



UNIVERSITE
JEAN LOROUGNON GUEDE
UFR ENVIRONNEMENT

REPUBLIQUE DE CÔTE D'IVOIRE

Union-Discipline-Travail

Ministère de l'Enseignement Supérieur et
de la Recherche Scientifique

ANNEE : 2023 - 2024

N° D'ORDRE : 107

CANDIDAT

Nom : TRAORE

Prénom : Abdoulaye

THESE DE DOCTORAT

Mention : Géosciences et Environnement

Spécialité : Hydrogéologie - Hydrochimie

**Fonctionnement hydrodynamique et
hydrogéochimique des aquifères fracturés dans un
contexte de changement climatique : cas du
Département de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire)**

JURY

Président : M. KOUASSI Kouakou Lazare, Professeur Titulaire, Université Jean Lorougnon Guédé

Directeur : M. DIBI Brou, Professeur Titulaire, Université Jean Lorougnon Guédé

Rapporteur : M. EBLIN Sampah Georges, Maître de Conférences, Université Jean Lorougnon Guédé

Examineur : M. ADJA Miessan Germain, Maître de Conférences, Ecole Normale Supérieure

Examineur : M. SORO Gbombélé, Maître de Conférences, Université Félix Houphouët-Boigny

**Soutenue publiquement
le : 28 Novembre 2024**

TABLE DES MATIERES

DEDICACES.....	VII
REMERCIEMENTS	VIII
LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS.....	XI
LISTE DES TABLEAUX	XIII
LISTE DE FIGURES	XV
LISTE DES ANNEXES	XIX
INTRODUCTION.....	1
PREMIERE PARTIE : GENERALITES	2
Chapitre 1 : Contexte environnemental de la zone d'étude.....	6
1.1. Localisation de la zone d'étude.....	6
1.2. Milieu naturel	6
1.2.1. Géomorphologie.....	6
1.2.2. Pédologie.....	9
1.2.2.1. Sols ferralitiques désaturés	9
1.2.2.2. Sols hydromorphes	10
1.2.3. Végétation	10
1.2.4. Occupation des sols.....	11
1.2.5. Alimentation en eau potable (AEP) de la population.....	12
1.2.6. Réseau hydrographique	13
1.2.7. Evolution des paramètres climatiques.....	14
1.2.7.1. Régime de montagne	15
1.2.7.2. Humidité relative de l'air.....	15
1.2.7.3. Pluie et température de 1961-2023.....	16
1.3. Contexte géologique et hydrogéologique	17
1.3.1. Aperçu géologique du Département de Man.....	17
1.3.2. Contexte hydrogéologique	19
1.3.2.1. Aquifères d'altérites	20
1.3.2.2. Aquifères des fissures.....	21
1.3.2.3. Aquifères d'alluvions	22
1.3.2.4. Aquifères de versants.....	22
1.4. Contexte socio-économique.....	23
1.4.1. Population.....	23
1.4.2. Activités économiques de la zone d'étude	23

Chapitre 2 : Etat de l'art sur la variabilité climatique, l'indice de qualité des eaux souterraines, les aquifères fissurés et la modélisation hydrogéologique	25
2.1. Généralités sur l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau souterraine.....	25
2.1.1. Système climatique et eaux souterraines.....	25
2.1.2. Impact de la variabilité et du changement climatique sur les ressources en eau souterraine	25
2.1.2.1. Impact de la variabilité climatique sur la recharge.....	26
2.1.2.2. Impact de la variabilité climatique sur la qualité.....	26
2.1.2.3. Réaction des eaux souterraines face à la variabilité climatique	27
2.2. Généralités sur les méthodes d'indice de qualité des eaux souterraines.....	28
2.2.1. Méthodes conventionnelles	28
2.2.2. Méthode de la logique floue.....	31
2.3. Généralités sur la caractérisation des aquifères fissurés	31
2.3.1. Modèles conceptuels du profil d'altération des aquifères de socle.....	31
2.3.2. Description du profil d'altération en milieu de socle	32
2.4. Généralités sur la modélisation hydrogéologique.....	33
2.4.1. Modélisation des milieux fracturés	33
2.4.1.1. Approche continue.....	35
2.4.1.2. Approche discrète	36
2.4.2. Modélisation numérique d'écoulement souterrain	36
2.4.2.1. Equation régissant les écoulements souterrains.....	37
2.4.2.2. Méthodes de résolutions de l'équation de diffusivité	39
2.4.2.3. Conditions initiales et conditions aux limites du modèle	40
2.4.3. Aperçu sur les outils d'étude des modèles hydrogéologiques.....	41
DEUXIEME PARTIE : MATERIEL ET METHODES	40
Chapitre 3 : Matériel utilisé	44
3.1. Données.....	44
3.1.1. Données hydroclimatiques	44
3.1.2. Données cartographiques	44
3.1.3. Données piézométriques.....	44
3.1.4. Données des fiches techniques de forages	45
3.1.5. Données de transmissivités	45
3.2. Matériel d'étude	45

3.2.1. Matériel de terrain	45
3.2.2. Matériel d'analyses au laboratoire	47
3.3. Outils de traitement de données	47
Chapitre 4 : Méthodes.....	49
4.1. Caractérisation de la variabilité climatique du Département de Man.....	49
4.1.1. Comblement des valeurs manquantes	49
4.1.1.1. Comblement des séries pluviométriques	49
4.1.1.2. Analyse statistique des données pluviométriques	51
4.1.2. Etude de l'impact de la variabilité climatique sur la recharge des aquifères fracturés.....	53
4.1.2.1. Estimation des infiltrations efficaces dans le Département de Man (1961- 2023).....	53
4.1.2.2. Estimation des infiltrations efficaces dans les bassins versants du N'zo à Zoba, du Kô à Logoualé et du N'zo-Kô (1980-2000)	54
4.1.2.3. Estimation des infiltrations efficaces par la méthode de Thornthwaite sur le sous-bassin versant du Kô à Man sur les années 2018, 2019 et 2020.	57
4.1.3. Etude de la dynamique temporelle des niveaux d'eaux souterraines des aquifères fracturés.....	57
4.2. Caractérisation hydrogéochimique des ressources en eaux souterraines du Département de Man.....	59
4.2.1. Variabilité saisonnière de la qualité physico-chimique des eaux souterraines ...	59
4.2.1.1. Méthodes d'investigations.....	59
4.2.1.2. Méthodes analytiques et précision des données	62
4.2.1.3. Analyse de la variation temporelle des paramètres physico-chimiques et chimiques.....	64
4.2.1.4. Détermination de l'origine de la minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude.....	66
4.2.1.5. Etude de l'âge relatif des eaux souterraines de la zone d'étude	68
4.2.2. Evaluation de la qualité des eaux souterraines à l'aide de la méthode de la logique floue.....	69
4.2.2.1. Développement d'un indice de qualité des eaux souterraines basé sur la logique floue	69
4.2.2.2. Utilisation du langage de programmation python	72
4.2.2.3. Règles de la logique floue	73

4.3. Simulation de l'impact de la variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du sous-bassin versant du Kô à Man.....	75
4.3.1. Structure et fonctionnement du système	76
4.3.1.1. Etude de la piézométrie de la nappe des aquifères fracturés du sous bassin versant du Kô à Man.....	76
4.3.1.2. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquifères fracturés de la zone test	78
4.3.2. Elaboration d'un modèle d'écoulement des eaux souterraines de la Zone test...	83
4.3.2.1. Modélisation des écoulements souterrains en zone saturée.....	83
4.3.2.2. Elaboration du modèle conceptuel : géométrie du modèle.....	85
4.3.2.3. Modélisation numérique	89
TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSION	98
Chapitre 5 : Caractéristiques de la variabilité climatique du Département de Man	99
5.1. Variabilité du climat	99
5.1.1. Test de double cumul des stations climatiques	99
5.1.2. Variabilité interannuelle des précipitations de 1961 à 2023	101
5.1.3. Tendance interannuelle des précipitations et des températures moyennes mensuelles de 1961 à 2023.....	105
5.1.3.1. Evolution des précipitations de 1961 à 2023.....	105
5.1.3.2. Tendance interannuelle des températures.....	109
5.1.4. Tests statistiques de tendances de Mann-Kendall	112
5.1.4.1. Cas des précipitations	112
5.1.4.2. Cas de la température moyenne.....	114
5.2. Impact de la variabilité du climat sur la recharge de la nappe des aquifères fracturés.....	115
5.2.1. Infiltrations efficaces en fonction des périodes saisonnières	115
5.2.2. Infiltrations efficaces par le couplage des méthodes de Thornthwaithe et de Thiessen.....	119
5.2.3. Estimation des infiltrations efficaces sur les périodes de 2018, 2019 et 2020..	121
5.3. Analyse temporelle des niveaux d'eau souterraine des aquifères fracturés.....	121
5.3.1. Evolution de la piézométrie en août 2018 et en août 2020	121
5.3.2. Evolution saisonnière de la piézométrie en août 2018 et en février 2019.....	123
5.4. Discussion	125
Chapitre 6 : Caractéristiques hydrogéochimiques des ressources en eaux souterraines	130

6.1. Variation saisonnière de la qualité physico-chimique et chimiques des eaux souterraines	130
6.1.1. Validité des mesures.....	130
6.1.2. Caractéristiques physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines du Département de Man	130
6.1.2.1. Analyse des paramètres physico-chimiques et chimiques des eaux.....	130
6.1.2.2. Faciès chimiques des eaux souterraines du Département de Man.....	143
6.1.3. Analyse statistique multivariée des eaux souterraines du Département de Man.	144
6.1.3.1. Analyse en Composantes Principales Normées (ACPN)	144
6.1.3.2. Classification Ascendante Hiérarchique (CAH).....	157
6.1.4. Age relatif des eaux souterraines du Département de Man.....	159
6.1.4.1. Cas de la saison sèche.....	159
6.1.4.2. Cas du début de la saison humide.....	160
6.2. Qualité des eaux souterraines à l'aide de la logique floue.....	162
6.2.1. Caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines de 2019 à 2023	162
6.2.2. Indice de qualité des eaux souterraines à l'aide de la logique floue.....	162
6.3. Discussion	166
Chapitre 7 : Impact de variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du sous-bassin versant du Kô à Man	171
7.1. Caractéristiques du système aquifère du sous-bassin versant du Kô	171
7.1.1. Lithologie de l'aquifère	171
7.1.2. Propriétés hydrodynamiques	172
7.1.2.1. Transmissivités	172
7.1.2.2. Perméabilités	173
7.1.2.3. Porosités efficaces	174
7.2. Modèle hydrodynamique de fonctionnement du système aquifère du Kô à Man ...	174
7.2.1. Modèle d'écoulement souterrain en zone saturée	174
7.2.1.1. Calage du modèle en régime permanent.....	174
7.2.1.2. Validation du modèle en régime transitoire de Août 2018 à Août 2020....	181
7.2.1.3. Simulations prévisionnelles.....	186
7.3. Discussion	190
CONCLUSION GENERALE	196
REFERENCES.....	200

ANNEXES
PUBLICATIONS

DEDICACES

Je dédie cette thèse à la mémoire de mes deux défunts géniteurs :

DAOUDA TRAORE & NAMINATA KARAMOKO

Je dédie à chacun ces poèmes sous forme d'acrostiche

Digne créature d'Allah et valeureux père
Allié des hommes intègres et source d'exemplarité
Ouvert aux autres, tu as su t'imposer à tes paires
Unique en ta maestria, tu as su nous modeler en beauté
Dominant ton ça, tu as su être pour nous un repère
Autorité morale et autodidacte par-delà toute vanité

Tourné vers l'avenir, tu as su être ce guide monumental,
Rigoureux, tu as su semer en nous la graine de l'humilité
Animateur calme et éducateur averti de la niche familiale,
Orchestrant l'avenir en prière de tes enfants en primauté
Réjouis-toi donc père en cet instant où j'exhorte ton aval
Elevé ; sois-le auprès de Dieu, l'homme exceptionnel

&

Naturelle et femme africaine à la grande générosité,
Altruiste, digne mère, tu baignes d'amour
Meneuse aussi, tu as su allier sagesse, courage et bonté
Infatigable travailleuse, presque sans recours
Née sous une belle étoile ; tu es pétrie de qualités :
Autonomie, courtoisie et respect au-delà de tout humour
Tout égo bu, tu as su implanter en nous la divinité,
Au travers de moi ; sois hautement honorée pour toujours

Kaléidoscope enveloppé dans un moule inestimable,
Affable, tu as su inculquer en moi le vivre chichement
Rassérénée, tu distilles à tout égard un don incroyable
Aujourd'hui plus qu'hier, tu me manques richement
Maman ! reçois donc le battement de mon cœur aimable
Ouvrant en moi la sensation du bien-être indéfiniment
Karamoko, fille puis mère, tu es restée un trésor inestimable
Ouvrière pieuse ; qu'Allah t'adopte en son paradis dignement

REMERCIEMENTS

Je remercie tout d'abord le Seigneur, le créateur des cieux et de la terre de m'avoir accordé une santé durable et une longue vie afin que ce travail de longue haleine trouve un dénouement heureux. Je le remercie également de m'avoir accordé toute l'énergie possible pour la réalisation de ce travail.

Je tiens à remercier l'ensemble des autorités de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG). J'exprime particulièrement ma profonde gratitude au Professeur ADOHI Krou Viviane, Présidente de l'UJLoG de m'avoir permis de réaliser cette thèse dans ladite Université. Je remercie également le Professeur KOUASSI Kouakou Lazare, Directeur de l'UFR Environnement (Unité de Formation et de Recherche en Environnement) de l'UJLoG de m'avoir mis en contact avec le Professeur DIBI Brou pour assurer mon encadrement en thèse. Merci cher Maître pour la disponibilité, les conseils avisés et surtout pour la confiance. Professeur, je voudrais également vous dire merci d'avoir accepté de présider le jury de cette thèse.

Je remercie ensuite le Professeur DIBI Brou, Directeur du Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement (LSTE) de l'UFR Environnement, mon directeur de thèse, de m'avoir fait confiance ; cette confiance qui constitue le « pace maker » de toute bonne relation future. Mon inscription en thèse n'a pas du tout été facile. Le Professeur a dû batailler fort pour que cette inscription soit possible. Merci infiniment Professeur. Recevez l'expression de ma reconnaissance infinie. Je n'oublie pas aussi cette phrase que vous profériez souvent avec ironie « Traoré et les six (6) millions, c'est fini déjà ? » et je souriais sans vous répondre. Merci Professeur pour vos taquins.

A travers ces mots, je voudrais dire merci aux Docteurs DOUAGUI Gountoh Aristide de l'Université Nangui Abrogoua et EBLIN Sampah Georges de l'Université Jean Lorougnon Guédé de Daloa, tous les deux Maîtres de Conférences puis au Professeur KOUASSI Amani Michel à l'Institut National Polytechnique Félix Houphouët-Boigny de Yamoussoukro, qui ont bien voulu accepter d'être les rapporteurs de cette thèse. Professeurs, vos différentes observations et suggestions ont permis d'améliorer considérablement ce manuscrit. Soyez assurés de ma profonde reconnaissance pour l'apport inestimable que vous m'avez apporté. Merci infiniment chers Maîtres.

