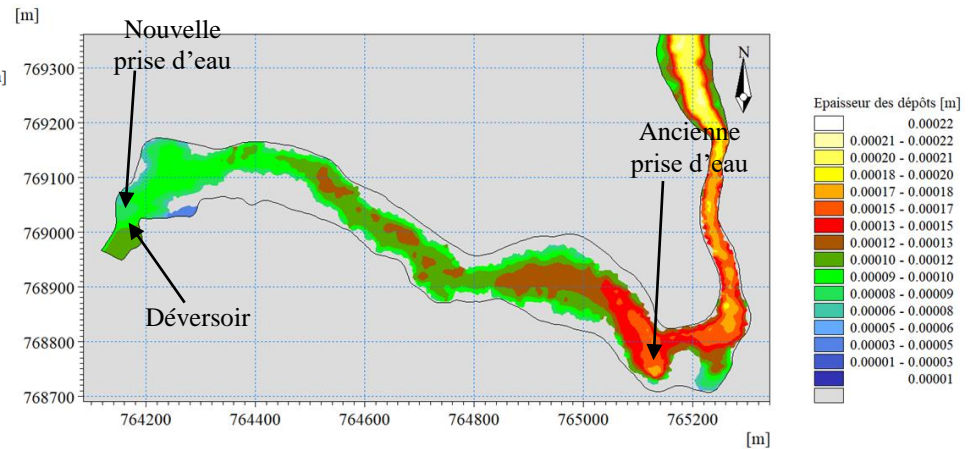
Janvier



Février

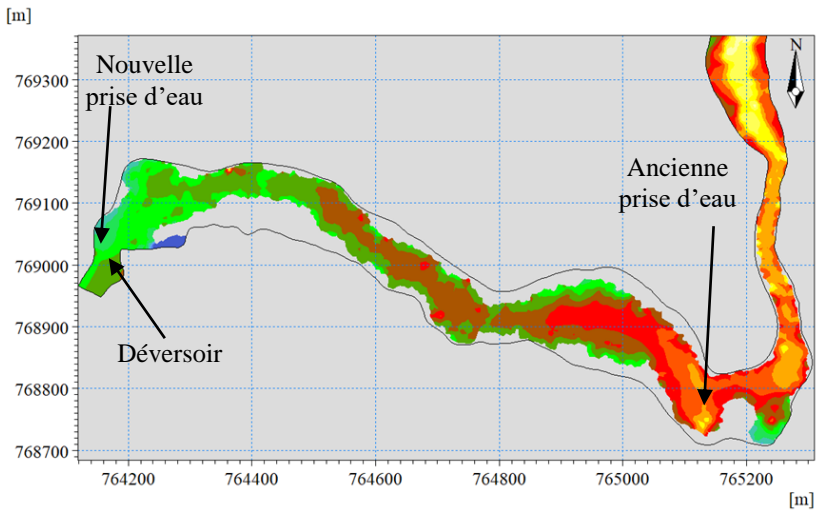


Mars

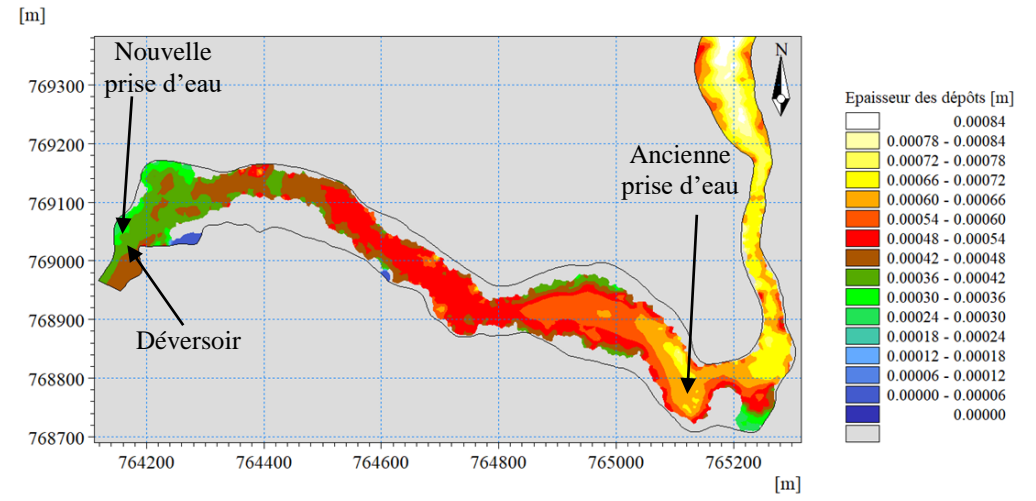


Avril

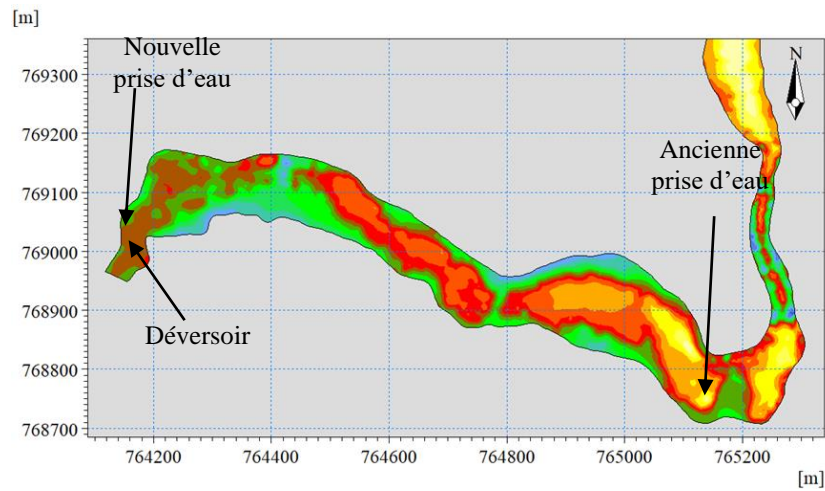
Partie III : Résultats et discussion



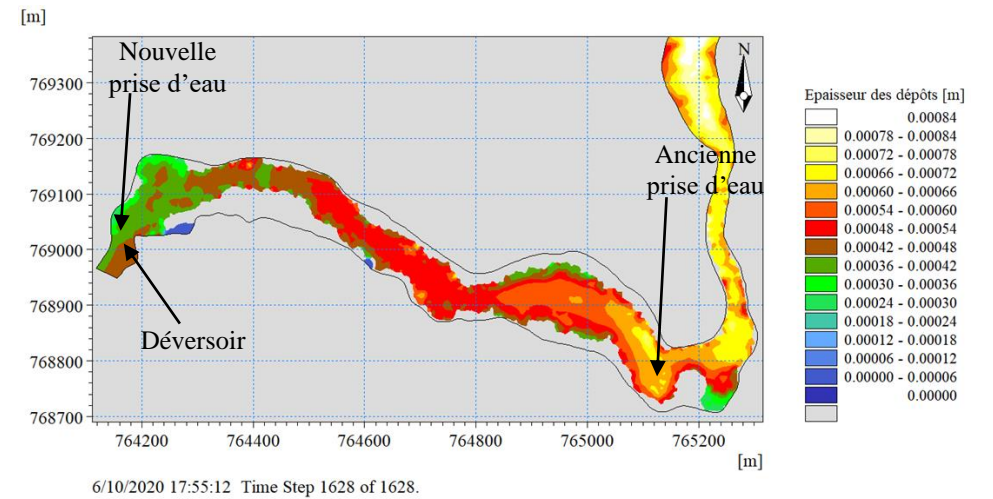
Mai



Juin



Juillet



Août

Partie III : Résultats et discussion

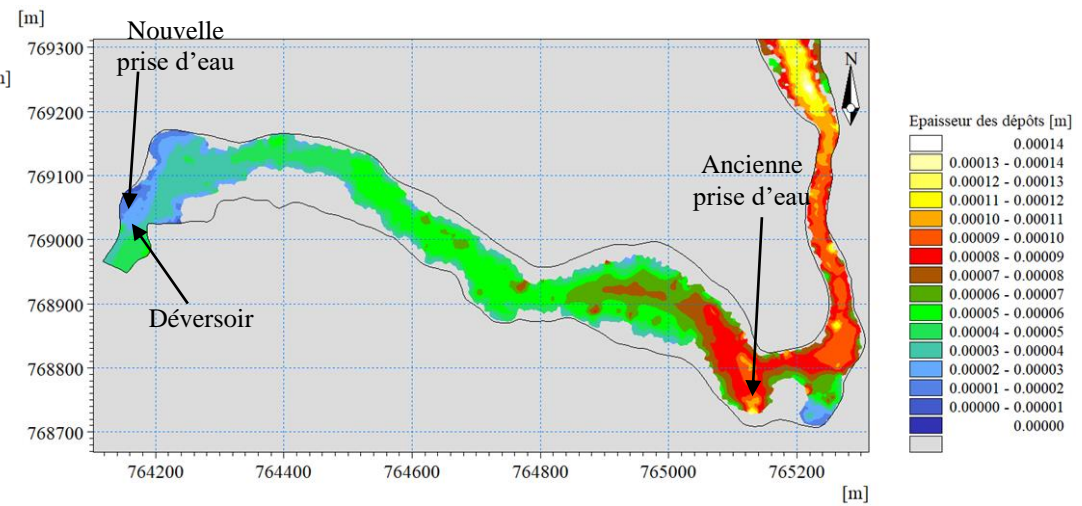
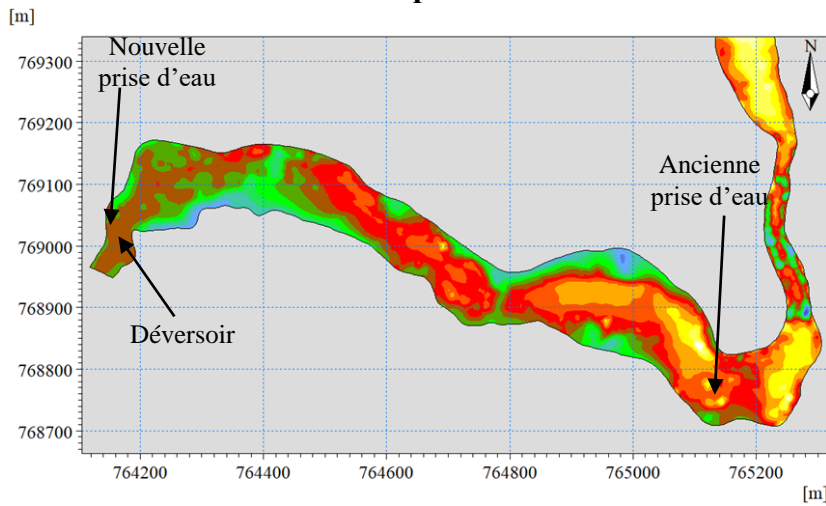
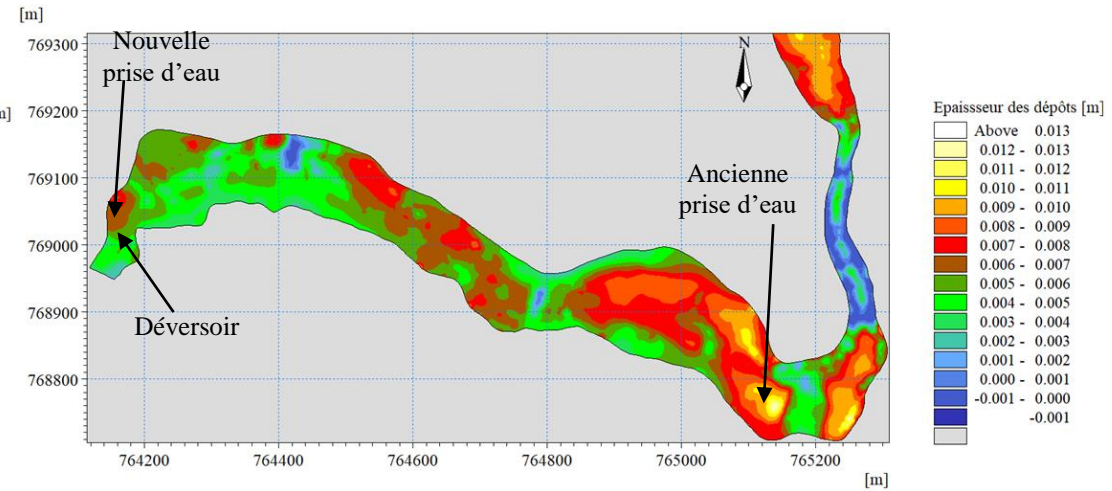
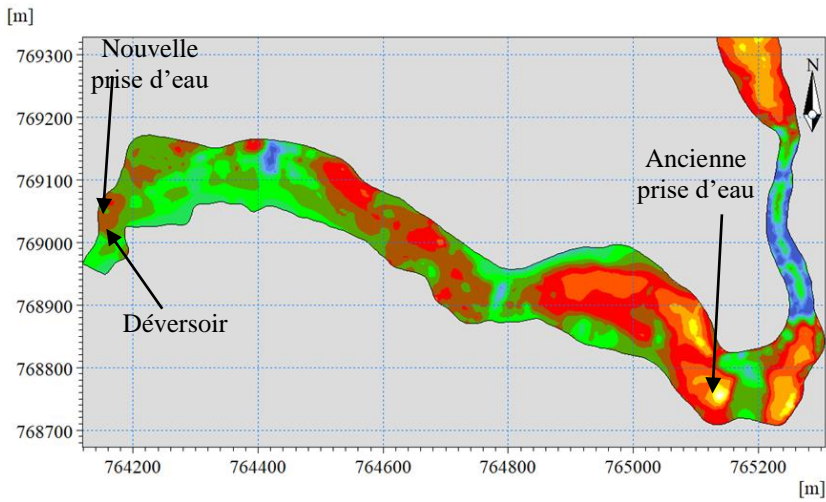


Figure 78 : Distribution mensuelle des dépôts de sédiments dans la retenue d'eau de la rivière Lobo

Partie III : Résultats et discussion

9.5.3. Relation de la capacité de piégeage par rapport au débit fluvial

L'évolution de la capacité de piégeage de la retenue d'eau par rapport aux débits fluviaux de la rivière Lobo en régime stationnaire et non stationnaire est présentée par la Figure 79. L'amorce des crues entraîne une remise en suspension des particules dans la colonne d'eau, ce qui entraîne une baisse de la capacité de piégeage de la retenue. Cependant, lorsqu'on passe à la décrue, une hausse de la capacité de piégeage de la retenue est observée (Figure 79 a). La capacité de piégeage de la retenue d'eau en régime stationnaire et non stationnaire évolue dans le même ordre de grandeur (Figure 79 b).

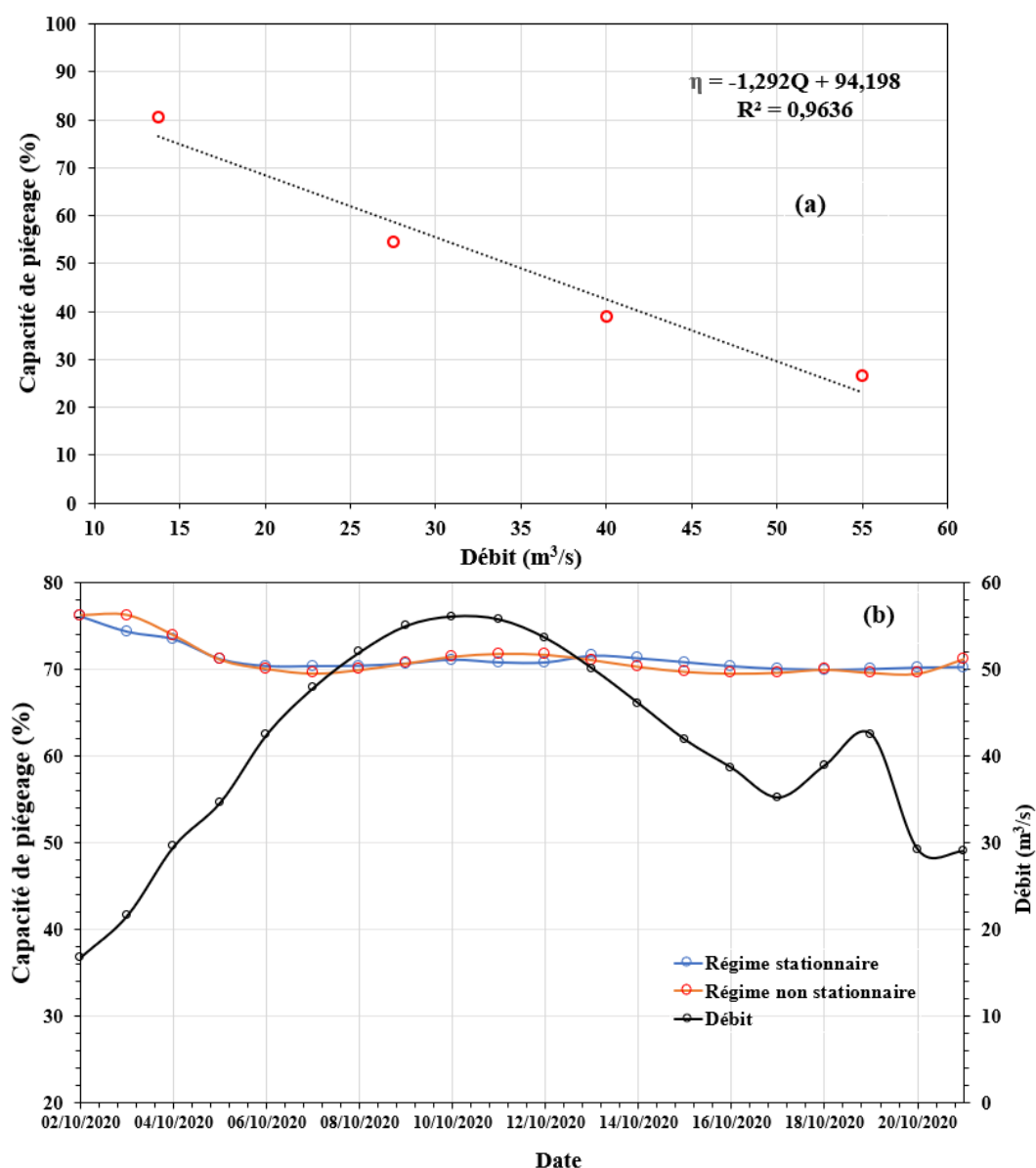


Figure 79 : Evolution de la capacité de piégeage de la retenue d'eau par rapport aux débits fluviaux de la rivière Lobo en régime stationnaire (a) et non stationnaire (b).

Partie III : Résultats et discussion

9.5.4. Sensibilité des paramètres du modèle de transport des sédiments

9.5.4.1. Effet de la variation de la vitesse de chute sur la sédimentation

Une variation de la vitesse de chute a une grande influence sur la sédimentation dans la retenue d'eau de la Lobo. En effet, une réduction de 30 % de la vitesse de chute moyenne des sédiments apportés par la rivière Lobo se traduit par une baisse des épaisseurs des dépôts de 0,73 mm par rapport à la valeur de référence (Tableau XXX). Cependant, une hausse de la vitesse de chute de 30 % entraîne une hausse des épaisseurs de dépôts de 0,44 mm dans le réservoir de la retenue d'eau par rapport à la valeur de référence. On constate que la vitesse de chute est un paramètre qui influence sur la quantité de dépôts dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.

Tableau XXX : Sensibilité du modèle à une variation de la vitesse de chute des matières en suspension

Paramètres	Référence	+30%	-30%
Coefficient de la vitesse de chute	0,0016	0,00208	0,00112
Epaisseur des dépôts moyens (mm)	2,45	2,89	1,88

9.5.4.2. Effet de la variation de la masse volumique sèche sur la sédimentation

La sensibilité du modèle à la masse volumique sèche dans la retenue d'eau a été vérifiée en faisant varier la masse volumique sèche de ± 30 % sur les épaisseurs des dépôts.

La diminution de 30 % de la masse volumique sèche entraîne une hausse des épaisseurs des dépôts de 1,02 mm en moyenne, soit 41,6 % des épaisseurs des dépôts dans la situation de référence. Une hausse de 30 % de la masse volumique sèche entraîne une baisse des épaisseurs des dépôts de 0,58 mm en moyenne, soit 23,6 % des épaisseurs des dépôts dans la situation de référence (Tableau XXXI). Une forte teneur en vase se traduit par une faible valeur de la masse volumique sèche et de la rugosité du milieu. Cependant, une forte teneur en sédiment grossier et une faible quantité de vase se traduisent par une forte quantité de masse volumique sèche, avec une forte rugosité dans le lit de la retenue. Les résultats montrent que les variations de la masse volumique sèche de la vase déposée a une influence significative sur la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XXXI : Sensibilité du modèle sur la variation de la masse volumique sèche de dépôt

Paramètres	Référence	+30%	-30%
Masse volumique sèche de dépôt (kg/m ³)	500	650	350
Epaisseur des dépôts moyens (mm)	2,45	1,87	3,47

9.5.4.3. Effet de la contrainte critique d'érosion sur la sédimentation

Le tableau XXXII permet de constater que les dépôts sont très peu sensibles à $\pm 30\%$ de la contrainte critique d'érosion. Une augmentation de la contrainte critique d'érosion de 30 % réduit les épaisseurs des dépôts de 0,01 mm en moyenne, soit 0,40 % des épaisseurs des dépôts dans la situation de référence. Une baisse également de 30 % de la contrainte critique d'érosion réduit les épaisseurs des dépôts de 0,02 mm en moyenne, soit 0,81 % des épaisseurs des dépôts dans la situation de référence.

Tableau XXXII : Tests de sensibilité de la variation de la contrainte critique d'érosion

Paramètres	Référence	+30%	-30%
Contrainte critique d'érosion (N/m ²)	2	2,6	1,4
Epaisseur des dépôts moyens (mm)	2,45	2,44	2,43

9.5.4.4. Effet de la contrainte critique de dépôt sur la sédimentation

La diminution de 30 % de la contrainte critique de dépôt induit un dépôt plus faible de 0,27 mm par rapport aux dépôts de référence. Cependant, une hausse de la contrainte critique des dépôts entraîne un dépôt important de 0,14 mm par rapport aux dépôts de référence (Tableau XXXIII). Les résultats montrent que la variation de la contrainte critique de dépôt a une influence significative sur la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XXXIII : Tests de sensibilité de la variation de la contrainte critique des dépôts

Paramètres	Référence	+30%	-30%
Contrainte critique de dépôts (N/m ²)	0,5	0,65	0,35
Épaisseur des dépôts moyens (mm)	2,45	2,59	2,18

9.6. Impact de la sédimentation sur le fonctionnement de la prise d'eau

Les épaisseurs des dépôts annuels dans le secteur de la prise d'eau sont autour de 68,24 mm/an. En référence à la carte bathymétrique qui indique une profondeur de 5 m aux voisinages de la prise d'eau, les deux conduites à l'exhaure sont situées à 3,2 m du fond de la retenue. On peut estimer le temps au bout duquel l'exhaure sera confrontée à des perturbations de prélèvement d'eau dans la retenue d'eau de la rivière Lobo à environ 47 ans (Figure 76).

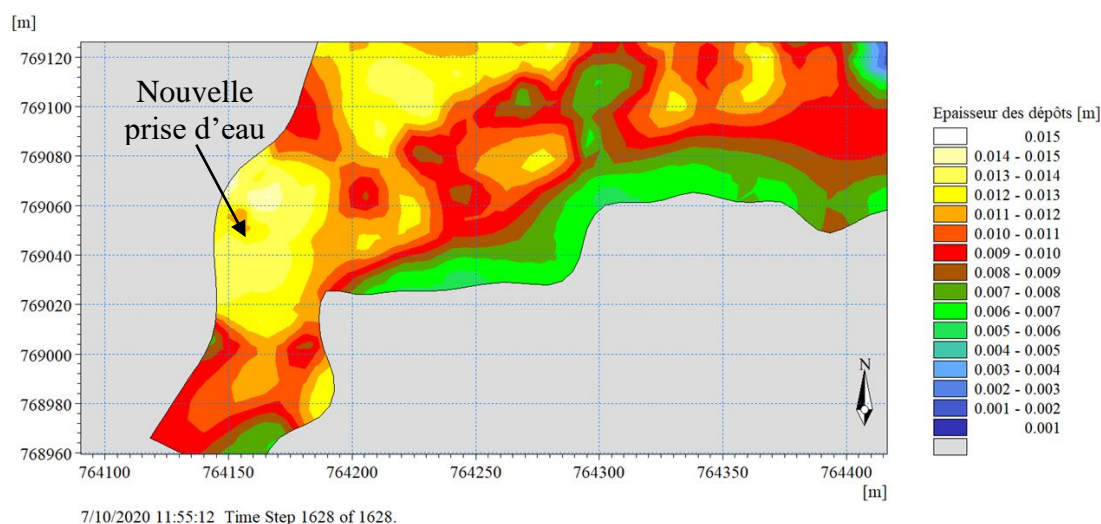


Figure 80 : Zone de dépôts dans le secteur de la prise d'eau

9.7. Analyse de la disponibilité de la ressource en eau de surface actuelle et future

9.7.1. Analyse des périodes hydrologiques de la rivières Lobo

Les résultats des variations saisonnières du débit moyen au cours des périodes de hautes eaux et de basses eaux de la rivière Lobo à Sikaboutou-Andjoukrou sur la période 2019-2020 sont consignés dans le tableau XXXIV. Aussi, est-il important de considérer deux périodes (basses eaux et hautes eaux) au cours de l'année hydrologique en se basant sur les valeurs du coefficient mensuel de débit

Partie III : Résultats et discussion

(CMD). Les périodes de hautes eaux sont observées d’Août à Novembre. Cependant, les périodes de basses eaux sont observées de Décembre à Juillet sur la rivière Lobo.

Tableau XXXIV : Périodes de basses eaux (BE) et de hautes eaux (HE) de la rivière Lobo à Andjoukrou-Sikaboutou

Mois	Jan	Fev	Mar	Avr	Mai	Juin	Jul	Août	Sept	Oct	Nov	Dec
Débits bruts (2019-2020)	0,98	0,77	1,21	3,32	2,8	9,47	9,34	16,5	40	55	15,3	2,8
CMD	0,07	0,06	0,09	0,25	0,21	0,72	0,71	1,26	3,05	4,19	1,17	0,21
Période	BE						HE				BE	

9.7.2. Rapport besoin et disponibilité en eau de surface

L’analyse du rapport des besoins et de la disponibilité en eau de surface de la rivière Lobo montre que, sur la base des débits moyens saisonniers (hautes et basses eaux), les besoins hydriques envisagés par la SODECI qui sont de l’ordre de 16200 m³/j soit 675 m³/h sont satisfaits quel que soit le mois de l’année hydrologique (Tableau XXXV). Avec la présence du seuil de la retenue, le volume d’eau mobilisable actuellement est estimé à 396 000 m³. L’analyse du rapport des disponibilités aux besoins en eau montre que la ressource peut être utilisée pendant 24 jours en considérant qu’il n’y a pas d’apports extérieurs. Le temps de remplissage actuel du réservoir de la retenue en période de basses eaux est compris entre 1 jour et 12 jours. En période de hautes eaux le temps de remplissage est compris entre 4 h et 14 h (moins d’un jour). Les résultats obtenus à partir des apports montrent que la ressource peut satisfaire les besoins actuels de la population quelles que soient les saisons hydrologiques. En 2030 et 2050, avec les phénomènes de sédimentation dans le réservoir de la retenue, on aura une baisse du volume d’eau mobilisation dans la retenue. Le volume de la retenue est estimé à 311245,7 m³ en 2030 et de 213737,7 m³ en 2050. Malgré cette baisse du volume d’eau mobilisable dans la retenue d’eau de la rivière Lobo, les besoins hydriques envisagés qui sont de l’ordre de 23946,94 m³/j à l’horizon 2030 (Tableau XXXVI) et de 39239,86 m³/j à 2050 (Tableau XXXVII) seront toujours satisfaits. Quel que soit le scénario climatique, le temps de remplissage de la retenue d’eau de la rivière Lobo est inférieur à la quantité d’eau disponible pour chaque mois.

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XXXV : Besoins et disponibilités en eau actuel de surface à la prise d'eau de la SODECI

Mois	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Débits bruts (2019-2020)	0,98	0,77	1,21	3,32	2,8	9,47	9,34	16,5	40	55	15,3	2,8
Débits réservés	0,098	0,077	0,121	0,332	0,28	0,947	0,934	1,65	4	5,5	1,53	0,28
Débits prélevables (m³/s)	0,882	0,693	1,089	2,988	2,52	8,523	8,406	14,85	36	49,5	13,77	2,52
Débits prélevables (m³/j)	76204,8	59875,2	94089,6	258163,2	217728	736387,2	726278,4	1283040	3110400	4276800	1189728	217728
Débit prélevé actuel (SODECI) (m³/j)	16200	16200	16200	16200	16200	16200	16200	16200	16200	16200	16200	16200
Volume de la retenue (m³)	396000	396000	396000	396000	396000	396000	396000	396000	396000	396000	396000	396000
Temps de remplissage (Jrs)	5,20	6,61	4,21	1,53	1,82	0,54	0,55	0,31	0,13	0,09	0,33	1,82
Temps de remplissage (h)	124,72	158,73	101,01	36,81	43,65	12,91	13,09	7,41	3,06	2,22	7,99	43,65
Volume retenue/Débit prélevé (Jrs) Actuel	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4	24,4
Besoin liquide	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait

Disponibilité = Volume de la retenue ; Besoins = Débit prélevé par la SODECI

Partie III : Résultats et discussion

Tableau XXXVI : Besoins et disponibilités en eau à l’horizon 2030 (RCP 4.5-8.5) à la prise d’eau de la SODECI

Mois	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Débit RCP 4.5 (2030)	1,3	0,8	1,3	2,89	4,8	6,8	8,6	12	32,7	37,5	14,9	4,9
Débit réservé	0,13	0,08	0,13	0,289	0,48	0,68	0,86	1,2	3,27	3,75	1,49	0,49
Débit prélevable (m³/s)	1,17	0,72	1,17	2,601	4,32	6,12	7,74	10,8	29,43	33,75	13,41	4,41
Débit prélevable (m³/j)	101088	62208	101088	224726,4	373248	528768	668736	933120	2542752	2916000	1158624	381024
Débit prélevé en 2030 (SODECI) (m³/j)	23946.947	23946.9	23946.95	23946.95	23946.95	23946.9	23947	23946.9	23946.9	23946.9	23946.947	23946.9
Volume retenue (2030) (m³)	311245,7	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246
Temps de remplissage (Jrs)	3,08	5,00	3,08	1,38	0,83	0,59	0,47	0,33	0,12	0,11	0,27	0,82
Besoin/disponibilité (Jrs)	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
Besoin liquide (RCP 4.5) (2030)	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait
Débit RCP 8.5 (2030)	1,6	0,89	1,8	2,98	5,1	7,31	9,8	13,4	36,8	39	14,5	5,6
Débit réservé	0,16	0,089	0,18	0,298	0,51	0,731	0,98	1,34	3,68	3,9	1,45	0,56
Débit prélevable (m³/s)	1,44	0,801	1,62	2,682	4,59	6,579	8,82	12,06	33,12	35,1	13,05	5,04
Débit prélevable (m³/j)	124416	69206,4	139968	231724,8	396576	568426	762048	1041984	2861568	3032640	1127520	435456
Débit prélevé en 2030 (SODECI) (m³/j)	23946.947	23946.9	23946.95	23946.95	23946.95	23946.9	23947	23946.9	23946.9	23946.9	23946.947	23946.9
Volume retenue (2030) (m³)	311245,7	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246	311246
Temps de remplissage (Jrs)	2,50	4,50	2,22	1,34	0,78	0,55	0,41	0,30	0,11	0,10	0,28	0,71
Volume retenue/Débit prélevé (Jrs)	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13	13
Besoin liquide (RCP 8.5) (2030)	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait

Disponibilité = Volume de la retenue ; Besoins = Débit prélevé par la SODECI

Tableau XXXVII : Besoins et disponibilités en eau à l’horizon 2050 (RCP 4.5-8.5) à la prise d’eau de la SODECI

Partie III : Résultats et discussion

Mois	Janvier	Février	Mars	Avril	Mai	Juin	Juillet	Août	Septembre	Octobre	Novembre	Décembre
Débit RCP 4.5 (2050)	1,8	3,1	2,8	3,5	5,3	7,6	6,2	10,4	38,2	42,1	9,24	3,01
Débit réservé	0,18	0,31	0,28	0,35	0,53	0,76	0,62	1,04	3,82	4,21	0,924	0,301
Débit prélevable (m³/s)	1,62	2,79	2,52	3,15	4,77	6,84	5,58	9,36	34,38	37,89	8,316	2,709
Débit prélevable (m³/j)	139968	241056	217728	272160	412128	590976	482112	808704	2970432	3273696	718502,4	234057,6
Débit prélevé en 2050 (SODECI) (m³/j)	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86
Volume retenue (2050) (m³)	213737,1	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737
Temps de remplissage (Jrs)	1,53	0,89	0,98	0,79	0,52	0,36	0,44	0,26	0,07	0,07	0,30	0,91
Besoin/disponibilité (Jrs)	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4
Besoin liquide (RCP 4.5) (2050)	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait
Débit RCP 8.5 (2050)	0,83	2,98	2,4	1,50	6,80	3,10	9,03	11,40	38,14	46,50	11,40	4,65
Débit réservé	0,083	0,083	0,083	0,083	0,083	0,083	0,083	0,083	0,083	0,083	0,083	0,083
Débit prélevable (m³/s)	0,74	2,682	0,306	1,35	6,12	2,79	8,127	10,26	34,326	41,85	10,26	4,185
Débit prélevable (m³/j)	64540,8	231724,8	26438,4	116640	528768	241056	702172,8	886464	2965766,4	3615840	886464	361584
Débit prélevé en 2050 (SODECI) (m³/j)	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86	39239,86
Volume retenue (2050) (m³)	213737,1	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737	213737
Temps de remplissage (Jrs)	3,3	0,92	1,15	1,83	0,40	0,89	0,30	0,24	0,07	0,06	0,24	0,59
Volume retenue/Débit prélevé (Jrs)	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4	5,4
Besoin liquide (RCP 8.5) (2050)	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait	Besoin satisfait

Disponibilité = Volume de la retenue ; Besoins = Débit prélevé par la SODECI

Partie III : Résultats et discussion

Discussion

Les vitesses des courants simulées dans la retenue d'eau de la Lobo, à l'aide du logiciel MIKE 21 FM, sont comprises entre 0,051 et 0,72 m/s. Les courants diminuent d'amont en aval du réservoir. Ce résultat est en étroite corrélation avec les travaux de Giovanni (1994) ; Kouassi *et al.* (2013) ; Teal *et al.* (2015) ; Guertault *et al.* (2018) ; Tang *et al.* (2021) qui rapportent que lorsqu'une rivière rentre dans une retenue d'eau ses vitesses diminuent considérablement. Cependant, à proximité de la prise d'eau et après le déversoir, on observe que la vitesse des courants est plus élevée que dans le large. Cette augmentation des vitesses de courant au niveau de la nouvelle prise d'eau est due aux pompages réalisés par la société de distribution d'eau de Côte d'Ivoire (SODECI) pour l'approvisionnement en eau potable de la commune de Daloa. Après le seuil, les courants sont de l'ordre 0,28 m/s. Ce phénomène pourrait s'expliquer par la charge hydraulique qui permet à l'eau de créer un ressaut hydraulique en aval du déversoir. La distribution spatiale de la sédimentation dans la retenue d'eau, simulée à travers le modèle de transport MIKE 21 MT, montre que les dépôts varient spatialement et temporairement. Pendant la période de basses eaux, les dépôts sont plus importants que pendant la période de hautes eaux. Cependant, le pourcentage de sédiments piégés pendant période de hautes eaux (entre 45,37 % et 83,45 %) reste relativement faible que pendant la saison sèche (entre 79,72 % et 99,88 %). Cette situation peut s'expliquer par le fait que pendant la période de hautes eaux, une bonne proportion des sédiments passe au-dessus du déversoir avec des apports solides très importants. Pour soutenir l'ampleur de la sédimentation dans les barrages dans le monde, Ren *et al.* (2021) ; Schmidt (2022) estime en moyenne que 25 à 30 % des flux naturels de sédiments sont piégés dans des réservoirs.