Je voudrais aussi exprimer ma profonde gratitude aux Docteurs ADJA Miessan Germain de l'Ecole Normale Supérieure d'Abidjan et SORO Gbombélé, UFR des Sciences de la Terre et des Ressources Minières (STRM) de l'Université Houphouët-Boigny de Cocody, tous les

deux Maîtres de Conférences qui ont bien voulu examiner ce travail. Soyez rassurés chers Maîtres de mon infinie reconnaissance et de mes sincères remerciements pour avoir accepté de prendre part au jury de cette thèse en tant qu'examineurs. Vos commentaires et critiques me permettront d'améliorer ce mémoire.

Je remercie Monsieur SORO Nagnin, Professeur émérite en Hydrochimie, qui a guidé mes premiers pas dans le domaine de la recherche en acceptant mon encadrement au Diplôme d'Etudes Approfondies (DEA) à l'Université Nangui Abrogoua (Ex-Université Abobo-Adjamé), sans oublier Monsieur SAVANÉ Issiaka, Professeur émérite en Hydrogéologie, Télédétection et Systèmes d'Information Géographique (SIG). Chers Professeurs, je vous suis reconnaissant.

Je suis très reconnaissant envers le Professeur KONAN-WAIDHET Arthur Brice, Responsable du Conseil Pédagogique de l'UFR Environnement pour ses conseils et ses encouragements, sans oublier les Docteurs KOUADIO Zilé Alex et MANGOUA Oi Mangoua Jules, tous les deux Maître de Conférences, pour les conseils avisés.

Je remercie également le Docteur SORO Tanina Drissa, Maître de Conférences, d'avoir porté un regard critique sur mes travaux de thèse à chaque fois que le besoin s'est fait sentir. Je suis très reconnaissant envers les Docteurs SOMBO Abé Parfait, YAO Affoué Berthe, KOUASSI Kouakou Hervé, ANOH Kouao Armand, tous Maîtres de Conférences puis les Docteurs KOUAME Yao Morton, BROU Loukou Alexis, tous les deux Maître Assistants et KAMENAN Monique épouse MANGOUA pour leurs conseils et contributions significatives.

Mes remerciements sont aussi adressés à M. DAGNOGO Salifou, Directeur Régional de l'Hydraulique du Tonkpi (DRHT) pour l'acquisition des données techniques des forages, d'essai de pompage et les logs de forages du Département de Man ainsi que la facilitation de nos différentes missions sur le terrain.

Je voudrais remercier également les docteurs KOFFI Bérenger, TOURÉ Fanraban Fabrice, KOKOBOU Kouassi Hervé et doctorants KOUASSI Kouassi Jean Michel, KOUASSI Amoin Anne-Marie, OUEDÉ Gla Blaise, KONATÉ Yaya du Laboratoire des Sciences et Technologie de l'Environnement pour leurs contributions à la réalisation de ce travail. Je voudrais particulièrement remercier Dr KOUADIO Kouamé Jean Olivier, Assistant à l'Université Felix Houphouët Boigny de Cocody (Abidjan) pour sa forte implication dans la réalisation de ce travail et surtout dans la finition de ce mémoire.

Je dis un grand merci à Dr OUATTARA Gningnéri Souleymane et au doctorant KONAN Yao Emile Desmond pour les différentes missions de terrain effectuées dans le Département de Man.

Je remercie tous les étudiants du laboratoire LSTE de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UJLoG) de Daloa surtout à la doctorante YAO Josiane et à YAO Joseph pour leur apport personnel à ce travail de thèse.

Je tiens à remercier mon oncle TRAORÉ Bema, Directeur des établissements publics au Ministère de l'Enseignement Technique, de la Formation Professionnelle et l'Apprentissage (METFPA) qui a su me motiver à faire la Thèse. Merci cher oncle pour votre soutien moral et financier depuis mes premiers pas à l'école.

Merci également à Monsieur KARAMOKO Mébara, enseignant des Sciences de la Vie et de la Terre (SVT) à la retraite et à son épouse, tous deux résidents à Daloa pour les mots d'encouragement dans la continuité de mes études.

Mes remerciements vont à l'endroit de ma très chère et tendre épouse TRAORÉ Tanmanthié Kadidiatou pour son soutien inestimable et son amour sans oublier mes filles chéries Aminata Djamila et Aminata Samira, homonymes de ma mère.

J'adresse mes vifs remerciements à toute la grande famille TRAORÉ et KARAMOKO à Abidjan, Bassam, Divo, Canada et France (oncles, tantes, cousins et cousines) pour leur soutien moral.

J'ai une pensée pieuse pour mon défunt frère cadet TRAORÉ Nouho. Que le Seigneur lui fasse miséricorde et lui accorde le paradis.

Je dois également des remerciements à mon « frère » COULIBALY Aboudramane, en Master 2 de Géosciences et Environnement à l'Université Nangui Abrogoua pour son implication personnelle dans mes travaux de recherches. Il a été d'un apport exceptionnel dans la réalisation de certains de mes travaux. C'est lui qui a également conduit mes premiers pas vers la cartographie numérique.

Je dis un grand merci à TUO Sana Dominique, étudiant en Master 2 de Géologie, Mine et Environnement (GME) à l'Université de Man (U-Man) pour son aide quotidienne dans l'achèvement de ce travail.

Je remercie également mes amis et compagnons de tous les jours Messieurs KONATÉ Adams et ETÉ Kodjalé Nindjin tous deux écrivains. Leurs critiques sur les syntaxes et fautes grammaticales ont grandement amélioré la rédaction de ce mémoire. Je vous remercie chers « frères ».

Pour clore ce chapelet de remerciements, je pense à la famille KONÉ particulièrement à Monsieur KONÉ Mengoro, doctorant au LSTE, mon tuteur à Daloa. Cher frère merci pour ton hospitalité légendaire. Que le Seigneur te le rende au centuple.

LISTE DES SIGLES ET ABREVIATIONS

ACPN	: Analyse en Composantes Principales Normées
AEP	: Alimentation en Eau potable
BI	: Balance Ionique
CHA	: Classification Hiérarchique Ascendante
CCT	: Centre de Cartographie et de Télédétection
DGPS	: Differential Global Position System (Système différentiel de positionnement global)
DRHT	: Direction Régionale de l'Hydraulique de Tonkpi
ETP	: EvapoTranspiration Potentielle
ETR	: EvapoTranspiration Réelle
FEFLOW	: Finite Element Subsurface Flow and Transport Simulation System (Système de simulation par éléments finis de l'écoulement et du transport Souterrain)
FIT	: Front Intertropical
GPS	: Global Positioning System (Système de positionnement global)
INPHB	: Institut National Polytechnique Felix Houphouët Boigny
INS	: Institut National de la Statistique
IQE	: Indice de Qualité de l'Eau
IQELF	: Indice de Qualité des Eaux de la Logique Floue
ISC	: Indice de Saturation en Calcite
ISD	: Indice de Saturation en Dolomite
LSTE	: Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement
MARTHE	: Modélisation d'Aquifères avec un maillage Rectangulaire, Transport et Hydrodynamique
METFPA	: Ministère de l'Enseignement Technique, de la Formation Professionnelle et l'Apprentissage
MNA	: Modèle Numérique d'Altitude
MNT	: Modèle Numérique de Terrain
MODFLOW	: Modular Three-Dimensional Finite Difference Groundwater Flow Model (Modèle modulaire tridimensionnel à différences finies pour l'écoulement des eaux souterraines)

NRC	: National Research Council (Conseil national de la recherche)
NRMS	: Normalized Root Mean Square (Racine carrée de la moyenne des carrées Normalisées)
NTU	: Nephelometric Turbidity Unit (Unité de turbidité néphélométrique)
OMM	: Organisation Météorologique Mondiale
OMS	: Organisation Mondiale de la Santé
PAI	: Produit d'Activité Ionique
PNUD	: Programme des Nations Unies pour le Développement
RMS	: Root Mean Square (Racine carrée de la moyenne des carrés)
SIG	; Système d'Information Géographique
SODECI	: Société de Distribution d'Eau de la Côte d'Ivoire
SODEXAM	: Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire, Aéronautique et Météorologique
SRTM	: Shuttle Radar Topography Mission (Mission de topographie radar de la navette)
SS	: Socle Sain
SVT	: Sciences de la Vie et de la Terre
UJLoG	: Université Jean Lorougnon Guédé
USGS	: United States Geological Survey (Service géologique des États-Unis)
VRD	: Voiries et Réseaux Divers
WGS 84	: World Geodetic System 1984 (Système géodésique mondial 1984)
WTR	: Water Table Ratio (Rapport de la nappe phréatique)
ZA	: Zone Altérée
ZFS	: Zone Fracturée Stratiforme
ZFV	: Zone Fracturée SubVerticale

LISTE DES TABLEAUX

Tableau I : Caractéristiques de l'image satellitaire utilisée pour la réalisation de la carte d'occupation des sols en 2023 dans le Département de Man.....	11
Tableau II : Différents forages échantillonnés, les localités et les coordonnées géographiques	61
Tableau III : Méthodes d'analyse des paramètres chimiques.....	63
Tableau IV : Classification des valeurs faibles et élevées à partir de celles obtenues	65
Tableau V : Classes des indices de qualité des eaux souterraines par la logique floue	72
Tableau VI : Termes linguistiques et ensembles flous pour l'indice flou.....	74
Tableau VII : Caractéristiques des périodes humides, sèches et normales de la période 1961-2023 des stations climatiques	101
Tableau VIII : Résultats du test de Mann-Kendall appliqué aux données pluviométriques des stations climatiques (1961-2023)	112
Tableau IX : Détection de tendance dans la série des températures de la station synoptique de Man (1961-2023) par le test de Mann-Kendall	114
Tableau X : Infiltrations efficaces au niveau de la station synoptique de Man (1961-2023)	116
Tableau XI : Infiltrations efficaces au niveau de la station pluviométrique de Danané	116
Tableau XII : Infiltrations efficaces au niveau de la station pluviométrique de Gbonné.....	117
Tableau XIII : Infiltrations efficaces au niveau de la station pluviométrique de Biankouma (1961-2023).....	117
Tableau XIV : Caractéristiques des épisodes d'infiltrations efficaces des réservoirs souterrains	118
Tableau XV : Valeurs de la lame d'eau ruisselée, de l'infiltration efficace et du coefficient de ruissellement au niveau de chaque sous-bassin.....	120
Tableau XVI : Valeurs des paramètres du bilan hydrologique des années 2018, 2019 et 2020 déterminées par la méthode de Thorntwaithe dans le sous bassin versant du Kô à Man.....	121
Tableau XVII : Test de t Student des échantillons (août 2018 - août 2020)	123
Tableau XVIII : Test des échantillons appariés de t Student (août 2018 - février 2019).....	125
Tableau XIX : Statistiques élémentaires des paramètres physico- chimiques et chimiques des eaux souterraines	131
Tableau XX : Valeurs propres et pourcentage de variance exprimée de la saison sèche	144
Tableau XXI : Coordonnées des variables de la saison sèche	145
Tableau XXII : Matrice de corrélation entre les variables de la saison sèche.....	147

Tableau XXIII : Valeurs propres et pourcentage de variance exprimée du début de la saison pluvieuse.....	151
Tableau XXIV : Coordonnées des variables du début de la saison humide.....	152
Tableau XXV : Matrice de corrélation entre les variables du début de la saison humide (mars 2019).....	154
Tableau XXVI : Valeurs moyennes des paramètres d'entrée de la logique floue	162
Tableau XXVII : Valeurs des indices de qualité de l'eau à partir de la logique floue des forages en 2019 et en 2023	164
Tableau XXVIII : Caractéristiques statistiques de la transmissivité des réservoirs de socle du sous-bassin versant du Kô	173
Tableau XXIX : Perméabilités des aquifères d'altérites et de fissures du sous-bassin du Kô à Man.....	173
Tableau XXX : Porosités de drainage du sous-bassin versant du Kô	174
Tableau XXXI : Valeurs initiales et simulées de la conductivité hydraulique (K) dans le sous-bassin versant du Kô à Man	176
Tableau XXXII : Valeurs initiales et simulées de la recharge et de la porosité efficace dans le sous-bassin versant du Kô à Man	176
Tableau XXXIII : Critères de performance du modèle en régime permanent	177
Tableau XXXIV : Ecart entre les charges observées et celles simulées (février 2019).....	178
Tableau XXXV : Critères de performance du calage en régime transitoire	182
Tableau XXXVI : Ecart entre les charges simulées et observées en régime transitoire (2020)	183

LISTE DE FIGURES

Figure 1 : Situation géographique du Département de Man	6
Figure 2 : Carte du relief du Département de Man.....	7
Figure 3 : Inselbergs observés dans la zone d'étude	8
Figure 4 : Occupation du sol dans le Département de Man en mars 2023.....	12
Figure 5 : Site de prélèvement d'eau de la SODECI dans la zone d'étude.....	13
Figure 6 : Carte du réseau hydrographique du Département de Man	14
Figure 7 : Humidité relative de l'air dans la région de Man (1970-2015)	16
Figure 8 : Diagramme ombrothermique de la zone d'étude (station synoptique de Man, 1961-2023).....	17
Figure 9 : Carte géologique du Département de Man	18
Figure 10 : Quelques affleurements observés dans la zone d'étude.....	19
Figure 11 : Modèle d'aquifère du Département de Man	20
Figure 12 : Puits traditionnels captant les nappes d'altérites	21
Figure 13 : Pompes à motricité humaine.....	22
Figure 14 : Quelques activités socio-économiques de la zone d'étude.....	24
Figure 15 : Réactions et processus entrant en jeu dans la composition chimique des eaux souterraines à l'échelle régionale.....	30
Figure 16 : Modèle conceptuel hydrogéologique de la zone de socle en milieu tropical : exemple du Bénin	33
Figure 17 : Modèles conceptuels représentant la géométrie des fractures et des flux d'eaux à différentes échelles.....	34
Figure 18 : Approches de modélisation de l'écoulement dans un milieu fracturé.....	35
Figure 19 : Schéma des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractère géologique	37
Figure 20 : Matériel de terrain.....	46
Figure 21 : Matériel d'analyses chimiques.....	47
Figure 22 : Application de la méthode des polygones de Thiessen sur des bassins de la zone d'étude.....	56
Figure 23 : Carte de répartition spatiale des forages dans le Département de Man	58
Figure 24 : Mesure de niveau d'eau dans un forage hors usage à Yapleu en 2020	59

Figure 25 : Carte des points d'échantillonnage des eaux souterraines de la zone d'étude.....	60
Figure 26 : Prélèvement d'eau de forages (Mars 2023)	62
Figure 27 : Diagramme de processus pour le système d'inférence floue.....	73
Figure 28 : Localisation de la zone à modéliser (sous-bassin versant du Kô à Man)	75
Figure 29 : Carte des points nivelés au GPS différentiel sur la zone test	77
Figure 30 : Principe d'installation du GPS Différentiel	77
Figure 31 : Carte des points de prélèvement des échantillons de sol sur le sous- bassin versant du Kô (Zone test).....	80
Figure 32 : Prélèvement d'échantillons de sol dans la zone d'étude	83
Figure 33 : Organigramme pour la conception du modèle hydrogéologique.....	84
Figure 34 : Surface topographique de la zone test	87
Figure 35 : Corrélation entre les données d'altitudes SRTM et celles des levées au GPS Différentiel	87
Figure 36 : Modèle conceptuel 3D des différentes couches de l'aquifère de la Zone test.....	89
Figure 37 : Maillage prismatique du sous-bassin versant du Kô (Zone test).....	90
Figure 38 : Conditions aux limites du sous-bassin versant du Kô (Zone test).....	91
Figure 39 : Vue en plan des fractures introduites de façon discrète dans le socle suivant les formations géologiques	93
Figure 40 : Test de double cumul sur les stations de la période 1961-2023 avec la station de Man comme station de référence.....	100
Figure 41 : Evolution interannuelle de la pluviométrie des stations climatiques du Département de Man et ses environs avec les indices centrés réduits des hauteurs pluviométriques annuelles (1961-2023).....	104
Figure 42 : Evolution de la pluviométrie moyenne mensuelle interannuelle des stations climatiques du Département de Man et ses environs de 1961 à 2023.....	106
Figure 43 : Evolution interannuelle moyenne des mois les plus pluvieux des stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma.....	108
Figure 44 : Variation interannuelle des températures moyennes annuelles (1961-2023) de la station synoptique de Man.....	109
Figure 45 : Distribution des températures annuelles (1961-2023) de la station synoptique de Man.....	110

Figure 46 : Distribution des températures annuelles (1961-2023) de la station synoptique de Man.....	111
Figure 47 : Tendances pluviométriques au niveau des stations pluviométriques du Département de Man déterminées par le test de Mann-Kendall.....	113
Figure 48 : Tendances à la hausse des températures à la station synoptique de Man (1961-2023)	114
Figure 49 : Histogramme des termes du bilan des sous-bassins versants du Kô, N'zo et Kô - N'zo (1980-2000).....	120
Figure 50 : Variation du niveau d'eau dans les forages du Département de Man au cours des deux campagnes (août 2018 et août 2020)	122
Figure 51 : Variation du niveau d'eau dans les forages au cours des deux campagnes (février 2019 et août 2018).....	124
Figure 52 : Variation temporelle des cations majeurs des valeurs faibles et élevées des eaux souterraines du Département de Man en saison sèche et en début de la saison humide	136
Figure 53 : Variation temporelle des anions majeurs des valeurs faibles et élevées des eaux souterraines du Département de Man en saison sèche et en début de la saison humide	138
Figure 54 : Variation temporelle des sels nutritifs des valeurs faibles et élevées des souterraines du Département de Man en saison sèche et en début de la saison humide	140
Figure 55 : Variation temporelle des éléments traces métalliques des valeurs faibles et élevées des eaux souterraines du Département de Man en saison sèche et en début de la saison pluvieuse	142
Figure 56 : Représentation des eaux souterraines dans le diagramme de Piper.....	143
Figure 57 : Diagramme du Eh en fonction du pH de la saison sèche (2019).....	146
Figure 58 : Diagramme du NO_3^- en fonction du Cl^- de la saison sèche (2019).....	146
Figure 59 : Cercles de communauté des plans factoriels en saison sèche (décembre 2019) .	150
Figure 60 : Diagramme de Eh en fonction du pH du début de la saison humide (2019)	153
Figure 61 : Diagramme de NO_3^- en fonction du Cl^- du début de la saison humide (2019)	153
Figure 62 : Cercles de communauté des plans factoriels en début de la saison humide (mars 2019).....	156
Figure 63 : Dendrogramme des variables chimiques des eaux souterraines de la saison sèche	158
Figure 64 : Dendrogramme des variables chimiques des eaux souterraines du début de la saison humide	159

Figure 65 : Diagramme ISD en fonction de ISC de la saison sèche	160
Figure 66 : Diagramme ISD en fonction ISC du début de la saison humide	161
Figure 67 : Composition de l'indice de qualité des eaux souterraines de la logique floue	165
Figure 68 : Détermination de l'IQELF de 2019 et de 2023 par la méthode des centroïdes...	165
Figure 69 : Profil d'altération dans la direction N-S de 4 forages du sous-bassin versant du Kô à Man.....	172
Figure 70 : Corrélation entre les charges hydrauliques observées et celles simulées	175
Figure 71 : Corrélation des charges hydrauliques simulées et celles observées en régime permanent.....	177
Figure 72 : Carte des écarts entre les charges observées et les charges simulées en régime permanent.....	179
Figure 73 : Carte des charges hydrauliques en régime permanent en 2019 sur le sous-bassin versant du Kô à Man	180
Figure 74 : Corrélation entre les charges simulées et celles observées en régime transitoire	181
Figure 75 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et charges calculées d'août 2020	182
Figure 76 : Carte des écarts entre les charges observées et les charges simulées en régime transitoire (2020).....	184
Figure 77 : Carte des charges hydrauliques en régime transitoire en 2020 sur le sous-bassin versant du Kô à Man	185
Figure 78 : Cartes des charges hydrauliques du sous-bassin versant du Kô à Man des recharges initiales -5 mm et +5 mm	187
Figure 79 : Cartes des charges hydrauliques du sous-bassin versant du Kô à Man des recharges initiales -20 mm et +20 mm	188
Figure 80 : Cartes des charges hydrauliques du sous-bassin versant du Kô à Man des recharges initiales de -30 mm et +30 mm	189

LISTE DES ANNEXES

Annexe 1 : Mesures des niveaux d'eau des forages hors service en août 2018 et en août 2020

Annexe 2 : Mesures des niveaux d'eau des forages hors service en août 2018 et en février 2019

Annexe 3 : Tests de Shapiro-Wilk appliqués aux distributions des mesures des niveaux d'eau des périodes (août 2018-août 2020) et saisonnière (février 2018-août 2019)

Annexe 4 : Test de Shapiro-Wilk appliqué aux distributions des variables en saison sèche (décembre 2019)

Annexe 5 : Test de Shapiro-Wilk appliqué aux distributions des variables en début de la saison humide (mars 2019)

Annexe 6 : Fonctions d'appartenance des paramètres physico-chimiques d'entrée (Température, pH, EC, Oxygène dissous, Turbidité)

Annexe 7 : Fonctions d'appartenance des paramètres chimiques d'entrée (K^+ , Na^+ , NO_3^- , NH_4^+ , Fe^{2+} , Zn^{2+} , Al^{3+} , Cu^{2+})

Annexe 8 : Règles selon celles de Azzirgue *et al.* (2022)

Annexe 9 : Mesures des niveaux d'eau des forages hors service en août 2018 et en août 2020

Annexe 10 : Mesures des niveaux d'eau des forages hors service en août 2018 et en février 2019

Annexe 11 : Résultats de la balance ionique des analyses physico-chimiques des eaux souterraines du département de Man de la saison sèche et du début de la saison pluvieuse

Annexe 12 : Charges simulées lors des projections : Scénarios (Recharge simulée -5 ; +5 ; -20 ; +20 ; -30 et +30)

INTRODUCTION

L'eau constitue une ressource très importante non seulement pour la vie mais aussi pour les activités de l'homme. Cette ressource appelée « or bleu » de par son caractère précieux, demeure une denrée rare à l'échelle du globe (Tirogo, 2016). Les masses à 97% d'eau sont constituées d'eau salée dans les océans. Seulement 3% représente l'eau douce (Gleick & Palaniappan, 2010). Cette eau douce est répartie entre les glaciers (2,25%), les eaux souterraines et les eaux de surface (0,75%) dont environ 0,74% pour les eaux souterraines (Saley, 2018). Les eaux souterraines qui constituent la frange la plus importante d'eau de ces ressources pourraient alors être exploitées et contribuer à la survie dans de nombreuses régions du monde (Cook *et al.*, 2018). Selon les projections, le recours à ces eaux devrait conduire à leur raréfaction du fait de la demande de plus en plus croissante pour satisfaire les besoins anthropiques et surtout du fait des impacts des changements climatiques (Prakash Khedun *et al.*, 2014 ; Malbeteau, 2016). Les changements globaux pourraient impacter la qualité des eaux souterraines à travers la recharge, le stockage et la décharge (Bondu *et al.*, 2016), la pluie et la température (Adallal, 2019).

L'Afrique de l'Ouest reste l'une des régions les plus vulnérables à la variabilité et au changement climatique (Tirogo, 2016). Elle connaît depuis plusieurs décennies une péjoration climatique, caractérisée par une importante variabilité dans le temps et dans l'espace (Ouedraogo, 2016). Les sécheresses qui en résultent dans cette région, ont entraîné une baisse pluviométrique de l'ordre de 10 à 20%, accompagnée d'une incertitude de répartition spatio-temporelle (Nicholson *et al.*, 1999 ; Mahé *et al.*, 2001). Il s'en suit donc une diminution des débits des rivières (Savane *et al.*, 2001 ; Saley, 2003) et une réduction du taux de recharge des nappes (McCartney *et al.*, 2012 ; Niang *et al.*, 2014).

La Côte d'Ivoire en général et la zone ouest en particulier, s'inscrivent dans ce contexte climatique. Depuis 1995, cette zone a fait l'objet de plusieurs travaux de recherche sur l'évaluation des ressources en eaux (Coulibaly, 1997 ; Kouamé, 1999 ; Lasm, 2000 ; Kouamé & Biémi, 2001 ; Savané *et al.*, 2001 ; Saley, 2003 ; Kouamé, 2011 ; Oularé, 2015). Tous ces travaux précités ont permis de caractériser les ressources hydriques aussi bien sur leur mode d'accessibilité et de disponibilité (Kouamé, 1999 ; Saley, 2003), de la meilleure caractérisation des réservoirs fracturés (Lasm, 2000), que sur l'aspect qualitatif (Goné, 2001 ; Ahoussi *et al.*, 2013 ; 2018) et sur la variabilité climatique (Savané *et al.*, 2001 ; Kouamé, 2011).

Dans la Région du Tonkpi, les travaux menés sur le bassin versant du N'zo-Sassandra montrent l'importance de la variabilité climatique marquée par une tendance à la sécheresse qui s'est manifestée à partir du début de la décennie 1970 (Kouamé 2011 ; Kouamé *et al.*, 2013).

Les études menées dans cette Région sur la variabilité climatique ont mis en évidence la baisse pluviométrique qui se ressent sur les niveaux piézométriques (Kouamé, 1999 ; Savané *et al.*, 2001 ; Saley, 2003). Les études de Kouamé (2011) intégrant la variabilité climatique ont eu pour objectif de caractériser le fonctionnement hydrologique de l'hydrosystème du N'zo en couplant les données géospatiales issues de la télédétection et des SIG dans le modèle distribué HYDROTEL. En outre, les travaux de Oularé (2015) sur le même bassin versant du N'zo pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique, se sont focalisés sur la simulation du contrôle de la recharge, de la conductivité hydraulique et de la topographie sur les écoulements souterrains et la surface libre de la nappe. Toutefois, ces travaux n'intègrent pas l'impact de la variabilité climatique non seulement dans le fonctionnement hydrodynamique mais aussi dans le fonctionnement hydrogéochimique des eaux souterraines. De plus, des différences ont été observées entre les valeurs simulées et les valeurs observées de la conductivité hydraulique et de la recharge avec le modèle Water Table Ratio et le modèle couplé eau de surface-eau souterraine utilisés par cet auteur. Ce qui pourrait militer en faveur du choix d'un modèle numérique d'écoulement. Ce modèle a déjà donné des résultats assez intéressants dans des zones ayant des caractéristiques hydrogéologiques similaires à la zone d'étude. Ce modèle est un outil servant à la fois à la compréhension du fonctionnement actuel du système aquifère qu'à la prédiction de son comportement futur (Kessasra, 2017).

Le Département de Man, Chef-lieu de la Région du Tonkpi, n'échappe pas à cette réalité climatique. Il se caractérise par sa population qui a plus que doublée en vingt-trois (23) ans passant de 219 524 habitants en 1998 à 461 135 habitants en 2021 (INS, 2014 ; 2021). Cette situation engendre une croissance des besoins en eau potable. En effet, dans cette Région, la population est principalement alimentée en eau potable à partir des eaux souterraines du système aquifère des bassins versants du Kô et du N'zo qui sont en grande partie circonscrits dans le Département de Man. Cette forte sollicitation couplée aux impacts de la variabilité climatique pourrait constituer une menace pour les ressources en eaux souterraines en termes de disponibilité. En plus de son impact sur le comportement hydrodynamique, la variabilité climatique pourrait influencer le fonctionnement hydrogéochimique desdites ressources. En effet, l'augmentation de la population dans ce Département pourrait entraîner d'autres changements globaux susceptibles d'impacter la qualité des ressources en eau en raison des intrants agricoles fortement utilisés et autres activités anthropiques. Les travaux de Ahoussi *et al.* (2018) dans l'une des localités de ce Département (Kpangouin) ont montré de fortes teneurs en fer, plomb et chrome dans les eaux souterraines. Par ailleurs, des études réalisées dans la

zone d'étude ont montré que l'occurrence de pluies de forte intensité a entraîné des inondations dans de nombreuses localités du Département de Man (Kouamé, 1999 ; Saley *et al.*, 2005 ; Brou, 2015). Ces inondations sont l'une des manifestations dramatiques de la variabilité climatique (Saley *et al.*, 2005). Les sécheresses prolongées ont été également signalées dans cette même zone d'étude (Kouamé, 1999 ; Saley, 2003). Ces événements climatiques extrêmes pourraient affecter la qualité des eaux souterraines du Département de Man. Cependant, les travaux réalisés dans ce Département pour comprendre le fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique du système aquifère dans un contexte de variabilité climatique restent limités.

C'est dans ce contexte que s'inscrit cette étude intitulée : « **Fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique des aquifères fracturés dans un contexte de changement climatique : cas du Département de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire)** ». L'objectif général de ce travail est de comprendre le fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique des aquifères fracturés du Département de Man dans un contexte de changement climatique. De manière spécifique, il s'agira de :

- caractériser la variabilité climatique dans le Département de Man ;
- caractériser le fonctionnement hydrogéochimique des aquifères de socle du Département de Man ;
- simuler l'impact de la variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique des aquifères de socle du Département de Man.

Le mémoire s'articule autour de trois parties :

- La première partie concerne les généralités organisées en deux (2) chapitres. Le premier chapitre porte sur le milieu naturel, le contexte géologique, hydrogéologique et socio-économique de la zone d'étude. Le deuxième chapitre fait l'état des connaissances sur la variabilité climatique, les méthodes d'indice de qualité des eaux souterraines, la caractérisation des aquifères fracturés et la modélisation hydrogéologique.

- La deuxième partie décrit le matériel et les méthodes utilisés. Elle comprend le chapitre 3 qui met en exergue les données et le matériel utilisé. Le chapitre 4 répertorie les méthodes utilisées pour atteindre les objectifs spécifiques.

- La troisième partie présente trois chapitres (5, 6 et 7) portant sur les résultats de l'étude et leur discussion.

Enfin, ce mémoire s'achève par une conclusion générale qui dresse un bilan des résultats et fait une ouverture à travers des recommandations et des perspectives.

PREMIERE PARTIE : GENERALITES

Chapitre 1 : Contexte environnemental de la zone d'étude

1.1. Localisation de la zone d'étude

La zone d'étude est le Département de Man (figure 1). Ce Département est situé à l'Ouest de la Côte d'Ivoire dans la Région du Tonkpi. Il est compris entre les latitudes 7°00' et 7°40' Nord et les longitudes 7°20' et 7°60' Ouest. Il est limité au Nord par le Département de Biankouma, au Sud par celui de Bangolo, à l'Est par celui de Kouibly et de Facobly et à l'Ouest par celui de Danané. Il regroupe onze (11) sous-préfectures et plus de cent cinquante (150) localités.