En ce qui concerne la distribution spatiale, des taux élevés de dépôts sont observés à l'entrée de la retenue où les vitesses sont généralement réduites lorsque la rivière entre dans la retenue. On observe également un taux de dépôts élevés au niveau de l'ancienne prise d'eau. Ce secteur de la retenue constitue une zone de piégeage important de sédiments. L'ancienne prise d'eau était située dans une zone de concavité (méandre de la rivière Lobo). Les pertes de charges dues à la présence du méandre engendrent une baisse des vitesses de courant ; ce qui favoriserait la chute des sédiments (Petit, 1975 ; Tiron Dutu *et al.*, 2019 ; Yousefi *et al.*, 2021). Cette sédimentation importante dans la zone de l'ancienne prise d'eau a amené les gestionnaires de la retenue à déplacer la prise d'eau vers le déversoir après le dragage de la retenue en 2011. Le dépôt annuel a été calculé avec les dépôts mensuels. La quantité de dépôts dans la retenue est de 20,37 kg/m²/an ou en termes d'épaisseur est de 40,74 mm/an. Les résultats du taux annuel de sédimentation (40,7 mm/an)

Partie III : Résultats et discussion

obtenus dans le cadre de cette étude évoluent dans le même ordre de grandeur que les résultats des travaux de Kouassi (2007) (20 à 60 mm/an) sur le lac du barrage de Taabo au sud de la Côte d'Ivoire. En effet, Kouassi (2007) a utilisé le logiciel Mike 21 FM/MT pour évaluer la sédimentation et déterminer les zones préférentielles de dépôts dans le lac du barrage de Taabo. La bonne synchronisation entre le modèle de transport en régime stationnaire et non stationnaire s'explique par une dynamique très lente des débits de la rivière Lobo. On peut supposer que l'hypothèse de la dynamique très lente de la rivière Lobo est vérifiée. Une modélisation en régime permanent pourrait fournir des résultats intéressants. Deux méthodes ont été utilisées pour évaluer les dépôts mensuels et annuels dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Les dépôts mensuels et annuels estimés par le logiciel MIKE 21 (40,7 mm/an) et les dépôts estimés selon l'hypothèse d'une distribution variable de la vitesse de chute selon la loi de distribution Gamma (54,5 mm/an ; 45,9 mm/an et 45,07 mm/an) évoluent dans le même ordre de grandeur. Cependant, les résultats de l'hypothèse d'une vitesse de chute constante (73,11 mm/an ; 66,04 mm/an et 62,69 mm/an) donnent des résultats supérieurs à celle de MIKE 21 et de la loi Gamma. Cette différence pourrait s'expliquer par le choix de la loi de Burt (1986) pour l'estimation de la vitesse de chute dans la colonne d'eau. En effet, cette méthode (Loi de Burt (1986)) a permis d'estimer la vitesse de chute des matières en suspension en fonction du coefficient (k) de la vitesse de chute et du paramètre gamma (γ) qui est assimilable au paramètre de forme " r " de la loi Gamma étudié dans cette étude. Elle permet de considérer que toutes les particules tombent à une vitesse de chute variable en fonction de leur concentration. Ce qui est pareil avec la loi Gamma.

Conclusion partielle

Pour combler l'insuffisance de la méthode de la théorie des bassins de décantation qui ne permet pas de visualiser les zones préférentielles de dépôt des sédiments et la distribution spatiale de la courantologie et des dépôts dans la retenue, une modélisation numérique en deux dimensions (2D) a été réalisée à l'aide du logiciel MIKE 21 FM/MT. Selon le modèle de transport des sédiments, la retenue d'eau de la rivière Lobo subit un envasement annuel de 40,74 mm/an. Les secteurs de l'ancienne et de la nouvelle prise d'eau restent les zones où on observe les dépôts les plus importants. Avec des apports solides plus importants durant les périodes de hautes eaux, on observe une faible capacité de piégeage des sédiments par la retenue d'eau (entre 45,37 % et 83,45 %), ce qui n'est pas le cas pendant la saison sèche (entre 79,72 % et 99,88 %). Les résultats de l'influence du pompage sur la dynamique des niveaux d'eau dans la retenue de la rivière Lobo ont montré que

Partie III : Résultats et discussion

les niveaux d'eau ne sont pas significativement modifiés par le pompage (moins de 1,3 mm). Le pompage a donc peu d'impact sur l'hydrodynamique de la rivière Lobo car les débits pompés sont largement inférieurs au débit entrant. Aussi, l'impact du pompage sur la sédimentation dans la retenue d'eau a-t-il été étudié. Les résultats montrent que le pompage a un impact visible sur la circulation des MES dans la retenue d'eau et le dépôt des sédiments au fond, cependant cet impact est de faible amplitude (0,24 mm sur les dépôts). Deux méthodes ont été utilisées pour évaluer les dépôts mensuels et annuels dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Les dépôts estimés par le logiciel MIKE 21 (40,7 mm/an) et les dépôts estimés selon l'hypothèse de la loi de distribution Gamma (54,5 mm/an ; 45,9 mm/an et 45,07 mm/an) évoluent dans le même ordre de grandeur. L'analyse des besoins et de la disponibilité en eau de la retenue de la rivière Lobo montre que, sur la base des débits moyens mensuels, les besoins hydriques envisagés seront satisfaits à l'horizon 2030 et 2050.

**CONCLUSION GENERALE,
RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES**

Conclusion générale, recommandations, perspectives

Ce travail avait pour objectif d'évaluer la réponse hydrologique du bassin versant et de la retenue d'eau de la rivière Lobo à Nibéhibé face aux changements climatiques et à la dynamique de l'occupation du sol. Pour y parvenir quatre (4) objectifs spécifiques ont été fixés. Le premier a consisté à caractériser les changements climatiques et analyser les tendances évolutives des variables climatiques sur le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Le deuxième visait à simuler les changements d'occupation du sol selon différents scénarii et les tendances évolutives de la dynamique d'occupation du sol.

Le troisième a consisté à évaluer l'impact des changements climatiques et de la dynamique de l'occupation du sol sur la réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo.

Quant au quatrième objectif, il a été question de simuler du fonctionnement hydrodynamique et hydro-sédimentaire de la retenue d'eau utilisée par la SODECI pour l'approvisionnement en eau potable de la ville de Daloa.

Concernant la variabilité climatique, les indices normalisés de précipitation et d'évapotranspiration (SPEI) et l'indice de débit de sécheresse (SDI) ont permis de caractériser la sécheresse météorologique et hydrologique sur le bassin versant de la rivière Lobo. Les résultats de cette étude ont montré que les sécheresses météorologiques sont plus fréquentes que les sécheresses hydrologiques dans le bassin versant de la rivière Lobo. Cependant, la sécheresse hydrologique a été plus longue et plus intense que la sécheresse météorologique. Par ailleurs, une reprise des précipitations et du ruissellement a été observée entre 2007 et 2016 dans le bassin de la rivière Lobo à Nibéhibé.

Les projections climatiques réalisées par les modèles RCA4, RACMO22T et CCLM4-8-17, sous les nouveaux scénarios climatiques RCP4.5 et 8.5 ont montré une hausse générale de la température moyenne annuelle sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé à l'horizon 2030 et 2050. Cependant, au niveau des précipitations, tous les modèles climatiques ne sont pas unanimes sur une baisse ou une hausse de la pluviométrie sur le bassin versant de la rivière Lobo.

A travers le traitement des images Landsat TM, ETM+ et OLI 8 des changements temporels et spatiaux de l'occupation des sols sur la période 1986, 2002 et 2019 a permis d'analyser la dynamique de l'occupation du sol du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. Les résultats ont montré une expansion des surfaces des zones de culture et jachère, des habitats et sols nus et des forêts dégradées sur le bassin versant, tandis que les zones forestières sont en forte régression. Cette dynamique est la conséquence de l'augmentation de la pression anthropique.

Conclusion générale, recommandations, perspectives

La modélisation prospective a été utilisée dans le cadre de cette étude pour simuler la dynamique de l'occupation du sol du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé à l'aide du modèle Land Change Modeler (LCM) aux horizons 2030 et 2050. Les résultats obtenus sur la phase de calage des sous-modèles de transition ont permis de valider la carte prédictive par rapport à la carte de référence de 2019. Sur la base des variables explicatives telles que le modèle numérique d'altitude (MNA), la pente, la pédologie, la distance aux routes, la distance aux cours d'eau, la distance aux localités, le modèle LCM montre des taux de précision des différentes transitions potentielles inférieurs à 80 %. Le taux de précision du bassin du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé est compris entre 54,6 à 70,36 %. Tous les taux de précision des différentes transitions potentielles sont supérieurs à 50 %. Ils sont donc acceptables. Le calcul du taux d'évolution entre 2019 et les cartes simulées à l'horizon 2030 et 2050 ont permis de constater que les mosaïques de cultures et jachères, restent la catégorie d'occupation la plus importante (4687,06 km² en 2030 et 4759 km² en 2050). La classe habitat et sol nu (17 % en 2019 ; 20 % en 2030 et 22 % en 2050) et les cultures et jachères (43 % en 2019 ; 67,7 % en 2030 et 68,74 % en 2050) sont les classes qui connaîtront le taux d'évolution le plus important. Cependant, les zones forestières connaîtront le taux de régression le plus important, respectivement de 10 % en 2019 ; de 6,32 % à l'horizon 2030 et de 4,01 % à l'horizon 2050. Globalement les formations naturelles régresseront au profit des formations anthropiques

La réponse hydrologique du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé face aux changements climatiques et aux changements d'occupation du sol a été simulée par le modèle CEQUEAU après calibration et validation. La prise en compte de l'impact du changement climatique et de la dynamique de l'occupation du sol a montré qu'une diminution des surfaces forestières augmente les apports d'eau dans la retenue en période de crue, ce qui n'est pas toujours le cas durant les périodes d'étiage.

Une modélisation mathématique de la sédimentation de la retenue d'eau de la rivière Lobo à l'aide de la théorie des bassins de décantation a été développée dans le cadre de cette thèse sur la base de deux grandes hypothèses :

- Hypothèse 1 : Vitesse de chute constante ;
- Hypothèse 2 : Vitesse de chute distribuée selon la loi Gamma,

Cette méthode a permis d'estimer les vitesses de chute et les épaisseurs de dépôts moyens en fonction de la capacité de la retenue d'eau à piéger les sédiments.

Conclusion générale, recommandations, perspectives

Les résultats ont montré que lorsque la solution analytique de Teeter (1986) se trouve entre les deux cas limites des modèles proposés alors, on observe une validité de la solution de Teeter (1986). Dans le cas contraire, elle sort de son domaine de validité pour des nombres de Péclet supérieurs à 4 ($Pe > 4$). Le pourcentage de sédiments piégés et le taux de dépôts de la retenue sont fonction des apports liquides et solides de la rivière Lobo. Les apports solides sont plus importants pendant la saison des pluies (0,42-33,67 mm/mois) que pendant la saison sèche (0,14-72 mm/mois) dans le cas d'une vitesse de chute constante. Dans le cas d'une vitesse de chute distribuée selon la Loi Gamma les dépôts en saison pluvieuse sont comprises entre 0,49-23,33 mm/mois et en saison sèche de 0,19 à 0,63 mm/mois.

Sur la base des calculs des modèles mathématiques, le dépôt annuel des sédiments dans la retenue d'eau est de 67,28 mm/an, dans le cas d'une vitesse de chute constante de toutes les particules dans la colonne d'eau. En outre, les épaisseurs de dépôts sont de 48,52 mm/an dans cas de la vitesse de chute distribuée selon la loi Gamma.

Cette méthode, bien qu'elle ait fourni des résultats intéressants ne permet pas de visualiser les zones préférentielles de dépôt des sédiments et la distribution spatiale de la courantologie et des dépôts dans la retenue d'eau. Pour combler l'insuffisance de cette méthode, une modélisation numérique a été réalisée en deux dimensions (2D) à l'aide du logiciel MIKE 21. Le bon accord entre les niveaux d'eau observés et simulés par le modèle hydraulique a montré une bonne fiabilité du calage du modèle d'écoulement et a permis de mettre en place le modèle de transport des sédiments. Selon le modèle de transport des sédiments, des taux de dépôts élevés ont été enregistrés à l'entrée de la retenue, au niveau de la nouvelle prise d'eau et de l'ancienne prise d'eau où les vitesses sont relativement faibles. L'ancienne prise d'eau reste la zone où le taux de dépôts est le plus important, ce qui pourrait justifier le déplacement de la prise d'eau en 2011 vers le déversoir après les travaux de dragage de la retenue.

Le taux de dépôts annuels des sédiments dans la retenue d'eau estimé à l'aide du logiciel MIKE 21 FM/MT est 40,74 mm/an.

Les résultats de l'influence du pompage sur la dynamique des niveaux d'eau dans la retenue de la rivière Lobo ont montré que les niveaux d'eau ne sont pas significativement modifiés par le pompage (moins de 1,3 mm). Le pompage a donc peu d'impact sur l'hydrodynamique de la rivière Lobo. On remarque également que l'influence du pompage sur les dépôts de sédiments dans la retenue est peu perceptible.

Conclusion générale, recommandations, perspectives

Deux méthodes ont été utilisées pour estimer les dépôts mensuels et annuels dans la retenue d'eau de la rivière Lobo. Il s'agissait de la méthode de la théorie des bassins de décantation et celle du logiciel MIKE 21. Les résultats des dépôts annuels obtenus avec le logiciel MIKE 21 (40,74 mm/an) évoluent dans le même ordre de grandeur que la méthode de la théorie des bassins de décantation sous l'hypothèse d'une vitesse de chute des matières en suspension distribuée selon la loi Gamma (48,52 mm/an). Ce qui n'est pas toujours vérifié sous l'hypothèse d'une vitesse de chute constante des matières en suspension.

Une analyse des besoins et de la disponibilité des ressources en eau de la rivière Lobo a montré que, sur la base des débits moyens mensuels, les besoins hydriques actuels (16200 m³/j soit 675 m³/h) et futurs (23946,94 m³/j à l'horizon 2030 ; 39239,86 m³/j à l'horizon 2050) pour la consommation de la commune de Daloa seront satisfaits quel que soit le mois de l'année hydrologique.

Recommandations

A l'endroit de la SODECI

- mener des activités de nettoyage régulier des végétaux aquatiques sur la retenue d'eau ;
- collecter des données de hauteur d'eau pour un bon suivi de la dynamique de la rivière Lobo à la retenue ;
- réaliser les chasses hydrauliques pendant les périodes de crues maximales (septembre et octobre) ;
- mettre en place un périmètre de protection de la retenue d'eau

A l'endroit des autorités compétentes

- intensifier le réseau d'observation des paramètres climatiques sur le bassin versant de la rivière Lobo afin de disposer des données pour réaliser ou actualiser des modèles hydrologiques ;
- prendre des dispositions idoines pour déplacer l'Hippopotame qui constitue un véritable danger pour la gestion des ouvrages hydrauliques au niveau de l'exhaure et aussi de la communauté villageoise de Château.

Perspectives

Cette étude a permis de comprendre le fonctionnement hydrologique, hydrodynamique et hydro-sédimentaire du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé et de la retenue d'eau utilisée comme

Conclusion générale, recommandations, perspectives

principale source d'alimentation en eau potable de ville de Daloa. La poursuite des recherches s'avère essentielle pour approfondir les connaissances sur le fonctionnement hydro-sédimentaire de la retenue face aux contraintes climatiques et anthropiques. C'est pourquoi nous proposons dans les futurs travaux :

- Simulation de la dynamique de l'occupation du sol sous l'hypothèse d'une reforestation du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé ;
- l'actualisation des levés bathymétriques sur toute l'étendue de la retenue afin d'estimer avec plus précision sa capacité et le taux de sédimentation ;
- l'amélioration de la méthode de la théorie des bassins de décantation pour visualiser les zones préférentielles de dépôt des sédiments et la distribution spatiale de la courantologie ;
- la réalisation d'un modèle à trois dimensions (3D) afin d'apprécier la distribution verticale des matières en suspension et le fonctionnement de la vanne du déversoir de la retenue ;
- la simulation des phénomènes exceptionnels sur la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo ;
- Analyse des apports sédimentaires futurs et de la qualité des sédiments de la retenue d'eau de la rivière Lobo sous les scénarios de changement climatique ;
- la simulation du temps mis par un polluant pour atteindre la prise d'eau à l'aide d'un modèle de transfert de polluant dans la retenue d'eau de la rivière Lobo.

REFERENCES

Références

- Abbott M.B., Bathurst J.C., Cunge J.A., O'Connell P.E. & Rasmussen J. (1986). An introduction to the European Hydrological System — Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 1: History and philosophy of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, 87(1–2): 45–59.
- Achite M. & Meddi M. (2005). Spatial and temporal variability of streamflow and solid yields in semiarid areas. Case of the oued Mina basin (Northwest Algeria). *Journal of water science*, 18: 37–56.
- Ahmed K.B. & Sanchez M. (2011). A study of the factors and processes involved in the sedimentation of Tarbela reservoir, Pakistan. *Environmental Earth Sciences*, 62(5): 927–933.
- Anand J., Gosain A.K. & Khosa R. (2018). Prediction of land use changes based on Land Change Modeler and attribution of changes in the water balance of Ganga basin to land use change using the SWAT model. *Science of The Total Environment*, 644: 503–519.
- Andréassian V. (2004). Waters and forests: from historical controversy to scientific debate. *Journal of Hydrology*, 291(1–2): 1–27.
- Andrieu J., Barima Y.S.S., Moreno D., Vignal M. & Zerbo R. (2018). Modélisation rétrospective du défrichement de la forêt classée du Haut-Sassandra (Côte d'Ivoire) dans un contexte de conflits armés (2001-2013). *Espace géographique*, 47(3) : 219.
- Anger B. (2014). Caractérisation des sédiments fins des retenues hydroélectriques en vue d'une orientation vers des filières de valorisation matière. Thèse de Doctorat, Université de Caen Basse-Normandie (France), 309 p.
- Anoh K.A., Konan K.S., Eblin S.G., Atcho A.V. & Kouassi K.L. (2021). Contribution of Agro-Hydrological Modeling in the Evaluation of Water Availability of an Ungauged Basin Reservoir in Côte d'Ivoire: Case of the Loka Reservoir in Bouaké. *Computational Water, Energy, and Environmental Engineering*, 10(03): 117–130.
- Anoh K.A., Koua T.J.J., Kouamé K.J., Jourda J.P. & Laurent F. (2018). Modelling water flow in a complex watershed in humid a tropical area using SWAT: a case study of Taabo watershed in Ivory Coast. *International Journal of River Basin Management*, 16(2): 157–167.
- Antoni J.-P. (2006). Calibrer un modèle d'évolution de l'occupation du sol urbain. L'exemple de Belfort. Cybergeog : *European Journal of Geography, Systèmes, Modélisation, Géostatistiques*, n°347, 1-16 p.

Références

- Ardoin B.S. (2004). Variabilité hydroclimatique et impacts sur les ressources en eau de grands bassins hydrographiques en zone soudano-sahélienne. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, France (France), 330 p.
- Arnold J.G., Allen P.M. & Bernhardt G. (1993). A comprehensive surface-groundwater flow model. *Journal of Hydrology*, 142(1–4) : 47–69.
- Avenard J.M. (1974). Aspects du Contact Forêt-Savane dans le Centre et l’Ouest de la Côte d’Ivoire : étude descriptive. IRD Editions, 259 p.
- Bamba I., Mama A., Neuba D., Koffi K., Traore D., Visser M., Sinsin B., Lejoly J. & Bogaert J. (2008). Influence des actions anthropiques sur la dynamique spatio-temporelle de l’occupation du sol dans la province du Bas-Congo (R.D. Congo). *Sciences & Nature*, 5(1): 49–60.
- Banihabib M.E. & Nazarieh F. (2019). A model for simulation of debris flow sedimentation in slit detention-dam reservoirs. *Journal of Hydro-environment Research*, 27: 65–74.
- Barima Y.S.S., Barbier N., Bamba I., Traoré D., Lejoly J. & Bogaert J. (2009). Dynamique paysagère en milieu de transition forêt-savane ivoirienne. *Bois & Forêts des tropiques*, 299(299) : 15.
- Berlamont J., Ockenden M., Toorman E. & Winterwerp J. (1993). The characterisation of cohesive sediment properties. *Coastal Engineering*, 21(1–3): 105–128.
- Bern M., Edelsbrunner H., Eppstein D., Mitchell S. & Tan T.S. (1993). Edge insertion for optimal triangulations. *Discrete & Computational Geometry*, 10(1): 47–65.
- Beven K.J., Lamb R., Kirkby M.J. & Freer J.E. (2020). A history of TOPMODEL. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(2): 527–549.
- Bigot S., Oszwald J. L., Servat E. & Paturel J.E. (2005). Facteurs de la variabilité pluviométrique en Côte d’Ivoire et relations avec certaines modifications environnementales. *Sécheresse*, 1(16): 14–21.
- Boé J., Terray L., Habets F. & Martin E. (2007). Statistical and dynamical downscaling of the Seine basin climate for hydro-meteorological studies. *International Journal of Climatology*, 27(12) : 1643–1655.
- Bonnefille R. (1992). Cours d’hydraulique maritime. Masson, 224 p.
- Bonnefoy J.-L., Bousquet F. & Rouchier J. (2001). Modélisation d’une interaction individus, espace et société par les systèmes multi-agents : pâture en forêt virtuelle. *Espace géographique*, 30(1): 13.

Références

- Borrell E.V. (2004). Vers une modélisation hydrologique adaptée à la prévision opérationnelle des crues éclair Application à de petits bassins versants du sud de la France. Thèse De Doctorat, INP Toulouse (Toulouse, France), 254 p.
- Bouanani A. (2004). Hydrologie, transport solide et modélisation. Etude de quelques sous bassins de la Tafna (NW Algérie). Thèse De Doctorat, Abou Bekr Belkaid (Telmcem, Algérie), 249 p.
- Bouguerras S.-A. & Bouanani A. (2019). Analyse saisonnière et interannuelle de la dynamique des flux en suspension dans le bassin versant de l'oued Boukiou (nord-ouest de l'Algérie). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 25(2):123-145.
- Bouly S., Cissé A., Faye C. & Santé T. (2020). Utilisation de l'indice standardisé de précipitation et d'évapotranspiration (SPEI) de 1950 à 2018 pour caractériser la tendance de la sécheresse sur la BASSE CASAMANCE. *revue Espace Géographique et Société Marocaine*,(32): 117–133.
- Bourgin P.-Y. (2019). Modèle intégré du fonctionnement hydrologique du bassin versant du Sassandra. *La Houille Blanche*, (5–6) : 124–139.
- Boussougou Boussougou G.F. (2017). Vulnérabilité des paysages forestiers en relation avec les activités humaines et la variabilité climatique en Tanzanie : Analyse prospective des dynamiques de l'occupation du sol des réserves forestières de Pugu et de Kazimzumbwi. Thèse De Doctorat, Université de La Réunion (France), 212 p.
- Brou B.T. (2005). Analyse et dynamique de la pluviométrie en milieu forestier ivoirien : recherche de corrélations entre les variables climatiques et les variables liées aux activités anthropiques. Habilitation À Diriger Des Recherches (HDR), Université Félix Houphouet Boigny, Côte d'Ivoire (Abidjan, Côte d'Ivoire), 212 p.
- Brou K. (2002). Modélisation et gestion intégrée des ressources en eau dans le bassin versant du Sassandra (Côte d'Ivoire). Thèse De Doctorat 3ème Cycle, Université Abobo-Adjamé (Côte d'Ivoire (Abidjan)), 146 p.
- Brou L.A. (2019). Modélisation de la dynamique hydrologique du fleuve Cavally sous l'influence de fortes pressions anthropiques dans la zone de Zouan- Hounien (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université Jean Lorougnon Guédé Daloa (Côte d'Ivoire), 272 p.
- Brou Y. T. (1997). Analyse et dynamique de la pluviométrie en milieu forestier ivoirien : recherche de corrélations entre les variables climatiques et les variables liées aux activités anthropiques. Thèse de Doctorat, Université de Félix Houphouet Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 210 p.

Références

- Brulebois E. (2016). Impacts du changement climatique sur la disponibilité de la ressource en eau en Bourgogne : aspects quantitatifs et qualitatifs. Thèse de Doctorat, Université de Bourgogne Franche-Comté (Bourgogne, France), 323 p.
- Burnash B. R.J.C. (1995). The NWS River Forecast System - catchment modeling. *Computer models of watershed hydrology: 311-366*: 311–366.
- Burt T.N. (1986). Field Settling Velocities of Estuary Muds. In: *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*, ed. Mehta A.J., Springer New York, pp. 126–150.
- Camacho M.O., Paegelow M. & García P.M. (2008). Retrospective geomatic landscape modelling. A probabilistic approach. In: *Modelling Environmental Dynamics*, eds. Paegelow M. & Olmedo M.T.C., Springer Berlin Heidelberg, pp. 247–268.
- Camenen B. (2007). Simple and General Formula for the Settling Velocity of Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(2): 229–233.
- Castro C.V. & Maidment D.R. (2020). GIS preprocessing for rapid initialization of HEC-HMS hydrological basin models using web-based data services. *Environmental Modelling & Software*, 130 (2): 104-732.
- Chamoun S., De Cesare G. & Schleiss A.J. (2016). Managing reservoir sedimentation by venting turbidity currents: A review. *International Journal of Sediment Research*, 31(3): 195–204.
- Chancelier J.Ph., Cohen de Lara M. & Pacard F. (1997). A stochastic approach to model bottom boundary conditions and compute efficiency in a settling tank. *Stochastic Hydrology and Hydraulics*, 11(6): 449–457.
- Chen H., Tong S.T.Y., Yang H. & Yang Y.J. (2015). Simulating the hydrologic impacts of land-cover and climate changes in a semi-arid watershed. *Hydrological Sciences Journal*, 60(10): 1739–1758.
- Chen J., Brissette F.P., Chaumont D. & Braun M. (2013). Finding appropriate bias correction methods in downscaling precipitation for hydrologic impact studies over North America: Evaluation of Bias Correction Methods. *Water Resources Research*, 49(7): 4187–4205.
- Chen J., Brissette F.P. & Leconte R. (2011). Uncertainty of downscaling method in quantifying the impact of climate change on hydrology. *Journal of Hydrology*, 401(3–4): 190–202.
- Chen J., Zhou W., Han S. & Sun G. (2017). Influences of retrogressive erosion of reservoir on sedimentation of its downstream river channel-A case study on Sanmenxia Reservoir and the Lower Yellow River. *International Journal of Sediment Research*, 32(3): 373–383.

Références

- Cheng N.-S. (1997). Simplified Settling Velocity Formula for Sediment Particle. *Journal of Hydraulic Engineering*, 123(2): 149–152.
- Chiarelli D.D., Davis K.F., Rulli M.C. & D’Odorico P. (2016). Climate change and large-scale land acquisitions in Africa: Quantifying the future impact on acquired water resources. *Advances in Water Resources*, 94: 231–237.
- Choi H.T. & Beven K. (2007). Multi-period and multi-criteria model conditioning to reduce prediction uncertainty in an application of TOPMODEL within the GLUE framework. *Journal of Hydrology*, 332(3–4): 316–336.
- CNR (2012). Climate Change: Evidence, Impacts, and Choices: PDF Booklet. National Academies Press, Washington, D.C., 36 p.
- Corgne S. (2004). Modélisation prédictive de l’occupation des sols en contexte agricole intensif Application à la couverture hivernale des sols en Bretagne. Thèse De Doctorat, Université de Rennes 2 (France), 231 p.
- Coulibaly N., Coulibaly T., Mpakama Z. & Savané I. (2018). The Impact of Climate Change on Water Resource Availability in a Trans-Boundary Basin in West Africa: The Case of Sassandra. *Hydrology*, 5(1): 12.
- Coulibaly P., Anctil F. & Bobée B. (1999). Prévision hydrologique par réseaux de neurones artificiels : état de l’art. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 26(3) : 293–304.
- Coustau M., Rousset-Regimbeau F., Thirel G., Habets F., Janet B., Martin E., de Saint-Aubin C. & Soubeyroux J.-M. (2015). Impact of improved meteorological forcing, profile of soil hydraulic conductivity and data assimilation on an operational Hydrological Ensemble Forecast System over France. *Journal of Hydrology*, 525: 781–792.
- Croke B.F.W., Andrews F., Jakeman A.J., Cuddy S.M. & Luddy A. (2006). IHACRES Classic Plus: A redesign of the IHACRES rainfall-runoff model. *Environmental Modelling & Software*, 21(3): 426–427.
- Daily J.W. & Harlemann D.R.F. (1966). Fluid dynamics. USA, 454 p.
- De Araújo J.C., Güntner A. & Bronstert A. (2006). Loss of reservoir volume by sediment deposition and its impact on water availability in semiarid Brazil. *Hydrological Sciences Journal*, 51(1): 157–170.
- Delor C., Simeon Y., Vidal M., Zeade Z., Kone Y. & Adou M. (1995). Notice explicative de la carte géologique de la Côte d’Ivoire à 1/200 000, feuille Séguéla. Mémoire n°9 de la Direction des Mines et de la Géologie, 19 p.
- Descroix L., Guichard F., Grippa M., Lambert L., Panthou G., Mahé G., Gal L., Dardel C., Quantin G., Kergoat L., Bouaïta Y., Hiernaux P., Vischel T., Pellarin T., Faty B., Wilcox

Références

- C., Malam Abdou M., Mamadou I., Vandervaere J.-P., Diongue-Niang A., et al. (2018). Evolution of Surface Hydrology in the Sahelo-Sudanian Strip: An Updated Review. *Water*, 10(6) : 748.
- Descroix L., Niang A.D., Panthou G., Bodian A., Sane Y., Dacosta H., Abdou M.M., Vandervaere J.-P. & Quantin G. (2015). Evolution récente de la pluviométrie en Afrique de l'ouest à travers deux régions : la Sénégalie et le bassin du Niger moyen. *Climatologie*, 12: 19.
- Dey S. & Papanicolaou A. (2008). Sediment threshold under stream flow: A state-of-the-art review. *KSCE Journal of Civil Engineering*, 12(1): 45–60.
- DHI (2020). MIKE 3 FLOW MODEL FM. Mud Transport Module, Hydrodynamic Module. Scientific Documentation, User Guide, 58 p.
- Diabagaté A., Konan H.G. & Koffi A. (2016). Stratégies d'approvisionnement en eau potable dans l'agglomération d'Abidjan (Côte d'Ivoire). *Geo-Eco-Trop*, 4: 345–360.
- Diallo I., Giorgi F., Deme A., Tall M., Mariotti L. & Gaye A.T. (2016). Projected changes of summer monsoon extremes and hydroclimatic regimes over West Africa for the twenty-first century. *Climate Dynamics*, 47(12): 3931–3954.
- Diatta S., Mbaye M.L. & Sambou S. (2020). Evaluating hydro-climate extreme indices from a regional climate model: A case study for the present climate in the Casamance river basin, southern Senegal. *Scientific African*, 10: 584.
- Dietrich W.E. (1982). Settling velocity of natural particles. *Water Resources Research*, 18(6): 1615–1626.
- Djellouli F., Bouanani A. & Baba-Hamed K. (2015). Caractérisation hydrologique du bassin d'oued louza à l'aide d'un modèle pluie-débit global. *Larhyss Journal*, (23) : 275–286.
- Dodane C., Joliveau T. & Rivière-Honegger A. (2014). Simuler les évolutions de l'utilisation du sol pour anticiper le futur d'un territoire : Analyse critique d'une expérience de géoprospective dans un bassin versant périurbain de l'agglomération lyonnaise. *Cybergeo : European Journal of Geography, Systèmes, Modélisation, Géostatistiques*, n°689, 1-14 p.
- Dramais G., Camenen B. & Le Coz J. (2018). Comparaison de méthodes pour la mesure des matières en suspension dans les cours d'eau, en présence de sable. *La Houille Blanche*, 104(5–6): 96–105.
- Eastman J.R. (2016). Terrset manual. Terrset, USA, 397 p.
- Einstein H.A. (1950). The bed load function for sediment transportation in open channel flows. US Department of Agriculture, Washington. 71 p.