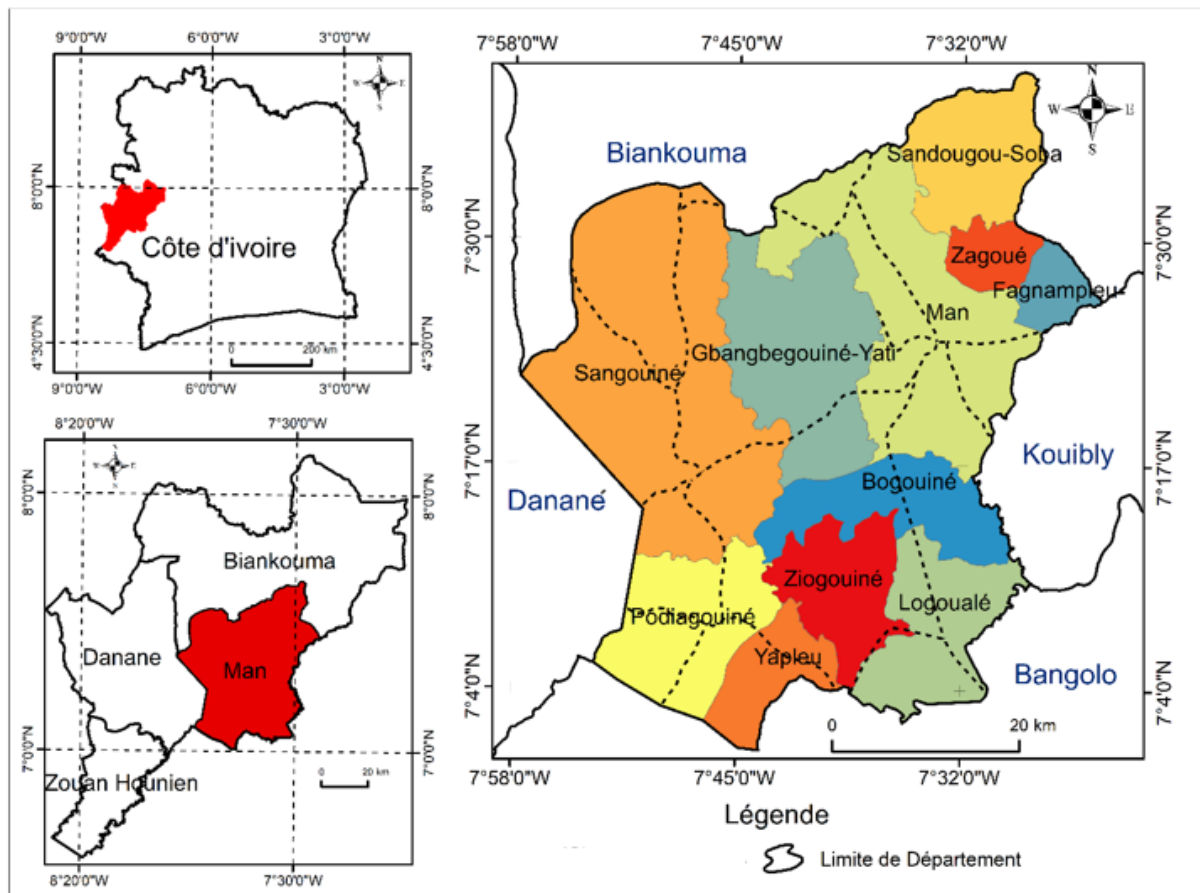


Figure 1 : Situation géographique du Département de Man

1.2. Milieu naturel

1.2.1. Géomorphologie

Le Département de Man fait partie d'une région semi-montagneuse qui s'est développée sur une épaisse couche d'altérites à l'extrémité orientale de la dorsale guinéenne (Rougérie, 1964). Il s'inscrit dans cet ensemble original de paysage de montagnes où s'observent les niveaux

d'altitude les plus élevés du pays. De façon générale, le relief de la zone d'étude est caractérisé par deux ensembles de morphologie d'extension inégale (Kouamé, 1999) (figure 2) :

- un secteur montagneux (le massif ou la chaîne des Dan et Toura) ;
- une zone de plateaux.

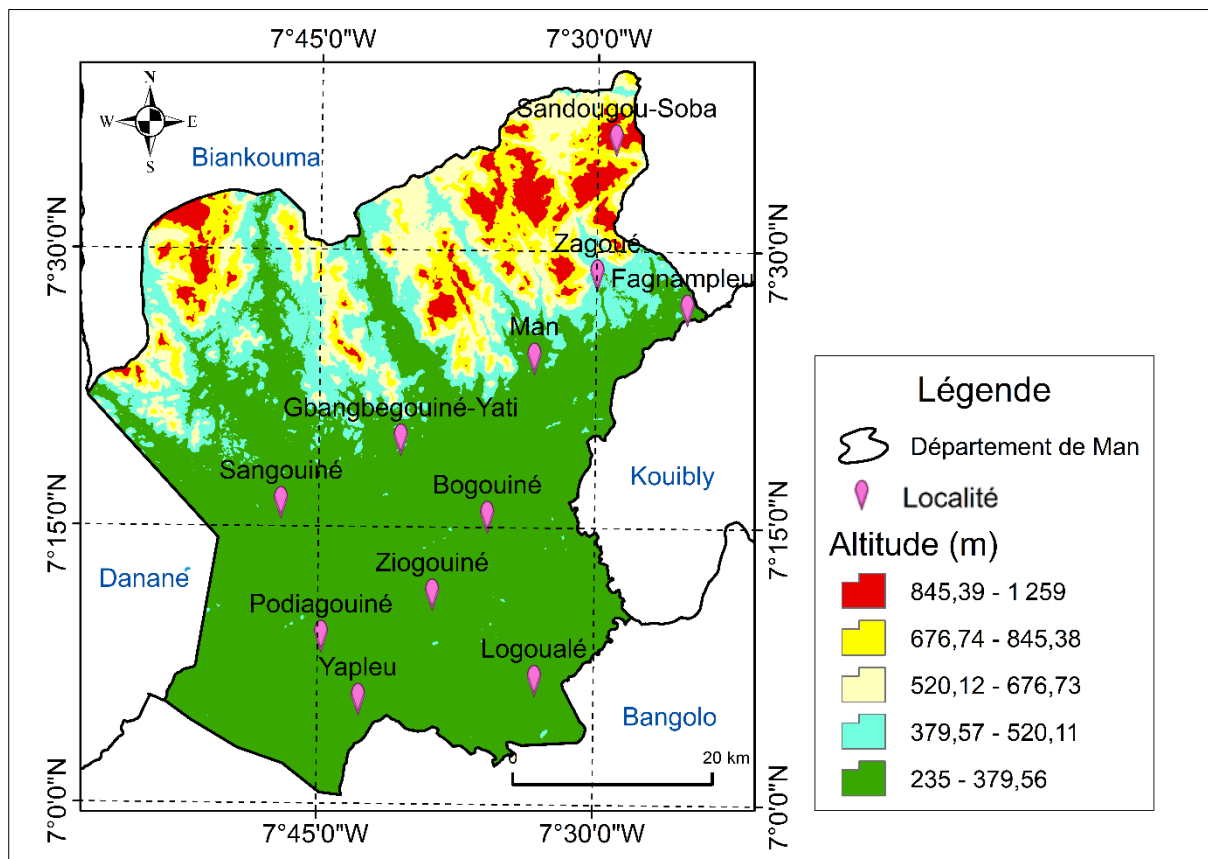


Figure 2 : Carte du relief du Département de Man

Source : MNT (septembre 2014)

✓ Secteur montagneux

Cette zone ayant des altitudes dépassant généralement les 1000 mètres, correspond au prolongement oriental de la chaîne du Fouta Djallon, en forme de croissant de lune dont la convexité est tournée vers le S-SE (Kouamé, 1999). Ce secteur comprend deux chaînes de montagnes :

- (i) la chaîne des Dan à l'Ouest ;
- (ii) la chaîne des Toura à l'Est de la partie amont du Département de Man.

Le massif des Dan et Toura est constitué d'une succession de dômes ou de montagnes séparés par des vallées profondes et s'étend sur plus d'une centaine de kilomètres d'Est en Ouest (Saley, 2003). Il réunit les monts Niéton, Momi, Sapleu, Groba, Dan, Zan, Glo, Tonkpi, la Dent de

Man. Les sommets les plus élevés se rencontrent au Mont Momi (1302 m), au Mont Tonkpi (1189 m) et au Mont Glo (1175 m) (Koli Bi & Brou, 1996). Cependant, cette zone montagneuse avec ses variantes de dômes rocheux ne s'étend pas sur tout le Département de Man. Elle couvre 47% de sa superficie et est séparée par des vallées plus ou moins hydromorphes ou inondables représentant 6% de l'espace étudié (PEMED-CI, 2015). Ces deux chaînes se caractérisent par un important dénivelé entre le fond des vallées et les sommets escarpés reliés par des pentes abruptes (Kouamé, 1999). L'accès de cette zone est très difficile. La ville de Man (Chef-lieu de région) est située au Sud-Ouest, en position de piedmont à une altitude moyenne de 300 m. La figure 3 illustre deux inselbergs dans la localité de Gouétimba, située au Nord-Est du Département de Man. En plus de ces affleurements rocheux, les sommets les plus élevés du Département de Man ont des versants où la pente est généralement très forte (Alla, 2021). Les variations de pente dans ces cas, oscillent autour de 80% à 90% si on considère la différence entre la pente du talweg et celle du sommet. Au niveau des autres montagnes, les variations de pente sont égales ou supérieures à 15 % sur les courtes distances de 10 à 15 mètres (Camara, 2004). C'est l'aspect de cette topographie qui fait du relief de Man un relief accidenté.

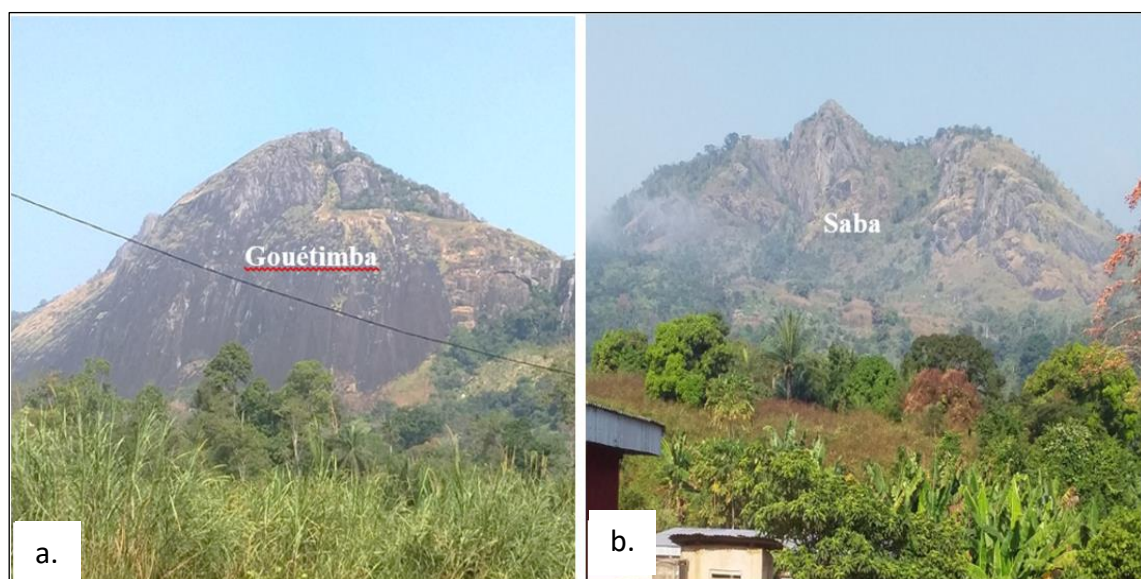


Figure 3 : Inselbergs observés dans la zone d'étude

(a) Gouétimba ; (b) Saba.

✓ **Zone de plateaux**

Outre la zone montagneuse située au Nord, un paysage de plateaux est rencontré dans près de la moitié Sud du Département de Man. Ces plateaux, légèrement ondulés, sont des pénéplaines

ou de longs interfluves qui occupent 47% du territoire du Département d'étude (PEMED-CI, 2015). Ils ont une altitude comprise entre 200 et 500 m et constituent ainsi de vastes surfaces planes propices à l'installation des hommes et au développement de leurs activités agricoles (cultures pérennes et vivrières). Dans l'ensemble, en dehors de quelques sommets du secteur montagneux où la superficie exploitable est réduite, le Département de Man dispose de nombreuses surfaces planes pour la pratique de l'agriculture. Aussi les conditions du milieu naturel sont-elles plus favorables au développement harmonieux des activités humaines (Kouamé, 1999).

1.2.2. Pédologie

Le manteau pédologique d'un espace résulte généralement de l'action combinée de plusieurs facteurs dont le climat et l'altération du substratum géologique. L'aptitude culturale de ce manteau dépend essentiellement de sa capacité de rétention en eau, elle-même fonction de sa granulométrie ou de sa texture, et de sa teneur en matière organique (Roose, 1985 ; Eschenbrenner, 1988). Dans le cas du Département de Man, le substratum géologique est recouvert d'un épais manteau d'altérites qui résulte d'une pédogenèse locale essentiellement liée au climat de montagnes (PEMED-CI, 2015). De ce fait, l'identification des traits morpho-pédologiques réalisé par des pédologues permet de dégager les aptitudes agronomiques essentielles des sols du Département de Man (Alla, 2021). Ainsi, on classe les sols de Man sous deux types : les sols ferralitiques désaturés, largement dominants dans le Département et les sols hydromorphes.

1.2.2.1. Sols ferralitiques désaturés

Les sols ferralitiques sont fortement désaturés sous une pluviométrie supérieure à 1400 mm de pluie (Perraud, 1971). Avec la pluviométrie abondante de l'Ouest montagneux conjuguée à l'effet des pentes, ces sols subissent un intense lessivage et leurs bases échangeables en sont très largement évacuées (Koli Bi, 1990). C'est pourquoi le degré de « désaturation » des sols ferralitiques du Département de Man introduit des différenciations qui se traduisent par une juxtaposition de plusieurs sous-types de sols. De ce fait, on distingue à Man les sous-catégories de sols ferralitiques fortement désaturés suivants :

- les sols très peu profonds avec des gravillons à moins de 50 cm : ces sols sont les plus fréquents du Département avec un horizon de couleur rouge et de texture sablo-argileuse. Ce sont les sols des plateaux ;

- les sols moyennement profonds avec des gravillons à plus de 50 cm de profondeur. Par ordre d'importance, ces sols viennent immédiatement après ceux cités ci-dessus. Ils ont une texture plus argileuse avec horizon humifère plus développé. Ces sols sont situés sur les interfluves et ont des propriétés physiques meilleures que les précédents ;

- les sols minéraux bruts et peu profonds : ils s'observent au niveau des affleurements rocheux des flancs des montagnes et sont généralement soumis à l'érosion. Ce type de sol qui peut supporter la culture des céréales, est faiblement représenté dans le Département de Man ;

- les sols profonds argileux de mi-versant et des piémonts immédiats : ils sont bien pourvus en argile. Leurs teneurs en matière organique et en bases échangeables sont correctes. Ce sont donc ces sols qui semblent plus aptes aux cultures pérennes en raison de leur profondeur et de leur faible taux en éléments grossiers leur conférant une bonne capacité de rétention en eau. A côté de ces sols ferrallitiques fortement désaturés, on enregistre une présence des sols hydromorphes.