Références

- El Mahi A., Meddi M. & Bravard J.P. (2012). Analyse du transport solide en suspension dans le bassin versant de l'Oued El Hammam (Algérie du Nord). *Hydrological Sciences Journal*, 57(8): 1642–1661.
- Famien A.M., Janicot S., Ochou A.D., Vrac M., Defrance D., Sultan B. & Noël T. (2018). A bias-corrected CMIP5 dataset for Africa using the CDF-t method – a contribution to agricultural impact studies. *Earth System Dynamics*, 9(1): 313–338.
- Farinosi F., Arias M.E., Lee E., Longo M., Pereira F.F., Livino A., Moorcroft P.R. & Briscoe J. (2019). Future Climate and Land Use Change Impacts on River Flows in the Tapajós Basin in the Brazilian Amazon. *Earth's Future*, 7(8): 993–1017.
- Fiseha B.M., Setegn S.G., Melesse A.M., Volpi E. & Fiori A. (2014). Impact of Climate Change on the Hydrology of Upper Tiber River Basin Using Bias Corrected Regional Climate Model. *Water Resources Management*, 28(5): 1327–1343.
- Fowler H.J. & Ekström M. (2009). Multi-model ensemble estimates of climate change impacts on UK seasonal precipitation extremes: Climate change impacts on uk seasonal precipitation extremes. *International Journal of Climatology*, 29(3): 385–416.
- Frei C., Christensen J.H., Déqué M., Jacob D., Jones R.G. & Vidale P.L. (2003). Daily precipitation statistics in regional climate models: Evaluation and intercomparison for the European Alps: Daily precipitation statistics in regional climate models. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 108(D3): 4124.
- Fu K.D., He D.M. & Lu X.X. (2008). Sedimentation in the Manwan reservoir in the Upper Mekong and its downstream impacts. *Quaternary International*, 186(1) : 91–99.
- Gal, L., Grippa, M., Hiernaux, P., Pons, L., Kergoat, L. (2017). The paradoxical evolution of runoff in the pastoral Sahel: analysis of the hydrological changes over the Agoufou watershed (Mali) using the KINEROS-2 model. *Hydrol. Earth Syst. Sci.* 21, 4591–4613.
- Galdos V.F. (2006). Application d'un modèle hydrologique global à un bassin versant de haute montagne tropicale (Cordillère Blanche - Pérou) ». Mémoire de Matser, Université de Montpellier II (Montpellier, France), 52 p.
- Gaume E. (2007). Elements d'analyse sur les crues éclair. Thèse De Doctorat, Ecole nationale du génie rural des eaux et des forêts (Québec (Canada)), 360 p.
- Gauze T.K.M., Morton K.Y., Hermann M.N., Largaton S.G. & Emile S.G. (2018). Impacts des changements de l'occupation du sol et des changements climatiques sur le bassin versant de la rivière Davo, Côte d'Ivoire. *European Scientific Journal, ESJ*, 14(33): 408.

Références

- Ghaffari G., Keesstra S., Ghodousi J. & Ahmadi H. (2010). SWAT-simulated hydrological impact of land-use change in the Zanjanrood basin, Northwest Iran. *Hydrological Processes*, 24(7) : 892–903.
- Gharbi M. (2016). Etude des crues et du transport sédimentaire associée - application au bassin versant de la Medjerda. Thèse de Doctorat, Université de Toulouse (France), 191 p.
- GIEC (2014). Changements climatiques 2014 : Impact, adaptation et vulnérabilité. Partie A : aspects mondiaux et sectoriels. Contribution du groupe de travail II au 5e rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N., Levy, S. Maccracken, P.R. Mastrandrea, et L.L. White (eds.)]. Cambridge University press, Cambridge, United Kingdom, New York, Ny, USA, 1132 pp.
- GIEC (2022). Résumé à l'intention des décideurs, Réchauffement planétaire de 1,5 °C, Rapport spécial du GIEC sur les conséquences d'un réchauffement planétaire de 1,5 °C par rapport aux niveaux préindustriels et les trajectoires associées d'émissions mondiales de gaz à effet de serre, dans le contexte du renforcement de la parade mondiale au changement climatique, du développement durable et de la lutte contre la pauvreté [Publié sous la direction de V. Masson-Delmotte, P. Zhai, H. O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J. B. R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M. I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor et T. Waterfield]. Organisation météorologique mondiale. Genève, Suisse. 32 p.
- Giovanni D. C. (1994). Alluvionnement des retenues par courants de turbidité. Thèse de Doctorat, Polytechnique fédérale de Lausanne, Lausanne, Suisse, 179 p.
- Girard M.C. & Girard C.M. (1999). Traitement des données et télédétection. Paris, France, 529 p.
- González-González A., Villegas J.C., Clerici N. & Salazar J.F. (2021). Spatial-temporal dynamics of deforestation and its drivers indicate need for locally-adapted environmental governance in Colombia. *Ecological Indicators*, 126 (3): 107-695.
- Goula B.T.A., Savané I., Brou K., Vamoryba F. & Gnamien B. (2006). Impact de la variabilité climatique sur les ressources hydriques des bassins de N'Zo et N'Zi en Côte d'Ivoire (Afrique tropicale humide). *Vertigo*, Volume 7 Numéro 1: 1–12.
- Goutx D. & Ladreyt S. (2001). Hydraulique des cours d'eau : la théorie et sa mise en pratique. Centre d'études techniques maritimes et fluviales. Département voies navigables et eau groupe hydraulique fluviale. France, 51 p.

Références

- Groga N., Akedrin T.N., Komoé K., Thiegba K., Akaffou D.S. & Ouattara A. (2017). Distribution spatio-saisonnière des cyanobactéries le long du cours d'eaux, la Lobo Haut Sassandra (Daloa, Côte d'Ivoire). *Tropicultura*, 4(35): 288–299.
- Guertault L. (2016). Evaluation des processus hydro-sédimentaires d'une retenue de forme allongée : application à la retenue de Génissiat sur le Haut-Rhône. Thèse de Doctorat, Claude Bernard Lyon 1, Lyon, France, 271 p.
- Guertault L., Camenen B., Paquier A., Faure J.-B. & Peteuil C. (2018). Apport de la modélisation hydro-sédimentaire 1D à l'étude d'une retenue de forme allongée : application à la retenue de Génissiat sur le Haut-Rhône français. *La Houille Blanche*,(3): 71–76.
- Guivarch C. & Rozenberg J. (2013). Les nouveaux scénarios socioéconomiques pour la recherche sur le changement climatique. *Revue Pollution Atmosphérique*, (Numéro Spécial Climat): 1–9.
- Gupta H.V., Kling H., Yilmaz K.K. & Martinez G.F. (2009). Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology*, 377(1–2): 80–91.
- Gupta R. & Sharma L.K. (2020). Efficacy of Spatial Land Change Modeler as a forecasting indicator for anthropogenic change dynamics over five decades: A case study of Shoolpaneshwar Wildlife Sanctuary, Gujarat, India. *Ecological Indicators*, 112 (2): 106-171.
- Hagemann S., Chen C., Haerter J.O., Heinke J., Gerten D. & Piani C. (2011). Impact of a Statistical Bias Correction on the Projected Hydrological Changes Obtained from Three GCMs and Two Hydrology Models. *Journal of Hydrometeorology*, 12(4): 556–578.
- Halwatura D. & Najim M.M.M. (2013). Application of the HEC-HMS model for runoff simulation in a tropical catchment. *Environmental Modelling & Software*, 46: 155–162.
- Han H., Yang C. & Song J. (2015). Scenario Simulation and the Prediction of Land Use and Land Cover Change in Beijing, China. *Sustainability*, 7(4): 4260–4279.
- Hargreaves G.H. & Zohrab A.S. (1985). Reference Crop Evapotranspiration from Temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2): 96–99.
- Hasan S., Shi W., Zhu X., Abbas S. & Khan H.U.A. (2020). Future Simulation of Land Use Changes in Rapidly Urbanizing South China Based on Land Change Modeler and Remote Sensing Data. *Sustainability*, 12(11): 4350.
- Heinzeller D., Dieng D., Smiatek G., Olusegun C., Klein C., Hamann I., Salack S., Bliefernicht J. & Kunstmann H. (2018). The WASCAL high-resolution regional climate simulation

Références

- ensemble for West Africa: concept, dissemination and assessment. *Earth System Science Data*, 10(2): 815–835.
- Hemati T., Pourebrahim S., Monavari M. & Baghvand A. (2020). Species-specific nature conservation prioritization (a combination of MaxEnt, Costing Nature and DINAMICA EGO modeling approaches). *Ecological Modelling*, 429: 109-093.
- Hergault V. (2011). Etude micro-structurelle du transport par charriage de mélanges bidisperses à forte pente. Thèse De Doctorat, Université de Grenoble (Grenoble, France), 189 p.
- Hermann N.B.V., Bachir S.M., Solange O.Y.M., Fabrice Y.A., Hélène K.B., Jean B. & Affian K. (2017). Caractérisation De La Sécheresse Hydrologique Dans La Région De La Marahoué (Centre-Ouest De La Côte d'Ivoire). 21(3) : 9.
- Himayoun D. & Roshni T. (2019). Spatio-temporal variation of drought characteristics, water resource availability and the relation of drought with large scale climate indices: A case study of Jhelum basin, India. *Quaternary International*, 525: 140–150.
- Homsy R., Shiru M.S., Shahid S., Ismail T., Harun S.B., Al-Ansari N., Chau K.-W. & Yaseen Z.M. (2020). Precipitation projection using a CMIP5 GCM ensemble model: a regional investigation of Syria. *Engineering Applications of Computational Fluid Mechanics*, 14(1): 90–106.
- Honma H. (1940). Coefficient of flow volume on low overflow weir. *Civiel Engineering, JSCE*, 26(6): 635–645.
- Hountondji B., Codo F.P., Ahoumenou Y., Sintondji L.O. & Ahouansou L. (2019). Infiltration des eaux et des depots dans la retenue du mini-barrage de wourowourokou dans le nord du benin. *Larhyss Journal*, 16(39): 201–214.
- Ibrahim B. (2012). Caractérisation des saisons de pluies au Burkina Faso dans un contexte de changement climatique et évaluation des impacts hydrologiques sur le bassin du Nakanbé. Thèse De Doctorat, UPMC-2IE (France-Ouagadougou), 270 p.
- Im S., Kim H., Kim C. & Jang C. (2009). Assessing the impacts of land use changes on watershed hydrology using MIKE SHE. *Environmental Geology*, 57(1): 231–239.
- INS (2021). Recensement général de la population et de l'habitat (RGPH) de 2014. Institut National de la Statistique (INS). Abidjan, Cote d'Ivoire, 50 p.
- IPCC (2008). Technical Paper, Climate Change and Water, Bates, B.C., Z.W. Kundzewicz, S. Wu and J.P. Palutikof, *Eds.* Cambridge, United Kingdom, New-York, USA. 1535 p
- JICA-Agence Japonaise de Coopération Internationale (2001). Plan directeur de gestion intégrée des ressources en eau en République de Côte d'Ivoire. Rapport principal, *Sanyu Consultants Inc. Katahira et Ingeneers International*, 451 p

Références

- Jones S.E. & Jago C.F. (1996). Determination of settling velocity in the Elbe estuary using quisset tubes. *Journal of Sea Research*, 36(1–2): 63–67.
- Joorabian Shoostari S., Shayesteh K., Gholamalifard M., Azari M., Serrano-Notivoli R. & López-Moreno J.I. (2017). Impacts of future land cover and climate change on the water balance in northern Iran. *Hydrological Sciences Journal*, 62(16): 2655–2673.
- Kamagaté A. (2021). Dynamique hydromorphologique des milieux lacustres anthropisés et de leurs bassins versants dans un contexte de variabilité climatique : approche par cartographie et modélisation prospective dans la région du Poro (nord de la côte d’ivoire). Thèse De Doctorat Unique, Université Félix Houphouet Boigny, Côte d’Ivoire (Abidjan (Côte d’Ivoire)), 267 p.
- Kamagate A., Koffi Y.B., Ahoussi K.E., Kouassi M.A., Ehui H.E., Yao K.S.A. & Diallo S. (2020). Sedimentary Inputs and Morphology Characterization of the Bottom Agropastoral Lake of Nafoun (North Ivory Coast). *Journal of Water Resource and Protection*, 12(05): 389–400.
- Kanga S., Meraj G., Das B., Farooq M., Chaudhuri S. & Singh S.K. (2020). Modeling the spatial pattern of sediment flow in lower Hugli estuary, West Bengal, India by quantifying suspended sediment concentration (SSC) and depth conditions using geoinformatics. *Applied Computing and Geosciences*, 8 (1): 100-043.
- 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 de Doctorat, Université Paris VI : Pierre et Marie Curie, 201 p
- Khawaja B.A. (2011). Evolutions morphologiques induites par l’implantation de barrages dans les fleuves à fort débit solide. Thèse De Doctorat, Université de Nantes (Nantes, France), 122 p.
- Khosronejad A., Rennie C.D., Neyshabouri A.A.S. & Gholami I. (2008). Three-dimensional numerical modeling of reservoir sediment release. *Journal of Hydraulic Research*, 46(2): 209–223.
- Kim K.B., Bray M. & Han D. (2015). An improved bias correction scheme based on comparative precipitation characteristics: bias correction based on precipitation characteristics. *Hydrological Processes*, 29(9): 2258–2266.
- Kiprotich P., Wei X., Zhang Z., Ngigi T., Qiu F. & Wang L. (2021). Assessing the Impact of Land Use and Climate Change on Surface Runoff Response Using Gridded Observations and SWAT+. *Hydrology*, 8(1): 48.

Références

- Koffi B., Kouadio Z.A., Kouassi K.H., Yao A.B., Sanchez M. & Kouassi K.L. (2020). Impact of Meteorological Drought on Streamflows in the Lobo River Catchment at Nibéhibé, Côte d'Ivoire. *Journal of Water Resource and Protection*, 12(06): 495–511.
- Koffi B., Kouassi K.L., Sanchez M., Kouadio Z.A., Kouassi K.H. & Yao A.B. (2020). Estimation de la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo à l'aide de la théorie des bassins de décantation. *In: XVIèmes Journées, Le Havre*, Editions Paralia, pp. 249–258.
- Koffi Y.B., Kouassi E.A., Kouassi M.A., Kouassi O., Kpangui L.C. & Biemi J. (2014). Application des réseaux de neurones formels pour la prévision des débits mensuels du Bandama blanc à la station de Tortiya (Nord de la Côte d'Ivoire). 10(3): 134–145.
- Koua T.J.-J. (2014). Apport de la modélisation hydrologique et des systèmes d'information géographique (SIG) dans l'étude du transfert des polluants et des impacts climatiques sur les ressources en eau : cas du bassin versant du lac de buyo (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse De Doctorat Unique, Université de Félix Houphouet Bouigny (Abidjan (Côte d'Ivoire)), 229 p.
- Kouadio Z. A. (2011). Dynamique de l'occupation du sol et Comportement Hydrologique : cas des Bassins versants cotiers De l'agneby et du boubo (cote d'ivoire). Thèse De Doctorat, Univesité Nanguy Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 198 p.
- Kouakou K.E. (2011). Impacts de la variabilité climatique et du changement climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest : Cas du bassin versant de la Comoé. Thèse De Doctorat Unique, Université Abobo-Adjamé, (Côte d'Ivoire (Abidjan)), 186 p.
- Kouakou K.E., Zilé A.K., Kouassi F.W., Goula B.T.A. & Savane I. (2014). Modélisation de la température et de la pluviométrie dans un contexte de changement climatique : cas de l'Afrique de l'Ouest. *Afrique Science*, 10(1): 145–160.
- Kouamé K.J. (2007). Contribution à la Gestion Intégrée des Ressources en Eaux (GIRE) du District d'Abidjan (Sud de la Cote d'Ivoire): Outils d'aide à la Décision pour la Prévention et la Protection des Eaux Souterraines Contre la Pollution. Thèse De Doctorat Unique, Université de Cocody (Abidjan (Côte d'Ivoire)), 227 p.
- Kouamé Y.M. (2017). Impacts des changements climatiques et de la dynamique d'occupation du sol sur les eaux de surface dans le bassin versant de la Davo, Côte d'Ivoire. Thèse De Doctorat, Université Nanguy Abrogoua, Abidjan, Côte d'Ivoire, 235 p.
- Kouassi K.L., Deme M., Konan K.S., Yahiri B.P., Koné D., Sanchez M. & Aka K. (2016). Modélisation du fonctionnement hydrodynamique de l'embouchure du fleuve

Références

- Bandama, Grand-Lahou, Côte d'Ivoire. *In: XIVèmes Journées, Toulon*, Editions Paralia, pp. 219–228.
- Kouassi K.L., Konan K.S., Sanchez M. & Aka K. (2018). Modélisation du transport des sédiments fins à l'embouchure du fleuve Bandama ; Grand-Lahou, Côte d'Ivoire. *In: XVèmes Journées, La Rochelle*, Editions Paralia, pp. 225–234.
- Kouassi K.L., Kouame K.I., Konan K.S., Sanchez Angulo M., Deme M. & Meledje N.H.E. (2013). Two-Dimensional Numerical Simulation of the Hydro-Sedimentary Phenomena in Lake Taabo, Côte d'Ivoire. *Water Resources Management*, 27(12): 4379–4394.
- Kouassi L.K. (2007). Hydrologie, Transport Solide et Modélisation de la Sédimentation dans les Lacs des Barrages Hydroélectriques de Côte d'Ivoire : Cas du Lac de Taabo. Thèse De Doctorat Unique, Université Abobo-Adjamé (Daloa), 198 p.
- Kouyaté Z. (2020). Simulation et optimisation du fonctionnement d'un petit barrage et de son périmètre rizicole irrigué : cas de nanan a yamoussoukro. Thèse De Doctorat Unique, Institut national polytechnique félix houphouët-boigny (Yamoussoukro, Côte d'Ivoire), 241 p.
- Kranck K. (1986). Settling Behavior of Cohesive Sediment. *In: Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*, ed. Mehta A.J., Springer New York, pp. 151–169.
- Kranck K. & Milligan T.G. (1985). Origin of grain size spectra of suspension deposited sediment. *Geo-Marine Letters*, 5(1): 61–66.
- Krone R.B. (1986). The Significance of Aggregate Properties to Transport Processes. *In: Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*, ed. Mehta A.J., Springer New York, pp. 66–84.
- Kwawuvi D., Mama D., Agodzo S.K., Hartmann A., Larbi I., Bessah E., Limantol A.M., Dotse S.-Q. & Yangouliba G.I. (2022). Spatiotemporal variability and change in rainfall in the Oti River Basin, West Africa. *Journal of Water and Climate Change*, 7(5): 202-368.
- Lawson C.L. (1977). Software for C1 Surface Interpolation. *In: Mathematical Software*, Elsevier, pp. 161–194.
- Lebel T., Delclaux F., Le Barbé L. & Polcher J. (2000). From GCM scales to hydrological scales: rainfall variability in West Africa. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 14(4): 0275–0295.
- Lebel T. & Vischel T. (2005). Climat et cycle de l'eau en zone tropicale : un problème d'échelle. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(1–2): 29–38.
- Ledoux E., Gomez E., Monget J.M., Viavattene C., Viennot P., Ducharne A., Benoit M., Mignolet C., Schott C. & Mary B. (2007). Agriculture and groundwater nitrate

Références

- contamination in the Seine basin. The STICS–MODCOU modelling chain. *Science of The Total Environment*, 375(1–3): 33–47.
- Lin S., Jing C., Coles N.A., Chaplot V., Moore N.J. & Wu J. (2013). Evaluating DEM source and resolution uncertainties in the Soil and Water Assessment Tool. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 27(1): 209–221.
- Ling C.-H. (1995). Criteria for Incipient Motion of Spherical Sediment Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 121(6): 472–478.
- Liu S., Li D., Liu D., Zhang X. & Wang Z. (2021). Characteristics of sedimentation and sediment trapping efficiency in the Three Gorges Reservoir, China. *CATENA*, 208: 105715.
- Ly M., Segnon A.C., D’haen S., Totin E., Camara I. & Pflleiderer P. (2019). Comprendre et interpreter les sorties des modeles climatiques pour la conduite des etudes de vulnerabilite : Guide a l’attention des praticiens. Climate Analytics gGmbH. Initiative Internationale pour le Climat (IKI). Berlin, Allemagne. 22 p.
- Maestriperi N. & Paegelow M. (2013). Validation spatiale de deux modèles de simulation : l’exemple des plantations industrielles au Chili. *Cybergeo, European Journal of Geography, Systèmes, Modélisation, Géostatistiques*, n°653, 1-17.
- Mahé G. & Olivry J.C. (1995). Variations des précipitations et des écoulements en Afrique de l’Ouest et Centrale de 1951 à 1989. *Sécheresse*, 6(1): 109–117.
- Mahe G., Paturel J.-E., Servat E., Conway D. & Dezetter A. (2005). The impact of land use change on soil water holding capacity and river flow modelling in the Nakambe River, Burkina-Faso. *Journal of Hydrology*, 300(1–4): 33–43.
- Maiga A.H., Denyigba K. & Allorent J. (2001). Eutrophisation des petites retenues d’eau en Afrique de l’Ouest : Causes et conséquences : Cas de la retenue d’eau sur la Lobo à Daloa en Côte d’Ivoire. *Science et Technologie*, 7: 16–29.
- Mas J.-F., Kolb M., Paegelow M., Camacho Olmedo M.T. & Houet T. (2014). Inductive pattern-based land use/cover change models: A comparison of four software packages. *Environmental Modelling & Software*, 51: 94–111.
- Mbaye M.L., Haensler A., Hagemann S., Gaye A.T., Moseley C. & Afouda A. (2016). Impact of statistical bias correction on the projected climate change signals of the regional climate model REMO over the Senegal River Basin: climate change signals of remo over the senegal river basin. *International Journal of Climatology*, 36(4): 2035–2049.
- McCartney M. (2009). Living with dams: managing the environmental impacts. *Water Policy*, 11(S1): 121–139.

Références

- McIver D.K. & Friedl M.A. (2002). Using prior probabilities in decision-tree classification of remotely sensed data. *Remote Sensing of Environment*, 81(2–3): 253–261.
- McKee T.B., Doesken N.J. & Kleist J. (1993). The relationship of drought frequency and duration to time scales. *Eighth Conference on Applied Climatology*, 17-22 January 1993, Anaheim, California, USA, 4(2):1-6
- Megahed Y., Cabral P., Silva J. & Caetano M. (2015). Land Cover Mapping Analysis and Urban Growth Modelling Using Remote Sensing Techniques in Greater Cairo Region—Egypt. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 4(3): 1750–1769.
- Mehdi B., Lehner B., Gombault C., Michaud A., Beaudin I., Sottile M.-F. & Blondlot A. (2015). Simulated impacts of climate change and agricultural land use change on surface water quality with and without adaptation management strategies. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 213: 47–60.
- Mehta A.J. (1986). Characterization of Cohesive Sediment Properties and Transport Processes in Estuaries. In: *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*, ed. Mehta A.J., Springer New York, pp. 290–325.
- Meledje N., Kouassi K., N’go Y., Kouassi K., Savane I. & Aka K. (2014). Caractérisation des apports sédimentaires et morphologie du lac du barrage hydroélectrique d’Ayame 1 (Sud-Est Côte d’Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 8(3): 1290.
- Mélédje N.H. (2015). Modélisation de la Dynamique hydrologique Et du flux des sédiments Dans le lac du barrage hydroélectrique d’Ayamé 1. Thèse De Doctorat Unique, Université Nanguy Abrogoua, Abidjan, Côte d’Ivoire, 258 p.
- Mendez M. & Calvo-Valverde L. (2016). Development of the HBV-TEC Hydrological Model. *Procedia Engineering*, 154: 1116–1123.
- Meyer-Peter E. & Müller R. (1948). Formulas for Bed-Load transport. Hydraulic Engineering Reports. *IAHSR 2nd meeting*, Stockholm, appendix 2. PP 40-65.
- Migniot C. (1968). Étude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. *La Houille Blanche*,(7): 591–620.
- Migniot C. (1989). Tassement et rhéologie des vases. *La Houille Blanche*, 1: 11–29.
- Mondon S. & Imbard M. (2013). Découvrir les nouveaux scénarios RCP et SSP utilisés par le GIEC. Ministère de l’écologie et du développement durable, France, 12 p.
- Mounirou, L.A., Zouré, C.O., Yonaba, R., Paturel, J.-E., Mahé, G., Niang, D., Yacouba, H., Karambiri, H. (2020). Multi-scale analysis of runoff from a statistical perspective in a small Sahelian catchment under semi-arid climate. *Arab. J. Geosci.* 13: 12-25

Références

- Mora D.E., Campozano L., Cisneros F., Wyseure G. & Willems P. (2014). Climate changes of hydrometeorological and hydrological extremes in the Paute basin, Ecuadorean Andes. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18(2): 631–648.
- Morin G. & Paquet P. (2007). *Modèle hydrologique CEQUEAU*. CEQUEAU, INRS-Eau, 458 p
- Morin G., Paquet P. & Sochanski W. (1995). *Modèle de simulation de quantité et de qualité CEQUEAU*, INRS-Eau, 341 p.
- Musy A. & Higy C. (2004). *Hydrologie : Science et nature*. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne, Suisse, 374 p.
- Nalbantis I. & Tsakiris G. (2009). Assessment of Hydrological Drought Revisited. *Water Resources Management*, 23(5): 881–897.
- Näschen K., Dieckrüger B., Evers M., Höllermann B., Steinbach S. & Thonfeld F. (2019). The Impact of Land Use/Land Cover Change (LULCC) on Water Resources in a Tropical Catchment in Tanzania under Different Climate Change Scenarios. *Sustainability*, 11(24): 7083.
- Nash J.E. & Sutcliffe J.V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I — A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3): 282–290.
- N'Dri W.K.C., Pistre S., Jourda J.P. & Kouamé K.J. (2019). Estimation of the Impact of Climate Change on Water Resources Using a Deterministic Distributed Hydrological Model in Côte d'Ivoire: Case of the Aghien Lagoon. *Journal of Geoscience and Environment Protection*, 07(07): 74–91.
- Noufé D., Mahé G., Kamagaté B., Servat É., Goula Bi Tié A. & Savané I. (2015). Climate change impact on agricultural production: the case of Comoe River basin in Ivory Coast. *Hydrological Sciences Journal*, 4(2): 1–12.
- N'Tcha M'Po Y. (2016). Comparison of Daily Precipitation Bias Correction Methods Based on Four Regional Climate Model Outputs in Ouémé Basin, Benin. *Hydrology*, 4(6): 58-71.
- N'Tcha m'po Y. (2018). *Evaluation de l'impact des changements climatiques et des changements d'utilisation / occupation des terres sur les ressources en eau du bassin de l'oueme a beterou a l'horizon 2050*. Thèse De Doctorat Unique, Institut national polytechnique félix houphouët-boigny (Yamoussoukro, Côte d'Ivoire), 197 p.
- N'Tcha M'Po Y., Lawin E., Yao B., Oyerinde G., Attogouinon A. & Afouda A. (2017). Decreasing Past and Mid-Century Rainfall Indices over the Ouémé River Basin, Benin (West Africa). *Climate*, 5(3): 74.

Références

- Olmedo M.T.C., Paegelow M. & Martínez P.G. (2007). Modélisation géomatique rétrospective des paysages par évaluation multicritères et multiobjectifs, *Cybergeo European Journal of Geography, Systèmes, Modélisation, Géostatistiques*, n°365, 1-12.
- Onyutha C., Turyahabwe C. & Kaweesa P. (2021). Impacts of climate variability and changing land use/land cover on River Mpanga flows in Uganda, East Africa. *Environmental Challenges*, 5: 100–273.
- Op de Hipt F., Diekkrüger B., Steup G., Yira Y., Hoffmann T. & Rode M. (2018). Modeling the impact of climate change on water resources and soil erosion in a tropical catchment in Burkina Faso, West Africa. *CATENA*, 163: 63–77.
- Orton P.M. & Kineke G.C. (2001). Comparing Calculated and Observed Vertical Suspended-Sediment Distributions from a Hudson River Estuary Turbidity Maximum. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 52(3): 401–410.
- Osei, M.A., Amekudzi, L.K., Omari-Sasu, A.Y., Yamba, E.I., Quansah, E., Aryee, J.N.A., Preko, K., 2021. Estimation of the return periods of maxima rainfall and floods at the Pra River Catchment, Ghana, West Africa using the Gumbel extreme value theory. *Heliyon* 7 (5) e06980.
- Oszwald J., Gond V., Dolédec S. & Lavelle P. (2011). Identification d'indicateurs de changement d'occupation du sol pour le suivi des mosaïques paysagères. *Bois & forêts des tropiques*, 307(307): 7.
- Ouattara I. (2018). Modélisation stochastique de la sécheresse hydroclimatique et caractérisation de l'interaction entre les eaux de surface et les eaux souterraines dans le bassin versant de la Comoé. Thèse De Doctorat, Université Nanguy Abrogoua (Côte d'Ivoire (Abidjan)), 262 p.
- Ouedraogo M. (2001). Contribution à l'étude de l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau en Afrique de l'ouest. Analyse des conséquences d'une sécheresse persistante : normes hydrologiques et modélisation régionale. Thèse de Doctorat, Université de Montpellier II, France, 257 p.
- Owen M.W. (1976). Determination of the Settling Velocities of Cohesive Muds. Hydraulic Research Station, Wallingford, Report No. IT 161, pp. 1–8.
- Papon A. (1973). Géologie et minéralisation du Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire : Synthèse des travaux de l'opération SASCA 1962-1968. *Mémoire Mémoire du BRGM*, (80), 285 p.
- Partheniades E. (1965). Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the hydraulic division*, 91(HYI) : 105–139.

Références

- Petit F. (1975). Zones de dépôt et points d'érosion dans les méandres et les sinuosités du Geer inférieur. *Bulletin de la Société géographique de Liège*, (11): 129–145.
- Piani C., Haerter J.O. & Coppola E. (2010). Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theoretical and Applied Climatology*, 99(1–2): 187–192.
- Plecha S., Silva P., Oliveira A. & Dias J.M. (2011). Sediment transport modelling and morphological trends at a tidal inlet, sediment transport in aquatic environments. *Journal of coastal research*, 64(1): 1155–1159.
- Pontius R.G. & Neeti N. (2010). Uncertainty in the difference between maps of future land change scenarios. *Sustainability Science*, 5(1): 39.
- Refsgaard, J. C., Alley, W. M., & Vuglinsky, V. S. (1989). Methods for distinguishing between man's influence and climatic effects on the hydrological cycle. IHP-III Project 6.3. Paris : UNESCO, 56 p
- Ren S., Zhang B., Wang W.-J., Yuan Y. & Guo C. (2021). Sedimentation and its response to management strategies of the Three Gorges Reservoir, Yangtze River, China. *CATENA*, 199: 105-096.
- Reynolds C.A., Jackson T.J. & Rawls W.J. (2000). Estimating soil water-holding capacities by linking the Food and Agriculture Organization Soil map of the world with global pedon databases and continuous pedotransfer functions. *Water Resources Research*, 36(12): 3653–3662.
- Rodríguez Eraso N., Armenteras-Pascual D. & Alumbrosos J.R. (2013). Land use and land cover change in the Colombian Andes: dynamics and future scenarios. *Journal of Land Use Science*, 8(2): 154–174.
- Rouse H. (1937). Modern Conceptions of the Mechanics of Fluid Turbulence. *Transactions of the American Society of Civil Engineers*, 102(1): 463–505. *The American Society of Civil Engineers*, 102(1): 463–505.
- Rudari R., Conijin S., De Angeli S., De Model H., Ferraris L., Flori E., Gomes I., Massabo M., Rossi L. & Trasforini E. (2018). Profil de risque de catastrophe en Côte d'Ivoire. Rapport d'étude, 25 p.
- Sánchez A. & Wu W. (2011). A Non-Equilibrium Sediment Transport Model for Coastal Inlets and Navigation Channels. *Journal of Coastal Research*, 59: 39–48.
- Sanchez M. (2006). Settling velocity of the suspended sediment in three high-energy environments. *Ocean Engineering*, 33(5–6): 665–678.

Références

- Sanchez M. (2018). Effects of convective-diffusive vertical mixing on the conception of rectangular settling basins. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 32(5): 1457–1463.
- Sanchez M., Grimigni P. & Delanoë Y. (2005). Steady-state vertical distribution of cohesive sediments in a flow. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(3): 357–365.
- Sanchez S.A. (1992). Modélisation dans un estuaire à marée. Rôle du bouchon vaseux dans la tenue des sols sous marins. Thèse de Doctorat, Université de Nantes, Nantes, France, 208 p.
- Sangne C.Y., Barima Y.S.S., Bamba I. & N'Doumé C.-T.A. (2015). Dynamique forestière post-conflits armés de la Forêt classée du Haut-Sassandra (Côte d'Ivoire). *VertigO*, revue électronique en sciences de l'environnement, 15 (3) : 1-18.
- Sanjay J., Krishnan R., Shrestha A.B., Rajbhandari R. & Ren G.-Y. (2017). Downscaled climate change projections for the Hindu Kush Himalayan region using CORDEX South Asia regional climate models. *Advances in Climate Change Research*, 8(3): 185–198.
- Santé N. (2021). Impacts potentiels des changements climatiques sur l'occurrence des sécheresses météorologiques et Hydrologiques en côte d'Ivoire : cas du bassin versant du Sassandra. Thèse De Doctorat Unique, Nanguy Abrogoua (Abidjan (Côte d'Ivoire)), 242 p.
- Sarr A.B. & Camara M. (2017). Evolution Des Indices Pluviométriques Extrêmes Par L'analyse De Modèles Climatiques Régionaux Du Programme CORDEX: Les Projections Climatiques Sur Le Sénégal. *European Scientific Journal, ESJ*, 13(17): 206.
- Schleiss A.J., Franca M.J., Juez C. & De Cesare G. (2016). Reservoir sedimentation. *Journal of Hydraulic Research*, 54(6): 595–614.
- Schmidt J.C. (2022). Effects of Dams on Rivers. In: Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, 16(5): 054-75.
- 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: Climatic and anthropogenic effects on Sahelian runoff. *Hydrol. Process.* 18, 3401–3413
- Seydou D., Dabissi N. & Assistant M. (2018). Effets De La Dynamique Du Couvert Végétal Sur Les Écoulements Dans Le Bassin Versant De La Lagune Aghien En Côte d'Ivoire. 14 (36): 312-332.
- Shewchuk J.R. (1996). Triangle: Engineering a 2D Quality Mesh Generator and Delaunay Triangulator. School of Computer Science Camegie Mellon University. Pittsburgh, Pennsylvania, 10 p.