1.2.2.2. Sols hydromorphes

Ce sont des sols qui sont localisés dans des zones à écoulement difficile (bas-fonds) et dans les plaines d'inondation. Toutefois, selon les conditions de formation, on a :

- les sols de bas-fonds sableux : ils sont plus fréquents dans les pénéplaines granitiques. Ils reposent sur la roche en place à faible profondeur (Touré & Koli Bi, 1996) ;

- les sols de bas-fonds argileux : ce sont des sols qui sont sous la forme de gley et/ou de pseudogley. Ils se développent dans les pénéplaines schisteuses et les plaines alluviales. Ces différentes variétés de sols hydromorphes conviennent mieux aux cultures irriguées comme le riz et aux cultures maraîchères.

Dans l'ensemble, les sols du Département de Man sont des sols majoritairement granitiques, engendrant des sols ferrallitiques désaturés gravillonnaires. Ce sont donc des sols aux aptitudes culturales généralement moyennes. Mais, compte tenu de leur grande capacité de rétention d'eau, ils sont favorables à toute mise en valeur agricole. Toutefois, les sols des zones d'affleurement rocheux et de topographie accidentée du Département présentent des aptitudes culturales plus faibles et portent parfois les cultures céréalières.

1.2.3. Végétation

La végétation du Département de Man fait partie de celle de la région de Tonkpi. Elle se définit entre les domaines guinéen et subsoudanais, représentés respectivement par la forêt et la savane

(Saley, 2003). Selon Lasm (2000), cette région est caractérisée par trois secteurs biogéographiques qui sont : le secteur mésophile, le secteur pré-forestier, et le secteur de montagne. Le premier secteur occupe les alentours de la ville de Man et correspond aux forêts denses semi-décidues. Le second secteur correspond aux forêts claires, aux savanes boisées, aux savanes arborées, arbustives et aux savanes. Le dernier secteur est caractérisé par les forêts de montagnes herbeuses (Géomines, 1982). Selon Kouamé (2011), le secteur montagnard, d'altitude supérieure à 1000 m, se limite à la région de Tonkpi.

1.2.4. Occupation des sols

La zone d'étude est le Département de Man qui est couvert par une image satellitaire. L'image Landsat a été sélectionnée en raison de sa disponibilité sur les trente dernières années. Les caractéristiques de cette image pour réaliser la carte d'occupation des sols en 2023 dans ledit Département sont consignées dans le tableau I.

La forêt primaire de ce Département est fortement dégradée ces dernières décennies à cause des défrisements agricoles considérables (Alla, 2021). La figure 4 présente la carte de l'occupation du sol sur ce département en décembre 2023. Cette carte montre que la forêt dégradée devient de plus en plus l'élément dominant au profit de la forêt dense qui a fortement régressée à cause l'exploitation forestière. Cette zone se distingue par la pratique des cultures pérennes, comme le binôme café-cacao, l'hévéa, etc.

Tableau I : Caractéristiques de l'image satellitaire utilisée pour la réalisation de la carte d'occupation des sols en 2023 dans le Département de Man

Satellite	Capteur	Scène	Date d'acquisition	Résolution spatiale (m)
Landsat 8	OLI	198055	15/12/2023	30

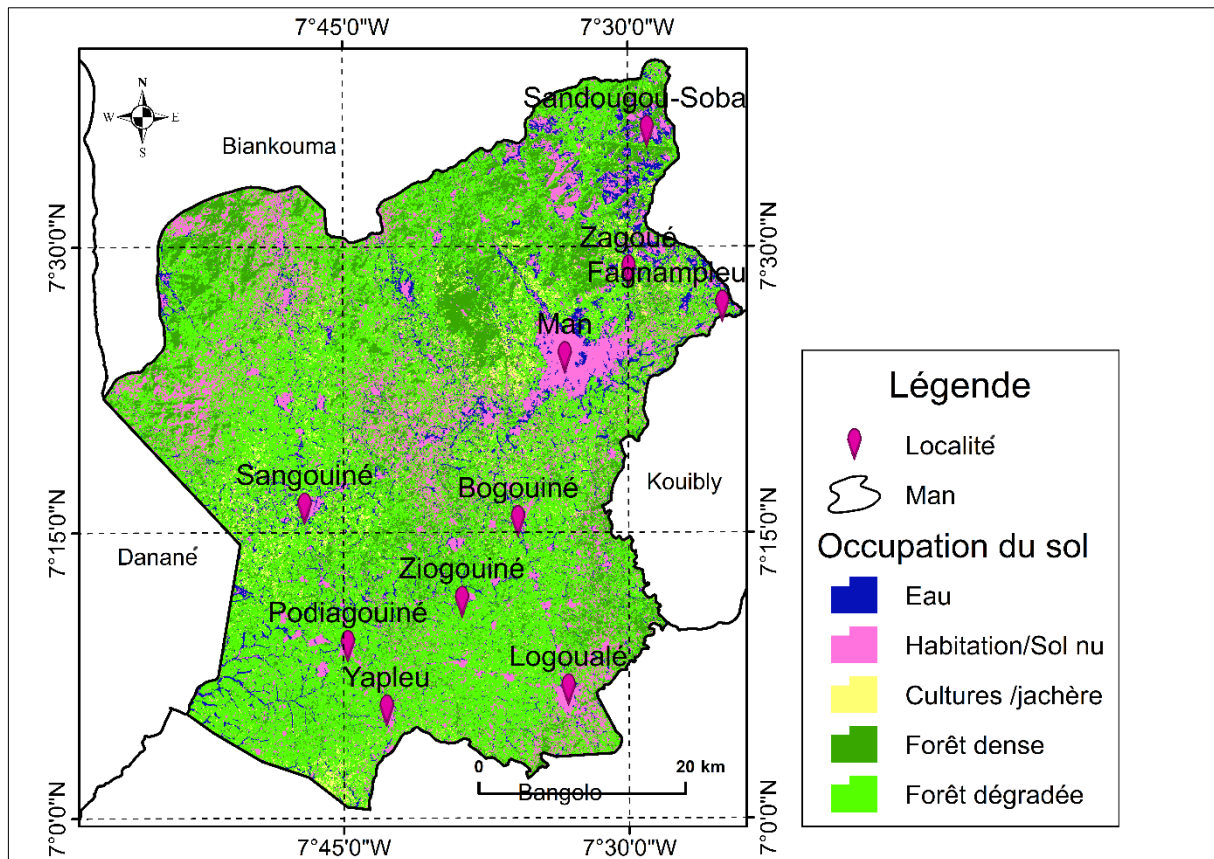


Figure 4 : Occupation du sol dans le Département de Man en mars 2023

Source : Landsat 8 (décembre, 2023)

1.2.5. Alimentation en eau potable (AEP) de la population

A l'instar de plusieurs régions de l'intérieur du pays, l'alimentation en eau potable demeure l'un des problèmes cruciaux dans le Département de Man. Dans la période des basses eaux, les populations rurales souffrent du manque d'eau à cause de l'assèchement des puits. Parfois les pompes à motricité humaine sont en panne mécanique. C'est ce constat amer qui explique les nombreux aménagements des sources naturelles d'eau et des rivières ou des marigots pour l'approvisionnement en eau des populations de Man (Kouamé, 1999). Dans les environs des principales villes, les retenues d'eau et les cours d'eau sont utilisés pour l'alimentation en eau potable des populations (Kouamé, 1999). C'est le cas du Drou (Figure 5a), un affluent du Kô (Man) dont l'eau était traitée et distribuée par la Société de Distribution d'Eau de la Côte d'Ivoire (SODECI) de Man. Malheureusement, le Drou a été abandonné pour des raisons de tarissement et de pollution domestique au profit du fleuve N'zo à Zoba (Figure 5b) pour l'alimentation en eau potable de la ville de Man et de ses environs (Sangouiné, Fagnampteu, etc).



Figure 5 : Site de prélèvement d'eau de la SODECI dans la zone d'étude

(a) le Drou à Kennedy, ville de Man et (b) le N'zo à Zoba.

1.2.6. Réseau hydrographique

La zone d'étude comprend le bassin versant de Sassandra, l'un des grands fleuves de la Côte d'Ivoire, qui coule sur environ 300 km du Nord au Sud sur l'accident du Sassandra. De plus, un nombre important de petits fleuves et rivières sillonnent le département et rendent le réseau hydrographique très dense (Figure 6). Les principaux cours d'eau sont : le Sassandra, le Kô (qui traverse la ville de Man), le N'zo, le Drou. Le N'zo comporte plusieurs affluents dont le plus important est le Kô. Ce dernier est situé en rive gauche et prend sa source au Nord de la ville de Man (Mont Tonkpi) (Kouamé, 2011). En effet, le Kô naît dans les montagnes de Biankouma et coule vers le Sud où il se jette dans la rivière N'zo au niveau de la forêt classée de Tyonlé au Sud de la ville de Logoualé.

Dans le Département de Man, les fractures ont très souvent conditionné le réseau hydrographique qui reflète en grande partie leur distribution (le Kô et le Sassandra de direction Nord-Sud, le Bafing de direction Est-Ouest). Le schéma du réseau hydrographique est fonction de l'aptitude à l'infiltration et/ou au ruissellement des cours d'eau. Dans les secteurs montagneux des Dan et des Toura, le chevelu hydrographique est dense. Les cours d'eaux intermittents sont très nombreux (Kouamé, 1999). L'infiltration de ces cours d'eau n'est pas facile à cause des inselbergs charnockitiques et granodioritiques dont les pentes abruptes accélèrent leur

ruissellement. Ces eaux non infiltrées alimentent les principaux fleuves des grandes vallées rectilignes, communiquant sans aucun doute avec les fractures profondes. Par contre, les zones de plateaux du Sud et du Nord-Ouest sont caractérisées par une faible densité des cours d'eau intermittents. Ces zones sont potentiellement favorables à la recharge des poches d'eau souterraine à cause des pentes plus faibles et des perméabilités du sol (Kouamé, 1999).

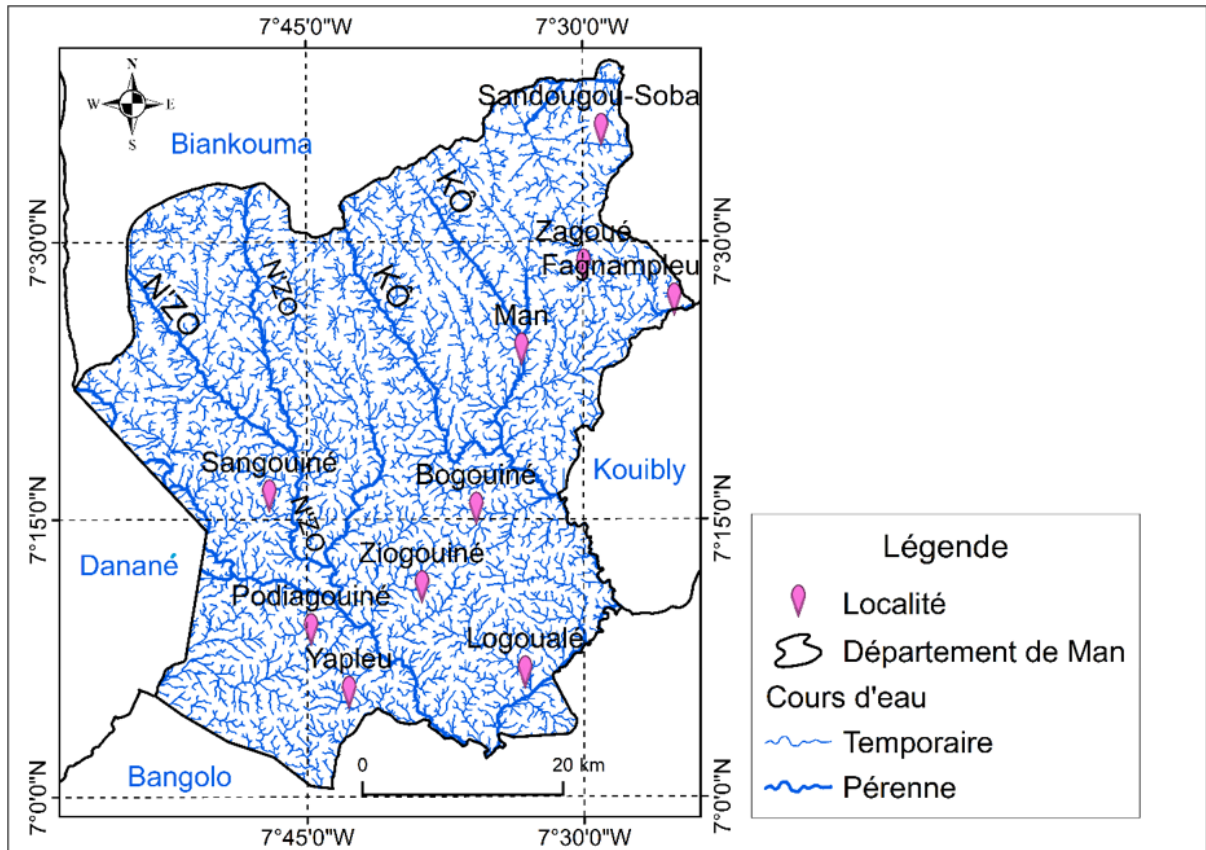


Figure 6 : Carte du réseau hydrographique du Département de Man

1.2.7. Evolution des paramètres climatiques

Le climat est considéré comme l'un des paramètres les plus importants dans l'alimentation des nappes d'eau souterraine et des eaux de surface car il conditionne la pluviométrie (Ahoussi *et al.*, 2018). En Afrique de l'Ouest, c'est le front intertropical (FIT) qui régit les mouvements des différentes masses d'air (harmattan, mousson). Les différentes saisons de l'année sont déterminées par l'association du déplacement de ce front et des manifestations pluviales. Dans le secteur ouest du pays (Eldin, 1971), trois régimes climatiques sont distingués : le régime de montagne, le régime équatorial de transition atténué (climat Baouléen) et le régime équatorial de transition (climat Attiéen). Dans la région semi-montagneuse de Man, l'abondance des

précipitations est liée à de nombreux facteurs climatiques dont l'un serait exprimé par la présence des hautes altitudes. Il en résulte un climat spécial dit de montagne.

1.2.7.1. Régime de montagne

Le Département de Man est sous le contrôle du climat de montagne dont le relief est dominé par les montagnes. La végétation y est presque partout forestière (secteurs montagnard et ombrophile du domaine guinéen). Ce climat est très humide avec une pluviométrie allant de 1 600 à 2 500 mm par an. Il est caractérisé par deux saisons : une longue saison pluvieuse qui dure huit (8) mois (mars à octobre) et une saison sèche de quatre (4) mois (novembre à février). L'influence de la zone montagneuse est marquée par l'effet foehn (l'air franchi une montagne en s'élevant puis redescend sur l'autre versant desséché) (Saley, 2003). Plus de 50 % des précipitations tombent au cours des mois d'août et de septembre sur un sol déjà gorgé d'eau à partir du mois de juillet (Kouamé, 2011).