Références

- Shields A. (1936). Use of dimensional analysis and turbulence research for sediment transport. Research Laboratory for Water and Marine. Berlin, Allemagne. 26 p.
- Shrestha S. & Htut A.Y. (2016). Land Use and Climate Change Impacts on the Hydrology of the Bago River Basin, Myanmar. *Environmental Modeling & Assessment*, 21(6): 819–833.
- Soares-Filho B., Moutinho P., Nepstad D., Anderson A., Rodrigues H., Garcia R., Dietzsch L., Merry F., Bowman M., Hissa L., Silvestrini R. & Maretti C. (2010). Role of Brazilian Amazon protected areas in climate change mitigation. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(24) : 10821–10826.
- Sonnendrucker P. (1964). Description géologique de la coupure Daloa Id à 1/50 000. Synthèse des travaux antérieurs. SODEMI, Côte d'Ivoire, 27 p.
- Soro G., Yao A., Kouame Y. & Bi T. (2017). Climate Change and Its Impacts on Water Resources in the Bandama Basin, Côte D'ivoire. *Hydrology*, 4(1): 18.
- Soro G.E., Anouma D.G.L., Goula B.T.A., Srahorou B. & Savané I. (2014). Caractérisation des sequences de secheresse météorologique a diverses echelles de temps en climat de type soudanais : cas de l'extreme Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire. *Larhyss Journal* (18): 107–124.
- Speers D.D. (2013). SSARR Model. Dans Computer models of watershed hydrology. Sous la direction de V.P. Singh. Water resources publications, 498 p.
- Spiegel MR (1975) Theory and problems of probability and statistics. McGraw-Hill, New-York, 372 p.
- Stanzel P., Kling H. & Bauer H. (2018). Climate change impact on West African rivers under an ensemble of CORDEX climate projections. *Climate Services*, 11: 36–48.
- Storch von, H. (1992). On the Use of “Inflation” in Statistical Downscaling. *Journal of Climate*, 12(12): 3505-3506.
- Subedi P., Subedi K. & Thapa B. (2013). Application of a Hybrid Cellular Automaton – Markov (CA-Markov) Model in Land-Use Change Prediction: A Case Study of Saddle Creek Drainage Basin, Florida. *Applied Ecology and Environmental Sciences*, 1(6): 126–132.
- Susperregui A.S. (2008). Caractérisation hydro-sédimentaire des retenues de Cointzio et d'Umécuaro (Michoacán, Mexique) comme indicateur du fonctionnement érosif du bassin versant, Thèse de Doctorat, Université Joseph Fourier, France 362 p.
- Sylla M.B., Faye A., Klutse N.A.B. & Dimobe K. (2018). Projected increased risk of water deficit over major West African river basins under future climates. *Climatic Change*, 151(2): 247–258.

Références

- Tagini B. (1971). Esquisse structurale de la Côte d'Ivoire. Essai de géotectonique régionale. Thèse De Doctorat, Université de Lausanne (Suisse) (Lausanne, Suisse), 302 p.
- Taïbi S., Meddi M., Mahé G. & Assani A. (2017). Relationships between atmospheric circulation indices and rainfall in Northern Algeria and comparison of observed and RCM-generated rainfall. *Theoretical and Applied Climatology*, 127(1–2): 241–257.
- Taïbi S., Meddi M. & Mahé G. (2019). Seasonal rainfall variability in the southern Mediterranean border: Observations, regional model simulations and future climate projections. *Atmósfera*, 32(1): 39–54.
- Tang X., Tong S., Huang G., Xu G., Li X., Lei K. & Yao S. (2021). Characteristics of sedimentation and channel adjustment linked to the Three Gorges Reservoir. *International Journal of Sediment Research*, 36(2): 177–189.
- Tattersall G.R., Elliott A.J. & Lynn N.M. (2003). Suspended sediment concentrations in the Tamar estuary. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(4): 679–688.
- Teal M., Bountry J. & Pridal D. (2015). Modeling Sediment Movement in Reservoirs. United States of America (USA), 25 p.
- Teeter A.M. (1986). Vertical Transport in Fine-Grained Suspension and Newly-Deposited Sediment. In: *Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*, ed. Mehta A.J., Springer New York, pp. 170–191.
- Thapa R.B. & Murayama Y. (2012). Scenario based urban growth allocation in Kathmandu Valley, Nepal. *Landscape and Urban Planning*, 105(1–2): 140–148.
- Tiron Dutu L., Dutu F., Secrieru D. & Opreanu G. (2019). Sediments grain size and geochemical interpretation of three successive cutoff meanders of the Danube Delta, Romania. *Geochemistry*, 79(2): 399–407.
- Touao K.M.G., Kouamé Y.M., Mélédje N.H., Sékongo G.L. & Soro G.E. (2018). Impact des changements d'occupation du sol et des changements climatiques sur le bassin versant de la rivière Davo, Côte d'Ivoire. *Scientific Journal November*, 14(33): 21.
- Twisa S., Kazumba S., Kurian M. & Buchroithner M.F. (2020). Evaluating and Predicting the Effects of Land Use Changes on Hydrology in Wami River Basin, Tanzania. *Hydrology*, 7(1): 17.
- Uddin M., Alam J.B., Khan Z.H., Jahid Hasan G.M. & Rahman T. (2014). Two-dimensional Hydrodynamic Modelling of Northern Bay of Bengal Coastal Waters. *Computational Water, Energy, and Environmental Engineering*, 03(04): 140–151.
- USACE (2000). Hydrologic Modeling System HEC-HMS. Technical Reference Manual version 3.5. US Army Corps of Engineers, Davis, CA, 138 p.

Références

- Van Rijn L. (1984). Sediment Transport, Part I: Bed Load Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 110: 1431–1456.
- Van Rijn L. (2007). Unified View of Sediment Transport by Currents and Waves. II: Suspended Transport. *Journal of Hydraulic Engineering*, 133(6): 668–689.
- Vanoni V.A. ed. (2006). Sedimentation Engineering. American Society of Civil Engineers, Reston, VA, 418 p.
- Veldkamp A. & Lambin E.F. (2001). Predicting land-use change. *Agriculture, Ecosystems & Environment*, 85(1–3): 1–6.
- Verstraeten G. & Poesen J. (2000). Estimating trap efficiency of small reservoirs and ponds: methods and implications for the assessment of sediment yield. *Progress in Physical Geography*, 24(2): 219–251.
- Vicente-Serrano S.M., Beguería S. & López-Moreno J.I. (2010). A Multiscalar Drought Index Sensitive to Global Warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index. *Journal of Climate*, 23(7) : 1696–1718.
- Vignal M. (2020). L’impact du changement global sur la flore du Sud-Est de la France : Modélisation multiscalaire de la répartition de 25 espèces à l’horizon 2100 par la dynamique de population. Thèse De Doctorat, Université Côte d’Azur (France), 954 p.
- van Vuuren D.P., Edmonds J., Kainuma M., Riahi K., Thomson A., Hibbard K., Hurtt G.C., Kram T., Krey V., Lamarque J.-F., Masui T., Meinshausen M., Nakicenovic N., Smith S.J. & Rose S.K. (2011). The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change*, 109(2): 5–31.
- Wang W., Zhang C., Allen J., Li W., Boyer M., Segerson K. & Silander J. (2016). Analysis and Prediction of Land Use Changes Related to Invasive Species and Major Driving Forces in the State of Connecticut. *Land*, 5(3): 25.
- Wentworth C. (1996). A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology*, 30(5): 377-392.
- Wetterhall F., Pappenberger F., He Y., Freer J. & Cloke H.L. (2012). Conditioning model output statistics of regional climate model precipitation on circulation patterns. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 19(6): 623–633.
- Yan B., Fang N.F., Zhang P.C. & Shi Z.H. (2013). Impacts of land use change on watershed streamflow and sediment yield: An assessment using hydrologic modelling and partial least squares regression. *Journal of Hydrology*, 484: 26–37.
- Yan H., Lipeme Kouyi G., Gonzalez-Merchan C., Becouze-Lareure C., Sebastian C., Barraud S. & Bertrand-Krajewski J.-L. (2014). Computational fluid dynamics modelling of flow

Références

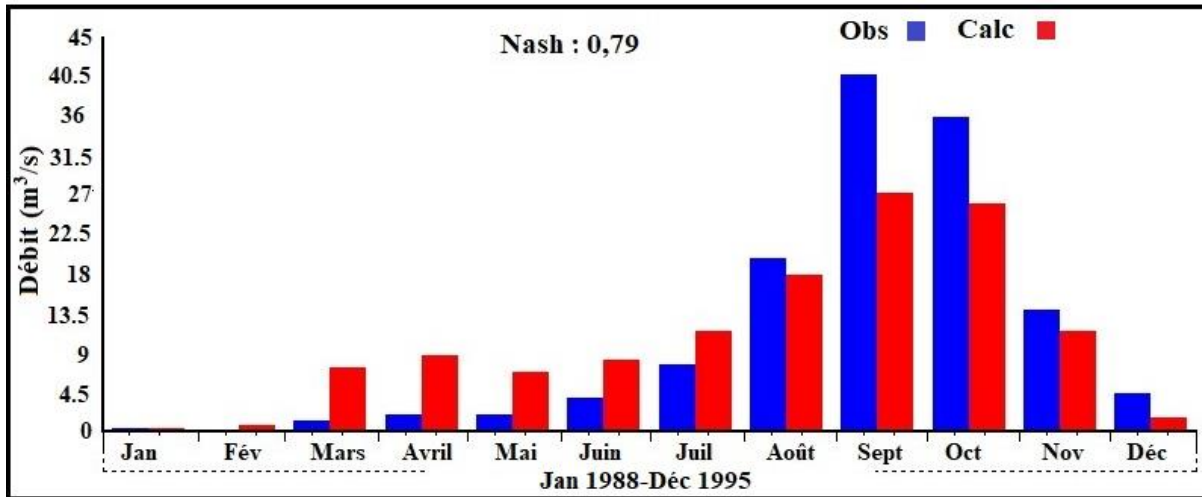
- and particulate contaminants sedimentation in an urban stormwater detention and settling basin. *Environmental Science and Pollution Research*, 21(8): 5347–5356.
- Yang S.L., Milliman J.D., Xu K.H., Deng B., Zhang X.Y. & Luo X.X. (2014). Downstream sedimentary and geomorphic impacts of the Three Gorges Dam on the Yangtze River. *Earth-Science Reviews*, 138 : 469–486.
- Yao A.B. (2015). Evaluation des potentialités en eau du bassin versant de la Lobo en vue d'une gestion rationnelle (centre-ouest de la côte d'ivoire). Thèse De Doctorat, Université Nanguy Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 225 p.
- Yao A.B., Goula T.A., Kouadio Z.A., Kouakou K.E., Kane A., & S Sambo (2012). Analyse de la variabilité climatique et quantification des Ressources en eau en zone tropicale humide : cas du bassin Versant de la lobo au centre-ouest de la Côte d'Ivoire. *Revue Ivoirienne des Sciences Technologie*, 19 : 136–157.
- Yao A.B., Kouassi L.K., Kouakou K.E., Goula B.T.A. & Gaye A.T. (2019). Evaluation des impacts potentiels des changements climatiques sur les écoulements de la rivière Lobo, Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire. *Afrique Science*, 15(4) : 330–342.
- Yapi A.F., N'Guessan Bi.V.H., Oga Y.M.S. & Kouadio B.H. (2017). Caractérisation de la sécheresse météorologique dans la région de la Marahoué : apport de l'Indice Standardisé de Précipitation (SPI). *Journal International Sciences et Technique de l'Eau et de l'Environnement*, 2(3) : 28–45.
- Yéo W.E. (2017). Effects of climate change and human activities on water resources in the comoe river basin (west africa). Thèse De Doctorat, Université d'Abomey - Calavi (uac), Bénin (Bénin), 167p.
- Yifru B.A., Chung I.-M., Kim M.-G. & Chang S.W. (2021). Assessing the Effect of Land/Use Land Cover and Climate Change on Water Yield and Groundwater Recharge in East African Rift Valley using Integrated Model. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 37: 100–926.
- Yousefi S., Pourghasemi H.R., Rahmati O., Keesstra S., Emami S.N. & Hooke J. (2021). Geomorphological change detection of an urban meander loop caused by an extreme flood using remote sensing and bathymetry measurements (a case study of Karoon River, Iran). *Journal of Hydrology*, 597: 125712.
- Zabalza-Martínez J., Vicente-Serrano S., López-Moreno J., Borràs Calvo G., Savé R., Pascual D., Pla E., Morán-Tejeda E., Domínguez-Castro F. & Tague C. (2018). The Influence of Climate and Land-Cover Scenarios on Dam Management Strategies in a High Water Pressure Catchment in Northeast Spain. *Water*, 10(11): 1668.

Références

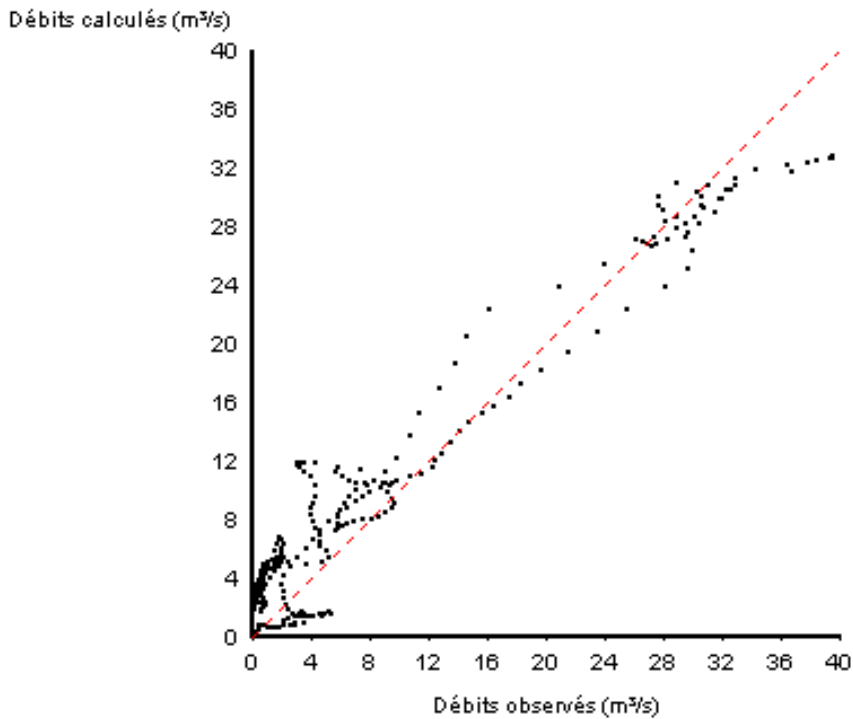
- Zanh G.G., Koua K.A.N., Kouakou K.A. & Barima Y.S.S. (2018). Saturation foncière à la périphérie de la Forêt Classée du Haut-Sassandra (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire) durant la période de 1990 à 2016. *Tropicultura*, 36(2): 171–182.
- Zavattero E. (2019). Integration of surface water modeling in a decision support system: application to the Lower Var Valley, France. Thèse De Doctorat, Université Côte d'Azur (France), 311 p.
- Zhang H., Nakagawa H. & Mizutani H. (2017). Bed morphology and grain size characteristics around a spur dyke. *International Journal of Sediment Research*, 27(2) : 141–157.

ANNEXES

Annexes

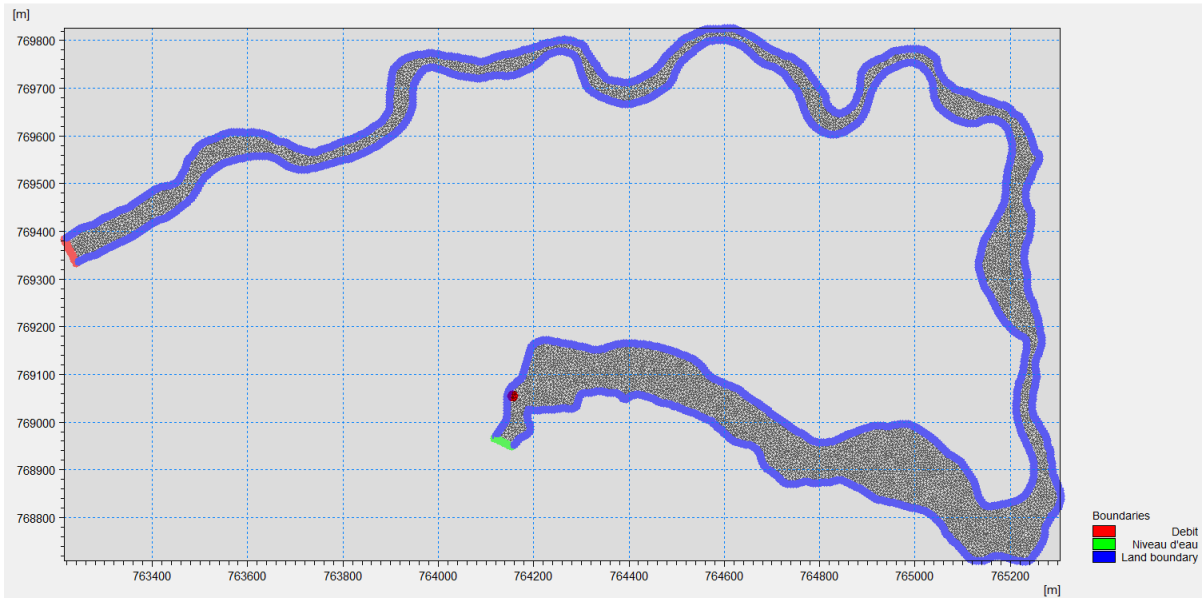


Annexe 1 : Histogramme de la moyenne interannuelle des débits mesurés et calculés pour la période 1988-1993 à Nibéhibé