1.2.7.2. Humidité relative de l'air

L'humidité relative de l'air exprimée en pourcentage (%), représente le rapport entre la quantité de vapeur d'eau contenue dans l'air et la capacité d'absorption de l'air à une température donnée. La figure 7 montre l'humidité relative dans la région de Man de 1970 à 2015. Les valeurs moyennes mensuelles varient entre 75,3 et 90,9%. La plus faible valeur (75,3%) est enregistrée en janvier et la plus élevée (90,9%) en août et en septembre. L'humidité relative est supérieure à 80% pour tous les autres mois expliquant ainsi des températures relativement faibles dans la région avec une moyenne annuelle de 24,8 °C (Brou, 2019). Les études réalisées par Kouamé (1999) sur l'humidité relative de l'air à la station synoptique de Man durant la période allant de 1984 à 1995, montrent qu'en saison pluvieuse, l'humidité relative de l'air moyenne est très élevée et atteint des valeurs de 99,9%. Elle varie dans le même sens que les précipitations. En saison sèche, l'humidité moyenne relative de l'air est de l'ordre de 76% en raison de la faible pluviosité. Les plus faibles valeurs s'observent en janvier (60%), février (63%) et mars et (72%).

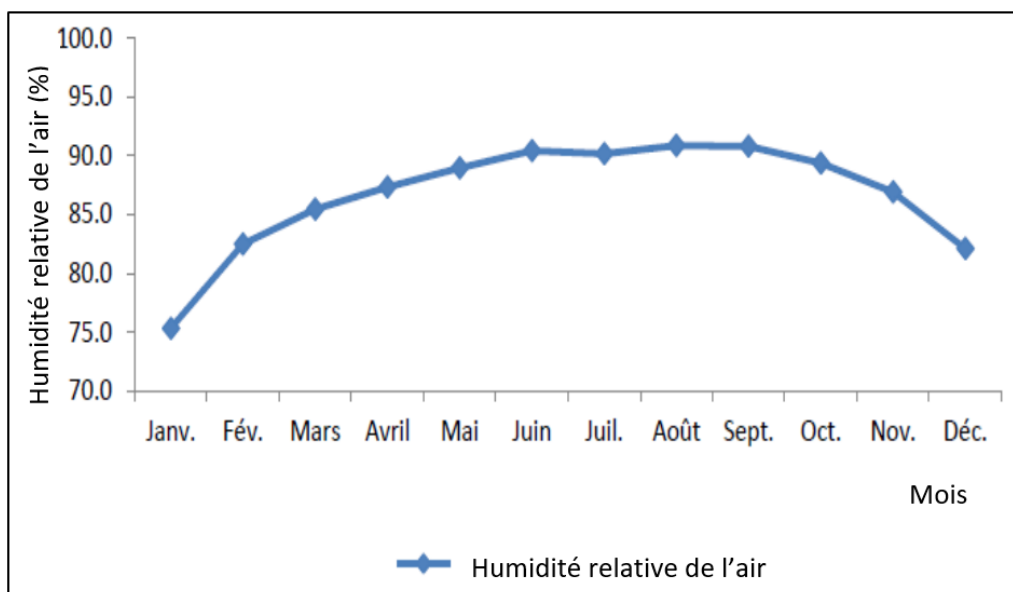


Figure 7 : Humidité relative de l'air dans la région de Man (1970-2015)

Source : Brou (2019)

1.2.7.3. Pluie et température de 1961-2023

Le Département de Man est caractérisé par un climat de montagne avec deux saisons. Une saison pluvieuse de mars à octobre et une saison sèche de novembre à février avec une précipitation moyenne annuelle de 1588 mm (1961-2023). Le mois le moins pluvieux est janvier avec une pluviométrie moyenne en-dessous de 20 mm. Le mois d'août est le plus humide avec une pluviométrie moyenne de 275,7 mm. La température moyenne annuelle est de 24,5 °C. L'analyse du diagramme ombro-thermique de la station de Man (Figure 8) montre que la température augmente dès le mois de janvier pour atteindre son maximum en mars (25,86 °C). A partir du mois d'avril, elle commence à baisser jusqu'au mois de juillet (23,5°C). Au cours de la saison pluvieuse, la température reste dans l'ensemble faible (moins de 24 °C). Cette température connaît par la suite une légère augmentation puis une baisse à partir des mois de novembre et décembre. Cette baisse est due à l'effet de l'harmattan qui souffle durant la saison sèche. Les mois les plus chauds vont de février à mai et les plus froids de juillet à septembre.

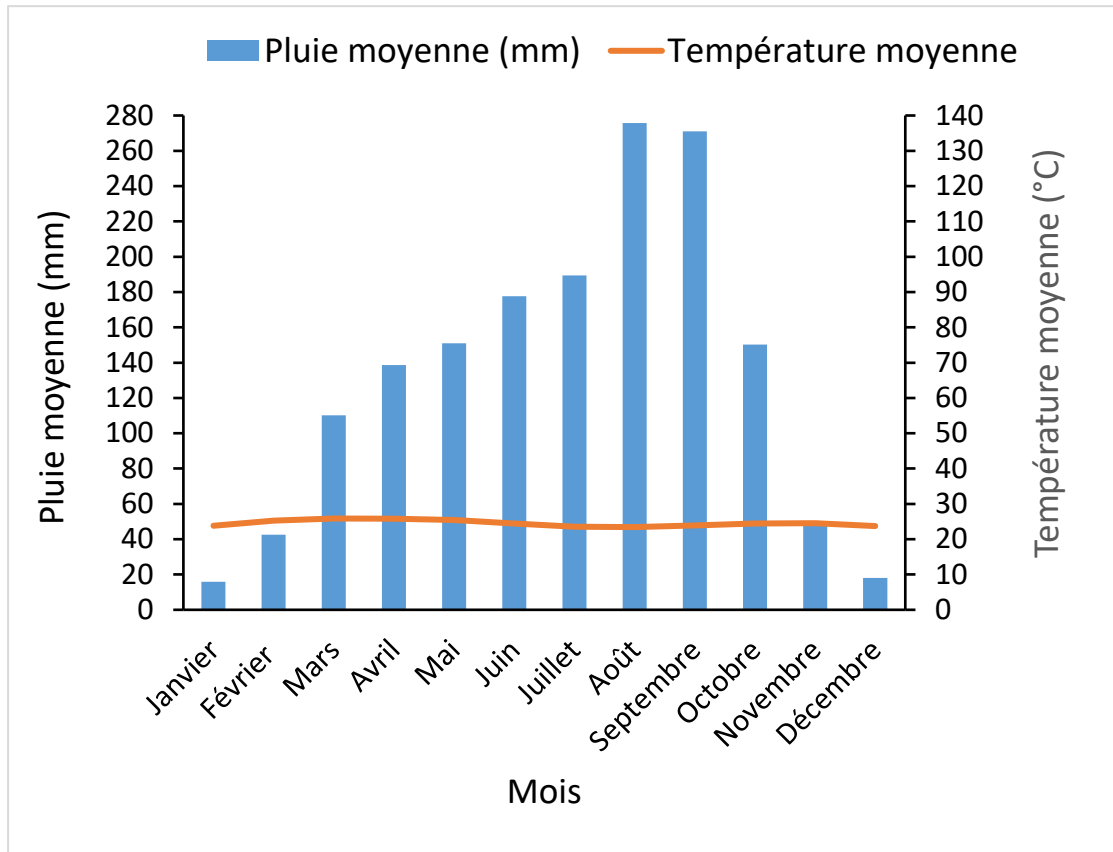


Figure 8 : Diagramme ombrothermique de la zone d'étude (station synoptique de Man, 1961-2023)

1.3. Contexte géologique et hydrogéologique

1.3.1. Aperçu géologique du Département de Man

La géologie du Département de Man (Figure 9) épouse celle de la Région du Tonkpi. Ce Département repose sur les formations archéennes qui comprennent, outre des migmatites au Sud, un ensemble déjà très différencié : des gneiss et des amphibolo-pyroxénites (Camil, 1984 ; Kouamelan, 1996). Les roches volcaniques et sédimentaires ont été intensivement transformées par métamorphisme et puissamment plissées. Lors du stade orogénique, la chaîne libérienne fut envahie par des roches d'origine très profonde. Ce sont des anorthosites, norites et charnockites constituant la province charnockitique de Man (Feybesse *et al.*, 1990 ; Brou, 2019).

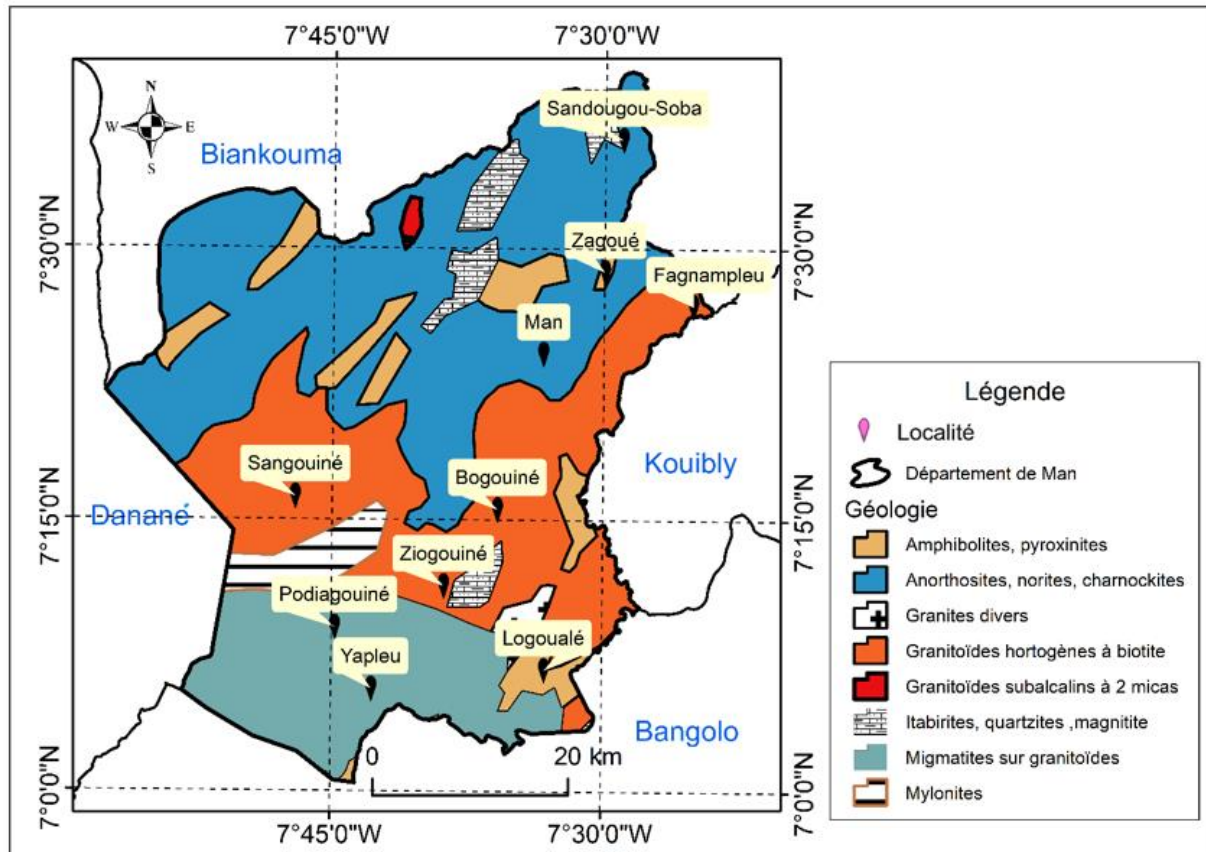


Figure 9 : Carte géologique du Département de Man

Les observations de terrain ont permis d'identifier différents aspects dans la géologie :

- les dalles : ce sont des couches de roches relativement planes qui affleurent à la surface de la Terre. Ce genre d'affleurement s'observe souvent dans la zone d'étude. C'est le cas de la localité de Glongouin, dans la Sous-Préfecture de Man (Figure 10a).
- les inselbergs : ce sont des reliefs isolés qui se dressent de manière abrupte au-dessus d'une plaine. Ce type d'affleurement forme des massifs isolés qui interrompent parfois la monotonie du relief. Un affleurement de charnockite montrant une fissure (Figure 10b) a été observé dans le quartier Kennedy (ville de Man) et un dôme charnockitique dans la localité de Kpangouin 2, Sous-Préfecture de Man (Figure 10c).



Figure 10 : Quelques affleurements observés dans la zone d'étude

(a) Charnockite en forme de dalle à Glongouin, (b) Présence de fracture à Kennedy et (c) dôme charnockitiques à Kpangouin 2.

1.3.2. Contexte hydrogéologique

Le Département de Man, comme la majeure partie de la Côte d'Ivoire, appartient au socle cristallin et cristallophyllien. Les aquifères qui s'y trouvent se composent d'aquifères d'altérites et de fissures. Le modèle d'aquifère est un système bicouche formé par un aquifère d'altérites ou d'alluvions surmontant l'aquifère de fracture ou de fissure (Figure 11).

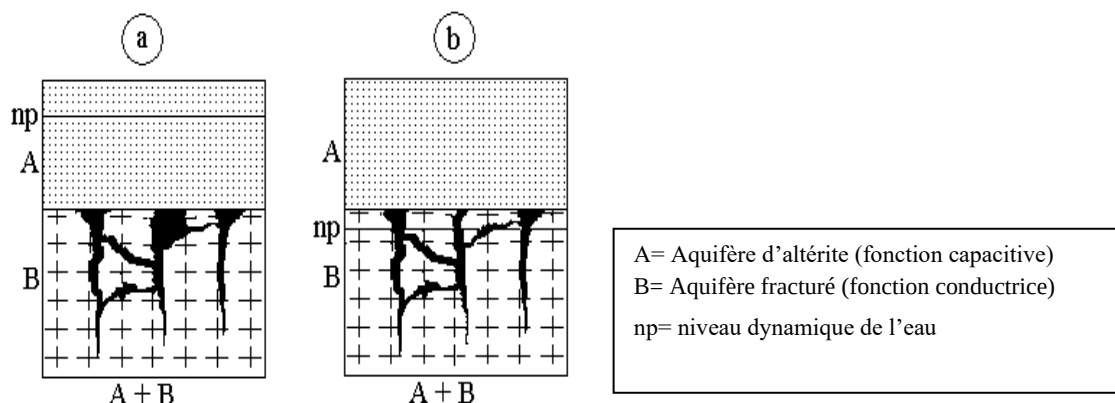


Figure 11: Modèle d'aquifère du Département de Man

(a) Aquifère d'altérite partiellement saturé en saison de pluie ; (b) Aquifère d'altérite dénoyé en saison sèche.

Source : Kouamé (1999)

Sur le plan hydrodynamique, les fonctions capacitives et conductrices coexistent au sein de ces deux réservoirs et diffèrent l'un de l'autre. L'aquifère d'altérites a une fonction capacitive alors que l'aquifère de fissures une fonction conductrice. Ces différents aquifères sont liés par le phénomène de drainance. La zone non saturée, située au-dessus du niveau dynamique de l'eau dans le sol, connaît donc une fluctuation au cours des différentes saisons (Kouamé, 1999). Cette zone est très réduite en saison pluvieuse (mars à octobre) (Figure 11a) et très étendue en saison sèche (novembre à février) (Figure 11b).

1.3.2.1. Aquifères d'altérites

Dans la zone d'étude, les aquifères d'altérites (Figure 12) reçoivent directement les eaux des précipitations. Leurs niveaux piézométriques, baissent considérablement en saison sèche, remontent en saison de pluie (Biémi, 1992). Ces volumes des réserves d'eau varient en fonction de l'épaisseur, de la perméabilité et de l'extension des arènes granitiques. Les épaisseurs d'altérite varient généralement de 0 à 60 mètres avec une moyenne de 35 m (Kouamé, 1999). Dans ces aquifères peu profonds, un rabattement assez notoire du niveau de l'eau, un dénoyage et un assèchement de ces réservoirs en saison sèche allant de novembre à février sont observés (Kouamé, 1999). Une couche argileuse issue de l'altération et du lessivage des formations géologiques d'épaisseur plus ou moins grande est rencontrée. Elle atteint plusieurs dizaines de mètres (Goné, 2001).



Figure 12 : Puits traditionnels captant les nappes d'altérites

(a) Puits au quartier « Gbata » ; (b) Puits au quartier « Lycée ».

1.3.2.2. Aquifères des fissures

Les travaux de nombreux hydrogéologues confirment les importantes potentialités des roches cristallines et cristallophylliennes à contenir de l'eau lorsqu'elles sont affectées par les phénomènes de fracturation intense (Goné, 2001). Les aquifères de fractures sont des formations géologiques captant des réserves d'eau localisées dans les fractures issues des phénomènes tectoniques ayant affecté le Département. Ces réservoirs d'eau, liées aux fractures et aux systèmes de fractures affectant les roches archéennes, occupent une place très importante dans les ressources en eaux souterraines disponibles dans le Département de Man (Kouamé, 1999). Les potentialités hydriques dans ce département dépendent énormément des conditions de circulation des eaux et d'alimentation des fractures dans la matrice de roche fissurée (Kouamé, 1999). Dans la zone d'étude, les réserves de ces aquifères sont captées par les forages très profondes équipés par une pompe à motricité humaine (Figure 13).



Figure 13 : Pompes à motricité humaine

- a) Pompe à tringle type india mark II couplé à un puits à Kennedy ; (b) Hydropompe jumelle à pédale de type « Vergnet » à Soapleu.

1.3.2.3. Aquifères d'alluvions

Ces aquifères, d'extension réduite et de puissance variant entre 5 et 10 mètres, sont d'anciens lits de cours d'eau desséchés et recouverts par des sédiments en surface, capables de contenir de l'eau en profondeur. Ces alluvions argilo-sableux sont généralement formés de galets, de graviers et de sables en dépôts souvent lenticulaires associés à des argiles et des limons (Kouamé, 1999). Dans ces formations sont creusés les puits villageois dans les localités de Seupleu, Krikouma, etc., pendant la saison des pluies.

1.3.2.4. Aquifères de versants

Les aquifères de versants, caractéristiques des zones montagneuses, sont des poches d'eau discontinues, contre les versants de montagnes. Selon Biémi (1992), ils sont perchés sur les flancs des montagnes. Le ruissellement des eaux sur les pentes abruptes des montagnes alimente ces aquifères, entraînant ainsi des sources de débordement qui alimentent les cours d'eau. C'est après des pluies diluviennes provoquant parfois la rupture de la stabilité des terrains qu'intervient la saturation en eau de ces poches.

1.4. Contexte socio-économique

1.4.1. Population

La population du Département de Man est passée de 334 166 habitants en 2014 à 461 135 habitants en 2021 (INS, 2021). Elle est constituée principalement de Yacoubas, Wobés, Guérés et Touras. D'autres ethnies du pays comme : les Mahous, les Malinkés, les Koyakas, les Sénoufos et les Baoulés s'y trouvent également. A côté de ceux-ci s'y trouvent les ressortissants des pays voisins et de la sous-région, c'est-à-dire des Burkinabés, des Guinéens, des Maliens, des Sénégalais et des Nigériens. Tous ces étrangers se sont installés pour y faire fortune (Lasm, 2000). A l'unisson, cette diversité ethnique constitue un véritable « melting pot » dans la zone d'étude.

1.4.2. Activités économiques de la zone d'étude

Les activités économiques sont diversifiées. Mais, l'agriculture constitue la principale activité génératrice de revenu des populations. Elle se développe autour de l'exploitation des cultures de rente (cacao, café) et des cultures vivrières (riz, banane, patate douce, manioc, etc.). Le Département de Man regorge aussi de nombreux sites touristiques (les célèbres ponts faits de lianes, les cascades naturelles d'eau, la forêt sacrée des singes à Gbèpleu, etc). En dehors de ces activités, d'autres activités économiques sont menées dans la zone à savoir l'artisanat, l'industrie, le transport, le concassage manuel des roches dans la ville de Man, l'élevage des bovins etc. Le flux migratoire dans la zone d'étude se justifie par ces diverses activités (Lasm, 2000). Les photos de la figure 14 illustre quelques activités socio-économiques menées dans ledit Département.



Figure 14 : Quelques activités socio-économiques de la zone d'étude

- a) Concassage de roche à Gbata ; (b) Plantation de cacao à Gontongouiné Blouno ; (c) Tisserand en activité de tissage de pagne au quartier Air France ; (d) Cascade naturelle à Zadepleu.

Conclusion partielle

Le chapitre portant sur le contexte environnemental du Département de Man a permis de connaître d'abord le milieu naturel prenant en compte la géomorphologie, la pédologie, la végétation, l'occupation des sols, l'alimentation en eau potable de la population, le réseau hydrographique et l'évolution des paramètres climatiques. Ensuite, vient le contexte géologique et hydrogéologique puis enfin le contexte socio-économique relatif à la population et aux activités économiques menées dans la zone d'étude.

Dans le prochain chapitre, l'état de l'art sur l'impact de la variabilité climatique, l'indice de qualité des eaux souterraines, les aquifères fissurés et la modélisation hydrogéologique sera abordé.

Chapitre 2 : Etat de l'art sur la variabilité climatique, l'indice de qualité des eaux souterraines, les aquifères fissurés et la modélisation hydrogéologique

Cette section a pour but de dresser l'état des connaissances sur l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eaux souterraines, les méthodes d'indice de qualité des eaux souterraines, la caractérisation des aquifères fracturés et la modélisation hydrogéologique.

2.1. Généralités sur l'impact de la variabilité climatique sur les ressources en eau souterraine

2.1.1. Système climatique et eaux souterraines

Le système climatique est un système complexe dont les principales composantes sont l'atmosphère, la lithosphère, l'hydrosphère, la cryosphère et la biosphère. Les eaux souterraines sont une composante importante de ce système climatique (Liesch & Wunsch, 2019). Mais de nombreux impacts potentiels du changement climatique restent largement méconnus, car le système climatique est caractérisé par un réseau d'interactions et de rétroactions complexes (Munday *et al.*, 2017). Directement, les changements dans les précipitations, l'évaporation, la transpiration et, indirectement, l'extraction d'eau, affectent le système des eaux souterraines (Amanambu *et al.*, 2020). Tous ces facteurs peuvent, séparément ou ensemble, avoir un impact sur les nombreux processus et mécanismes du système des eaux souterraines.

2.1.2. Impact de la variabilité et du changement climatique sur les ressources en eau souterraine

Le changement climatique affecte directement la totalité du système des eaux souterraines (Da Costa *et al.*, 2019 ; Jayakumar & Lee, 2017) :

- la recharge et le stockage des eaux souterraines (Asoka *et al.*, 2017 ; Tillman *et al.*, 2017) ;
- la décharge et la qualité des eaux souterraines (Gurdak *et al.*, 2011 ; Okkonen & Kløve, 2011).

Mais, il peut également impacter de façon indirecte les eaux souterraines par le biais de changements dans le captage des eaux souterraines (Asoka *et al.*, 2017 ; Gurdak, 2017) et par celui de changements dans l'utilisation/la couverture des terres (Stoll *et al.*, 2011).

2.1.2.1. Impact de la variabilité climatique sur la recharge

Le climat est le principal facteur de la variabilité spatio-temporelle de la recharge des eaux souterraines. Les précipitations sont le paramètre climatique qui affecte le plus directement la recharge des eaux souterraines, indépendamment de la voie de recharge (Amanambu *et al.*, 2020). Les conditions humides entraînent souvent une augmentation de la recharge et du stockage, tandis que la sécheresse peut provoquer l'effet inverse (Dalton *et al.*, 2013 ; Fu *et al.*, 2019). L'évapotranspiration peut empêcher l'infiltration sous la zone racinaire ; par conséquent, les précipitations légères ne devraient pas contribuer à la recharge des eaux souterraines (Tweed *et al.*, 2011).

Dans la littérature, plusieurs méthodes ont été utilisées pour estimer la recharge (Kouadio, 2022 ; Yao, 2021). Cependant, certains auteurs (Ali *et al.*, 2018 ; Goni *et al.*, 2021) ont montré que les méthodes couramment utilisées pour estimer la recharge des nappes n'ont pas apporté les précisions souhaitées. Selon Hung & Broder (2019), l'utilisation conjointe de plusieurs méthodes et la comparaison des résultats s'avèrent nécessaire pour une bonne évaluation de l'alimentation des eaux souterraines. Les méthodes les plus couramment utilisées sont : la méthode du bilan hydrologique (Kamenan, 2021 ; Yao, 2021), la méthode de la fluctuation piézométrique (Hung & Broder, 2019 ; Kouadio, 2022), la méthode géochimique (Goni *et al.*, 2021), la méthode de séparation des débits de base (Shao *et al.*, 2020) et les équations empiriques (Adeleke *et al.*, 2015). Dans cette étude, la méthode du bilan hydrologique couplée à celle de Thiessen ont été utilisées pour estimer la recharge annuelle en fonction de la disponibilité des données.

2.1.2.2. Impact de la variabilité climatique sur la qualité

La perturbation de la recharge (apport des précipitations) et de la température de l'eau modifie sa chimie, les communautés bactériennes, le transport de soluté et les temps de résidence (Glassley *et al.*, 2003). L'infiltration des flux de retour d'irrigation peut entraîner certains composés chimiques dans les aquifères ; ce qui a un impact sur la qualité des eaux souterraines (Merz & Lischeid, 2019 ; Qin *et al.*, 2011). Les fortes tempêtes de pluie, en particulier dans les zones de plaine où les taux de chargement des contaminants à la surface du sol sont plus élevés, peuvent favoriser la mobilisation vers le bas des produits chimiques solubles présents dans la zone vadose (Earman & Dettinger, 2011 ; Klove *et al.*, 2014).

Une augmentation de la température des eaux souterraines due au changement climatique est attendue (Kurylyk & MacQuarrie, 2013 ; Kurylyk *et al.*, 2014). Elle peut modifier les processus hydrogéochimiques qui exercent un contrôle sur la mobilité et la concentration dissoute des contaminants chimiques (Pitz, 2016), et ainsi influencer la qualité des eaux souterraines (Riedel, 2019). Dans ses recherches, Riedel (2019) a constaté qu'une augmentation de 1 degré Kelvin dans les eaux souterraines peut entraîner une diminution de 4% de la saturation en oxygène et une baisse de 0,02 de la valeur du pH. De plus, comme les températures de la surface et de la subsurface sont liées, la température des eaux souterraines peut être déduite de la température de la surface (Beltrami, 2001 ; Gunawardhana & Kazama, 2012). Ces liens peuvent permettre de mieux comprendre l'impact du changement climatique sur la subsurface (Menberg *et al.*, 2014).

2.1.2.3. Réaction des eaux souterraines face à la variabilité climatique

La baisse des débits dans la proportion plus élevée que les précipitations dans la zone soudanienne (Descroix *et al.*, 2009, 2015) est due à une diminution significative du débit de base, suite à une baisse du niveau de la nappe. Cependant peu d'études ont été menées pour montrer comment le niveau des eaux souterraines a réagi à la variabilité du climat (Tirogo, 2016). La réponse des eaux souterraines est complexe car elle ne dépend pas seulement du climat mais aussi d'autres facteurs tels que la végétation, l'utilisation des terres, les types de sols et la géologie (Scanlon *et al.*, 2006 ; Green *et al.*, 2011). A l'aide de certaines méthodes d'analyse statistiques telles que les analyses corrélatoires, analyses spectrales ou analyses en ondelettes (Holman *et al.*, 2011 ; Kuss & Gurdak, 2014), l'analyse de la relation entre les eaux souterraines et la variabilité du climat peut facilement être effectuée. Sur la base de ces méthodes, des études caractérisant le lien entre la variabilité du climat et la fluctuation du niveau des eaux souterraines ont été réalisées en divers endroits du monde (Hayashi & Farrow, 2014 ; Ndehedehe *et al.*, 2023). En dehors de ces méthodes, une série d'approches existe pour étudier également l'influence de la variabilité et du changement climatique sur les systèmes d'eaux souterraines. Plusieurs auteurs ont utilisé ces approches, notamment l'analyse de séries chronologiques fondées sur des statistiques et des concepts (Shamsudduha *et al.*, 2009 ; Von Asmuth *et al.*, 2008), les réseaux neuronaux artificiels (Ghose *et al.*, 2010), les observations gravimétriques par satellite (Joodaki *et al.*, 2014) et les applications de modèles numériques (Heuvelmans *et al.*, 2011). La sensibilité des eaux souterraines aux variabilités climatiques a été également mise en évidence à l'aide des traceurs environnementaux (Les landes, 2014), à

l'aide des méthodes d'analyse statistique complétées par la modélisation hydrogéologique (Tirogo, 2016). Cependant, dans le contexte de l'Afrique, l'utilisation de ces méthodes reste limitée. Leur application est confrontée à des insuffisances de séries d'observations qui sont souvent très courtes et de mauvaise qualité (Howard & Griffith, 2009 ; Taylor *et al.*, 2009). Dans le contexte du système aquifère du Département de Man, il était important de comprendre comment les eaux souterraines ont réagi face à la variabilité climatique. Cela a été fait par diverses analyses statistiques appliquées à différents types de données telles que les précipitations et les niveaux piézométriques. Les données piézométriques acquises en différents points d'eau au sein du Département sur une courte période (2018, 2019, 2020) ont permis d'analyser la baisse ou la hausse de la nappe face à la variation des précipitations.