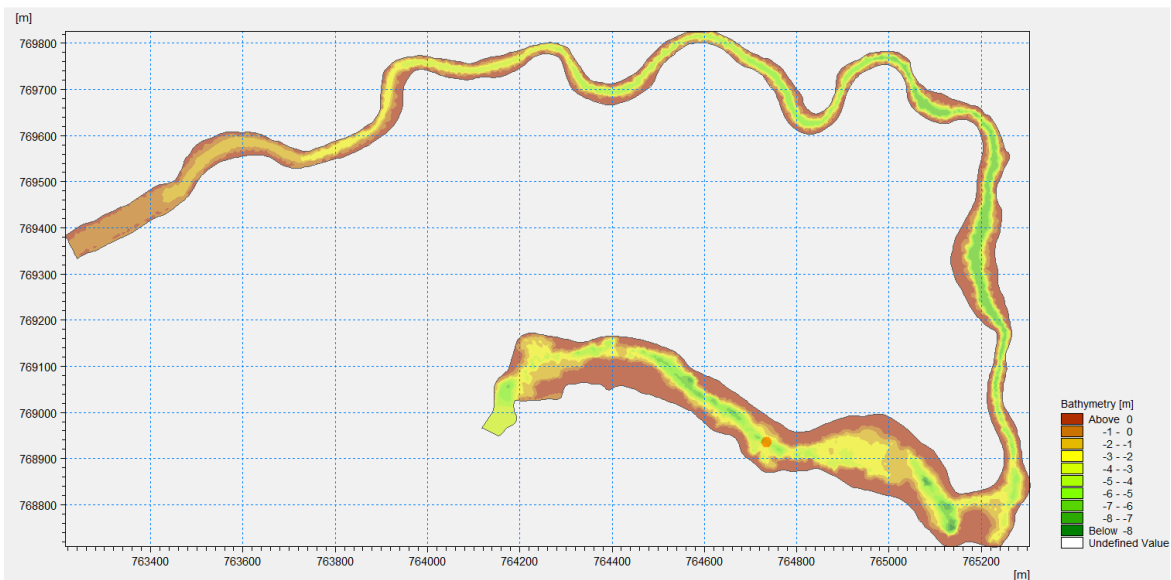


Annexe 2 : Histogramme de la moyenne interannuelle des débits mesurés et calculés pour la période 1988-1993 à Nibéhibé

Annexes

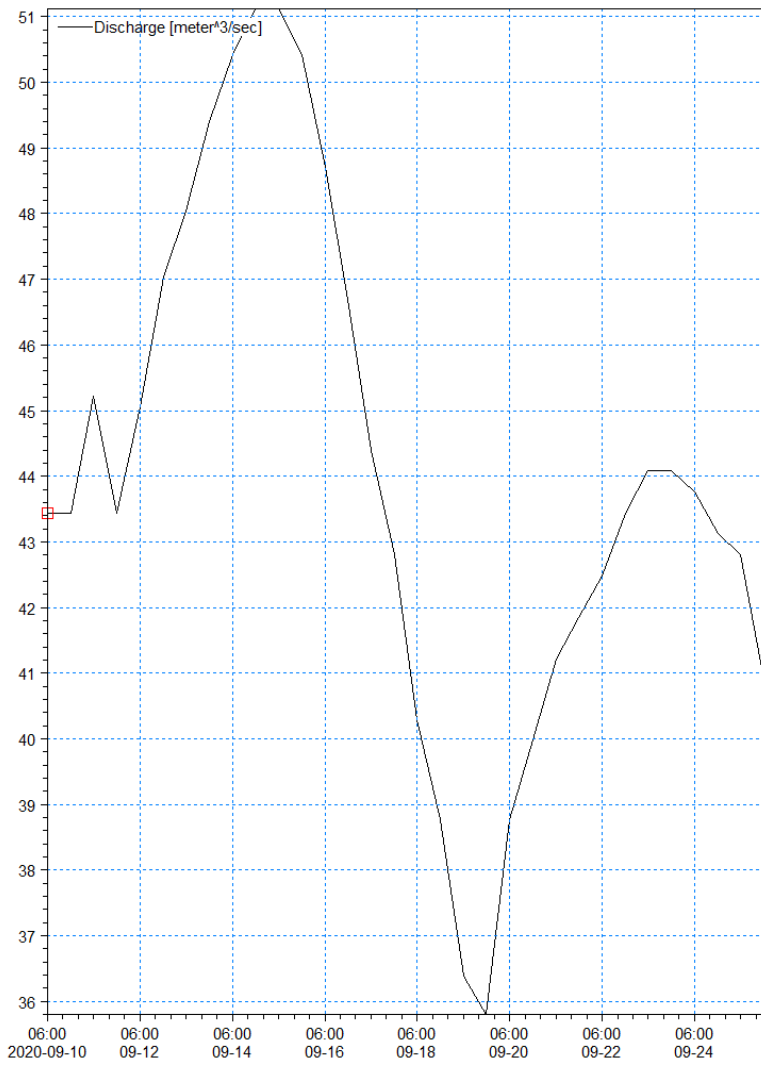


Annexe 3 : Discrétisation spatiale du domaine

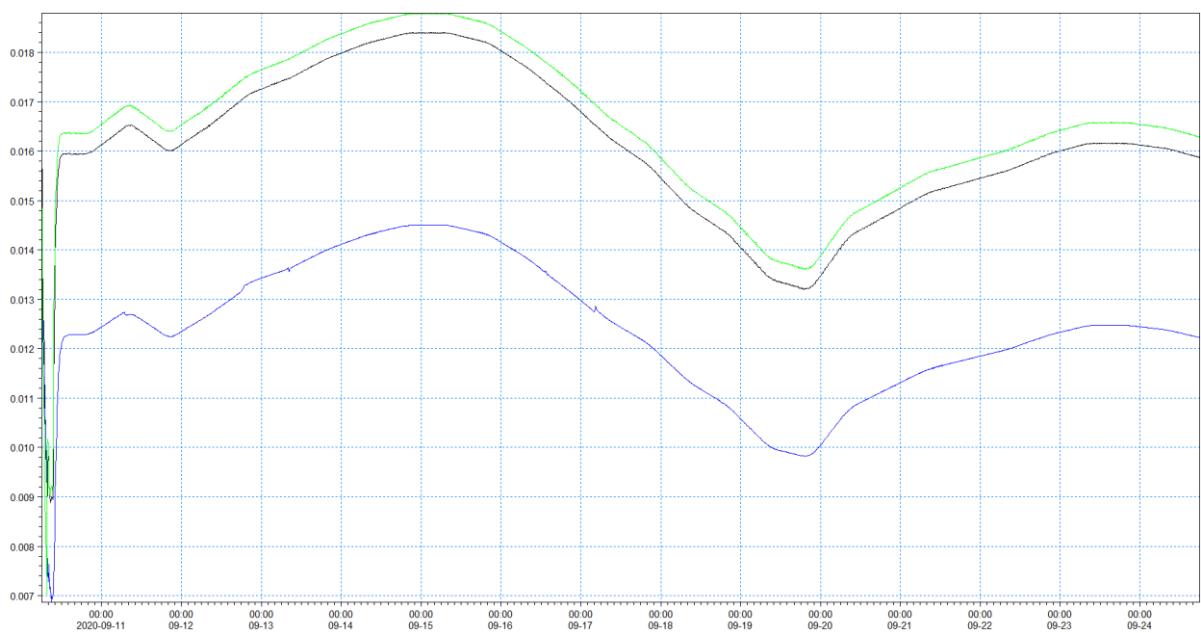


Annexe 4 : Bathymétrie du domaine

Annexes



Annexe 5 : Variation des débits observés dans la retenue d'eau



Annexe 6 : Variation des concentrations des matières en suspension dans la retenue d'eau

Publications scientifiques

LISTE DES PUBLICATIONS

Articles

Koffi B., Kouadio Z.A., Kouassi K.H., Yao A.B., Sanchez M. & Kouassi K.L. (2020). Impact of Meteorological Drought on Streamflows in the Lobo River Catchment at Nibéhibé, Côte d'Ivoire. *Journal of Water Resource and Protection*, 12(06): 495-511.

[10.4236/jwarp.2020.126030](https://doi.org/10.4236/jwarp.2020.126030)

Koffi B., Kouassi K.L., Sanchez M., Kouadio Z.A., Kouassi K.H. & Yao A.B. (2020). Estimation de la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo à l'aide de la théorie des bassins de décantation. In : *XVIèmes Journées, Le Havre*, Editions Paralia, pp. 249-258. [10.5150/jngcgc.2020.028](https://doi.org/10.5150/jngcgc.2020.028)

Koffi B., Zilé Alex Kouadio, Affoué Berthe Yao, Yaya Konaté, Martin Sanchez, Kouakou Lazare Kouassi (2022). Impact of climate and land use change on reservoir inflows in West African watershed. *Hydrological sciences Journal*. (En cours d'évaluation par le Journal)

Conférences internationales

Bérenger KOFFI, Kouakou Lazare KOUASSI, Martin SANCHEZ, Zilé Alex KOUADIO, Kouakou Hervé KOUASSI, Affoué Berthe YAO. "Estimation de la sédimentation dans la retenue d'eau de la rivière Lobo à l'aide de la théorie des bassins de décantation". *XVI^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil du Havre 2020 (France)*.

Berenger Koffi, Zilé Alex Kouadio, Affoué Berthe Yao, Kouakou Hervé Kouassi, Martin Sanchez Angulo, and Kouakou Lazare Kouassi. "Evaluation of the impacts of climate change and land-use dynamics on water resources: The case of the Lobo River watershed: Central-Western Côte d'Ivoire". *EGU General Assembly 2021, 19–30 Apr 2021 à Vienne (Autriche)*.

Bérenger Koffi, Yao Affoué Berthe, Kouadio Zilé Alex, Martin sanchez Angulo, Kouassi Kouakou Lazare. "Impact de la sécheresse météorologique sur les écoulements du bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé, Centre-ouest de la Côte d'Ivoire". *4^{ième} Conférence sur l'hydrologie des grands bassins fluviaux d'Afrique à Cotonou (Bénin), 15-20 Novembre 2021*.

Publications scientifiques

Bérenger Koffi, Yao Affoué Berthe, Kouadio Zilé Alex, Martin Sanchez Angulo, Kouassi Kouakou Lazare. "Evaluation des impacts des changements climatiques sur les ressources en eau du bassin versant de la rivière Lobo : Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire". *4^{ème} Conférence sur l'hydrologie des grands bassins fluviaux d'Afrique à Cotonou (Bénin), 15-20 Novembre 2021*.

Berenger Koffi, Zilé Alex Kouadio, Affoué Berthe Yao, Kouakou Hervé Kouassi, Martin Sanchez Angulo, Kouakou Lazare Kouassi. Impacts morphologiques du changement climatique sur les cours d'eau Impacts morphologiques du changement climatique sur les cours d'eau en Afrique de l'ouest. *Conférence internationale d'automne 2021 à l'Institut des Mathématiques pour la Planète Terre (IMPT-2021), 23-26 Novembre 2021 à Lyon (France)*.

Bérenger Koffi ; Martin Sanchez ; Affoué Berthe YAO ; Zilé Alex Kouadio and Kouakou Lazare Kouassi. Modélisation du fonctionnement hydrodynamique de la retenue d'eau de la rivière Lobo. *Colloque internationale sur les Transports sédimentaires : rivières et barrages réservoirs à Saclay-Chatou (France), 15-17 Mars 2022*.

Koffi Berenger ; Alexis Loukou Brou ; Kouadio kouamé Jean Olivier ; Kouakou Lazare Kouassi. Two-dimensional numerical simulation of suspended sediment transport in Lobo River Reservoir (Western-Central of Côte D'Ivoire). *The International Symposium on River sediment quality and quantity: environmental, geochemical and ecological perspectives, 17 - 21 October 2022, Bydgoszcz, Poland*.

Résumé

Résumé

Dans le contexte actuel de la croissance démographique et du changement climatique, la problématique de la gestion des retenues d'eau se pose avec acuité. Cette thèse s'inscrit dans le cadre de l'amélioration de l'accès à l'eau potable de la ville de Daloa à partir de la retenue d'eau de la rivière Lobo dans un contexte d'anthropisation et de changement climatique. La méthodologie adoptée a consisté d'abord à caractériser la variabilité climatique sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé à l'aide des indices standardisés des précipitations et de l'évapotranspiration (SPEI). Ensuite, à évaluer les impacts du changement climatique et de l'utilisation des terres sur les apports d'eau au réservoir de la rivière Lobo sous les scénarios climatiques RCP 4.5 et 8.5 à l'aide de trois modèles climatiques régionaux (RC4 ; CCLM4-8-17 et RACMO22T) du projet Cordex-Africa et du modèle hydrologique CEQUEAU ont été réalisés. Enfin, le rythme d'envasement et la capacité de piégeage des sédiments de la retenue d'eau de la rivière Lobo ont été réalisés à l'aide de la méthode de la théorie des bassins de décantation et le logiciel MIKE 21 FM/MT. Les résultats de la variabilité climatique ont montré que la sécheresse météorologique étaient plus fréquentes que la sécheresse hydrologique dans le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. Cependant, la sécheresse hydrologique a été plus longue et plus intense que la sécheresse météorologique. Par ailleurs, une reprise à la normale des précipitations et du ruissellement a été observée sur le bassin versant de la rivière Lobo à Nibéhibé. La prise en compte de l'impact du changement climatique et de la dynamique de l'occupation du sol a montré qu'une diminution des surfaces forestières augmente les apports d'eau dans la retenue d'eau de la rivière Lobo en période de crue, ce qui n'est pas toujours le cas durant les périodes d'étiage. Les résultats de la méthode de la théorie des bassins de décantation et le logiciel MIKE 21 FM/MT ont permis de montrer que la capacité de piégeage de la retenue d'eau de la rivière Lobo dépend des apports fluviaux, de la vitesse de chute des matières en suspension et d'un paramètre de forme r qui caractérise l'étendue des valeurs de la vitesse de chute des matières en suspension. Pendant les périodes d'étiage (79,72 % - 99,88 %) on a enregistré une hausse de la capacité de piégeage de la retenue d'eau par rapport à la période des crues (45,37 % - 83,45 %). Les résultats de l'influence du pompage sur l'hydrodynamique de la rivière Lobo ont montré que les niveaux d'eau ne sont pas significativement modifiés par le pompage (moins de 1,3 mm). Aussi, les résultats ont-ils montré que le pompage a un impact visible sur la circulation des matières en suspension dans la retenue d'eau et le dépôt des sédiments au fond, cependant cet impact est de faible amplitude (0,24 mm sur les dépôts). Les résultats des dépôts annuels obtenus avec le logiciel MIKE 21 (40,74 mm/an) évoluent dans le même ordre de grandeur que la méthode de la théorie des bassins de décantation sous l'hypothèse d'une vitesse de chute des matières en suspension distribuée selon la loi Gamma (48,52 mm/an). Ce qui n'est pas toujours vérifié sous l'hypothèse d'une vitesse de chute constante des matières en suspension. Les secteurs de l'ancienne et de la nouvelle prise d'eau restent les zones où on a observé les dépôts les plus importants. L'analyse des besoins et de la disponibilité des ressources en eau de la rivière Lobo a montré que, sur la base des débits moyens mensuels, les besoins hydriques envisagés pour la consommation de la commune de Daloa par la SODECI seront satisfaits à l'horizon 2030 et 2050.

Mots-clés : Changement climatique, Utilisation des terres, CEQUEAU, Sédimentation, Vitesse de chute, Loi Gamma, MIKE 21 FM/MT, Eau potable, Retenue d'eau, Rivière Lobo

Abstract

In the current context of population growth and climate change, the issue of water reservoir management is becoming increasingly important. This thesis is part of a project to improve access to drinking water for the city of Daloa from the Lobo River reservoir in a context of increasing pressure and climate change. The methodology adopted consisted firstly in characterising the climatic variability in the Lobo River catchment area at Nibéhibé using standardised rainfall and evapotranspiration indices (SPEI). Secondly, the impacts of climate change and land use on water inflows to the Lobo River reservoir under the RCP 4.5 and 8.5 climate scenarios were assessed using three regional climate models (RC4; CCLM4-8-17 and RACMO22T) from the Cordex-Africa project and the CEQUEAU hydrological model. Finally, the siltation rate and sediment trapping capacity of the Lobo River impoundment were carried out using the settling pond theory method and the MIKE 21 FM/MT software. The results of the climatic variability showed that meteorological drought was more frequent than hydrological drought in the Lobo River catchment at Nibéhibé. However, the hydrological drought was longer and more intense than the meteorological drought. On the other hand, a return to normal rainfall and runoff was observed in the Lobo River catchment at Nibéhibé. Considering the impact of climate change and the dynamics of land use, it was found that a decrease in forest areas increases the water input to the Lobo River reservoir during flood periods, which is not always the case during low water periods. The results of the settling basin theory method and the MIKE 21 FM/MT software have shown that the trapping capacity of the Lobo River reservoir depends on the fluvial inputs, the rate of fall of the suspended solids and a shape parameter r that characterises the range of values of the rate of fall of the suspended solids. During low water periods (79.72% - 99.88%) there was an increase in the trapping capacity of the reservoir compared to the flood period (45.37% - 83.45%). The results of the influence of pumping on the hydrodynamics of the Lobo River showed that the water levels are not significantly modified by pumping (less than 1.3 mm). Also, the results showed that pumping has a visible impact on the circulation of suspended solids in the reservoir and the deposition of sediments at the bottom, however this impact is of small magnitude (0.24 mm on deposition). The results of the annual deposits obtained with the MIKE 21 software (40.74 mm/year) evolve in the same order of magnitude as the method of the theory of the decantation basins under the hypothesis of a rate of fall of the suspended solids distributed according to the Gamma law (48.52 mm/year). This is not always verified under the assumption of a constant rate of fall of the suspended solids. The sectors of the old and new water intakes remain the areas where the most important deposits were observed. The analysis of the needs and availability of water resources in the Lobo River showed that, on the basis of average monthly flows, the water needs envisaged for the consumption of the Daloa town by SODECI will be met by 2030 and 2050.

Keywords: Climate change; Land use; CEQUEAU; Sedimentation; Settling velocity; Gamma Law; MIKE 21 FM/MT; Drinking water; Water reservoir; Lobo River