2.2. Généralités sur les méthodes d'indice de qualité des eaux souterraines

2.2.1. Méthodes conventionnelles

La qualité des eaux souterraines est liée aux réactions et aux processus géochimiques qui entrent en jeu dans un système d'écoulement régional (Clautier, 2004) (Figure 15). Dans la littérature, les principales sources de contamination des eaux souterraines sont les activités anthropogéniques et de nombreux processus connus et inattendus qui se produisent dans l'aquifère, tels que la réaction chimique, l'interaction du sol avec l'eau accumulée, la lithologie de l'aquifère, etc, (Shwetank *et al.*, 2020). A ces sources de contamination, s'ajoute les impacts de la variabilité et du changement climatique sur la qualité de l'eau (Kurylyk *et al.*, 2014 ; Riedel, 2019). De nombreuses approches ont été utilisées par les chercheurs pour analyser la chimie des eaux souterraines telles que l'indice de qualité de l'eau (IQE), l'analyse en composantes principales, l'analyse trilineaire, l'analyse factorielle, etc. Dans ce travail, l'IQE est utilisé car il a l'avantage de fournir des informations sur l'état des ressources en eau au grand public, aux gestionnaires de l'eau et aux décideurs (Nasiri *et al.*, 2007 ; Simoes *et al.*, 2008). Les IQE ont été introduits pour la première fois par Horton (1965) dont l'objectif est de combiner tous les paramètres en un nombre unique qui peut être utilisé pour classer l'eau en fonction des paramètres *in situ* (Azzirgue *et al.*, 2022).

Pour élaborer un IQE, quatre étapes ont été utilisées dans le passé (Abbasi et Abbasi, 2011) :

- le choix des paramètres ;
- la détermination des valeurs des sous-indices ;
- la détermination des pondérations appropriées ;
- l'établissement de l'indice final après la combinaison des sous-indices.

Lors de l'établissement d'un IQE, la sélection des paramètres de qualité de l'eau se fait en fonction de la référence aux travaux des chercheurs précédents (Said *et al.*, 2004), la disponibilité des ensembles de données (Cude, 2001) et la représentation fidèle du scénario de qualité (Hanh *et al.*, 2011). Le développement de sous-indices se fait sur une plate-forme commune pour convertir les paramètres sélectionnés, alors que les unités de tous les paramètres sélectionnés ne peuvent pas être les mêmes. Pour établir des pondérations pour les paramètres, des poids égaux ou inégaux sont attribués aux paramètres par les développeurs d'indices, selon leur jugement. Certains chercheurs ont affirmé que tous les paramètres étaient d'importance égale. Ils ont attribué des poids égaux à tous les paramètres lors de l'élaboration des IQE (Cude, 2001). L'indice peut souffrir d'un problème de "sensibilité" si des pondérations différentes sont attribuées aux paramètres. L'agrégation des sous-indices met fin au calcul de IQE en tenant compte des pondérations attribuées aux différents paramètres.

Selon Azzirgue *et al.* (2022), plusieurs chercheurs ont tenté de construire un IQE basé sur les formes de fonctions d'agrégation des IQE suivantes :

- la fonction d'agrégation arithmétique ;
- la fonction d'agrégation multiplicative ;
- la moyenne géométrique ;
- la moyenne harmonique ;
- la fonction de la logique floue.

D'après Nayak *et al.* (2020), des méthodes additives et multiplicatives ont été utilisées pour l'agrégation des sous-indices. La plupart des IQE existants ont utilisé la méthode additive (Sargaonkar & Deshpande, 2003). Mais, cette méthode souffre du problème de "l'éclipsage" (lié à la disparition de certaines informations) (Swamee & Tyagi, 2007). D'autres chercheurs ont utilisé la méthode multiplicative pour le développement des IQE (Bhargava, 1985). Toutefois, cette approche ne peut pas résoudre complètement le problème de "l'éclipse" et conduit parfois à un problème "d'ambiguïté" (sur la signification exacte de l'indice résultant lors de la combinaison des différentes dimensions) (Swamee & Tyagi, 2007). De plus, l'évaluation précise de la qualité des eaux souterraines appartient à un domaine de problèmes complexes dans lequel des erreurs et des incertitudes peuvent se produire à chaque étape (Shwetank *et al.*, 2020). Compte tenu des limites des IQE actuels, à savoir l'éclipse, l'ambiguïté, les erreurs et l'imprécision, il est observé que ces IQE existants ne peuvent pas représenter l'image réelle de l'état de la qualité de l'eau. Pour ce faire, la technique la plus récente de calcul de l'IQE basée sur la logique floue a été introduite par Icaga (2007) et motivée par les travaux

de Silvert (2000) sur l'évaluation environnementale. En raison de la vertu de la logique floue à traiter l'ambiguïté et l'imprécision, il est possible d'atténuer les erreurs qui se sont produites dans l'évaluation de la qualité des eaux souterraines (Azzirgue *et al.*, 2022). De plus, le rôle de l'IQE est de simplifier un ensemble de paramètres tandis que celui de la logique floue est de les analyser (Kord & Arshadi, 2022).

Dans la présente étude, une tentative a été faite pour utiliser l'approche de la logique floue pour développer un système d'inférence floue en vue de surmonter les limites des approches existantes de l'IQE et pour l'identification de l'état réel de la qualité de l'eau. L'approche de la logique floue a ses mérites inhérents de "flexibilité" et de capacité à traiter plus efficacement le "flou" et "l'incertitude". Cette approche permet également de traiter efficacement les problèmes de "sensibilité" et d'"ambiguïté" rencontrés dans la détermination des IQE.

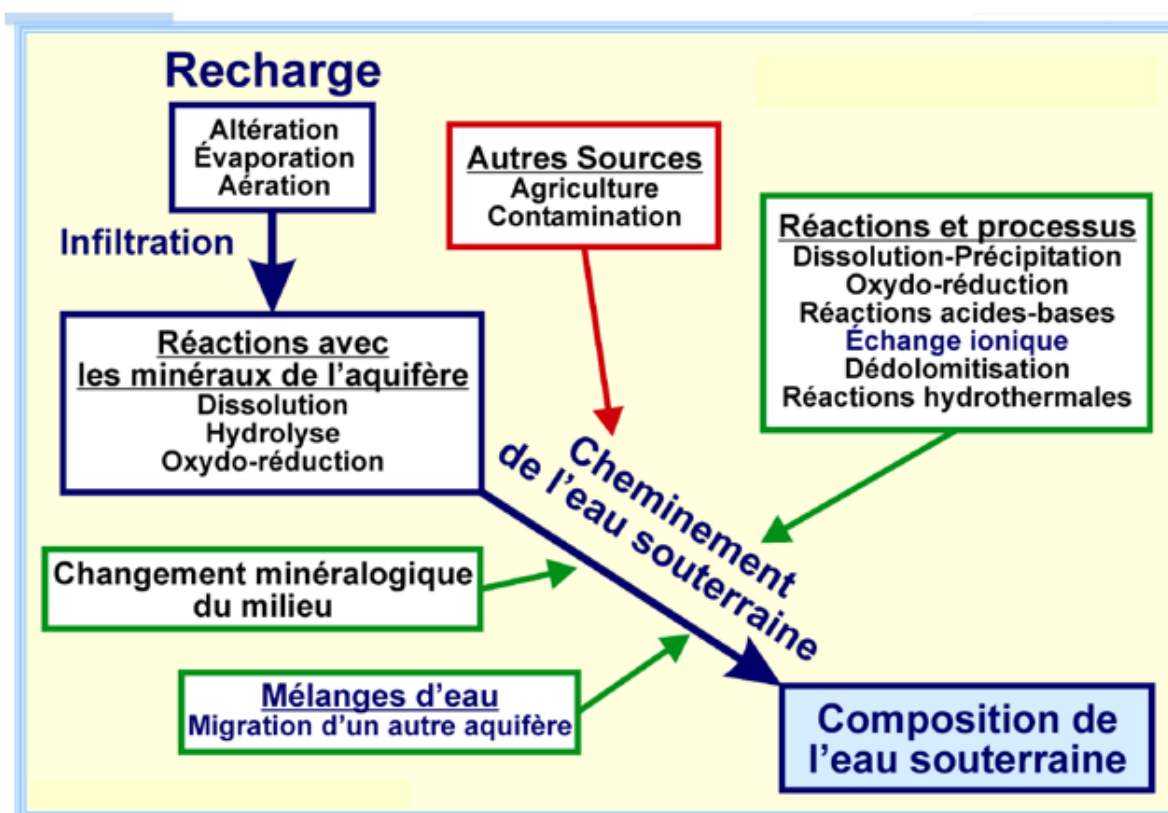


Figure 15 : Réactions et processus entrant en jeu dans la composition chimique des eaux souterraines à l'échelle régionale

Source : Cloutier (2004)

2.2.2. Méthode de la logique floue

La logique floue est une forme de logique multivaluée qui exprime la vérité partielle entre le faux et le vrai. Zadeh (1965) a présenté la logique floue comme une autre technique pratique et abordable pour déterminer la qualité de l'eau. Plusieurs chercheurs ont utilisé l'indice de la qualité de l'eau de la méthode de la logique floue pour évaluer la qualité de l'eau souterraine en Inde (Shwetank *et al.*, 2020 ; Nayak *et al.*, 2020), au Maroc (Azzirgue *et al.*, 2022), en Tunisie (Brahim *et al.*, 2021), au Nigeria (Oladipo *et al.*, 2021). Ils ont obtenu des résultats satisfaisants. Peu d'études en Afrique de l'Ouest plus précisément en Côte d'Ivoire se sont penchées sur la question. Dans cette étude, cette méthode est utilisée pour évaluer l'état de la qualité des eaux souterraines du système aquifère du Département de Man. Puis, les variables climatiques comme les précipitations et l'état de surface sont pris en compte pour établir le lien entre la variabilité climatique et l'état de la qualité des eaux.

2.3. Généralités sur la caractérisation des aquifères fissurés

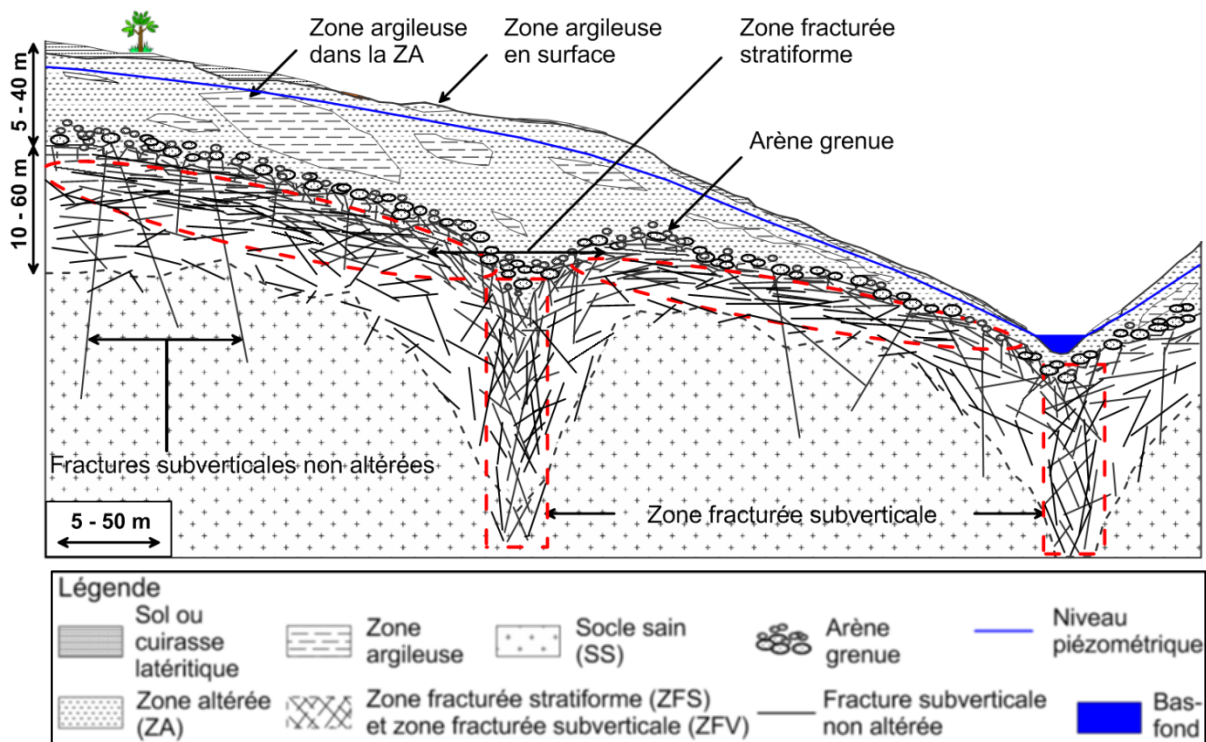
2.3.1. Modèles conceptuels du profil d'altération des aquifères de socle

Dans la littérature hydrogéologique, les formations de socle sont des formations cristallines et cristallophylliennes, non-volcaniques et non carbonatées, ayant une porosité primaire et une perméabilité généralement faible pour l'extraction de l'eau souterraine (Gustafsson, 1994). Elles doivent leurs propriétés hydrauliques à la fracturation et à l'altération associée (Kouadio, 2022). Selon Lachassagne *et al.* (2011), elles doivent leurs propriétés aquifères à l'érosion et à la fracturation qui leur confèrent une porosité secondaire et une perméabilité à des degrés divers. Les formations cristallines, une fois exposées à la surface du sol, sont soumises aux processus d'altération chimique et physique (Guihéneuf, 2014). Ainsi, plusieurs facteurs tels que la nature de la roche mère, le type de climat, le gradient hydraulique, le pH et la température de l'eau, la biosphère et le temps d'exposition de la roche (Wyns, 2013) favorisent la mise en place des profils d'altération. Récemment, plusieurs travaux de recherche se sont penchés sur la question des processus d'altération et des profils d'altération qui en sont issus (Zhang *et al.*, 2018, Lachassagne *et al.*, 2021).

2.3.2. Description du profil d'altération en milieu de socle

A partir de différents critères tels que la composition minéralogique ou chimique des différents horizons, la structure du profil, les propriétés hydrodynamiques et le paléoclimat, les profils d'altération ont été décrits par les travaux de Soro *et al.* (2017), Vassolo *et al.* (2018), Lassachagne *et al.* (2021). Ces études proposent des modèles conceptuels du profil d'altération, mais décrivent aussi l'hydrodynamique dans les couches altérées des aquifères associés. Dans cette étude, le modèle conceptuel développé a été inspiré par les travaux de Dewandel *et al.* (2011), Lachassagne *et al.* (2011 ; 2014 ; 2017). La figure 16 présente schématiquement le modèle conceptuel hydrogéologique des roches de socle en milieu tropical avec globalement quatre compartiments. De la surface vers la profondeur, se distingue :

- le premier compartiment nommé "Zone Altérée (ZA)", représente la couche d'altérites constituée de roches altérées non consolidées et meubles avec une épaisseur moyenne de 5 à 40 m, voire plus (argile et sable avec de la cuirasse latéritique par endroits en surface) ;
- le deuxième compartiment nommé "Zone Fracturée Stratiforme (ZFS)", représente la couche fissurée/fracturée constituée de roches altérées consolidées avec une puissance moyenne de 10 à 60 m. La ZA et la ZFS peuvent s'approfondir ;
- le troisième compartiment nommé "Zone Fracturée subVerticale (ZfV)", représente la zone de discontinuité verticale favorisant une altération préférentielle ;
- Le quatrième compartiment nommé "Socle Sain (SS)" en dessous des trois compartiments représente la roche saine. Ce dernier peut être parcouru par quelques fractures profondes dont la densité diminue avec la profondeur. Le Socle Sain est « hydrogéologiquement » stérile et inintéressant (sauf rarement lorsque des discontinuités profondes traversées par certains forages peuvent s'avérer productrices).



NB : Le niveau piézométrique représente celui d'une saison pluvieuse, il pourrait baisser en saison sèche.

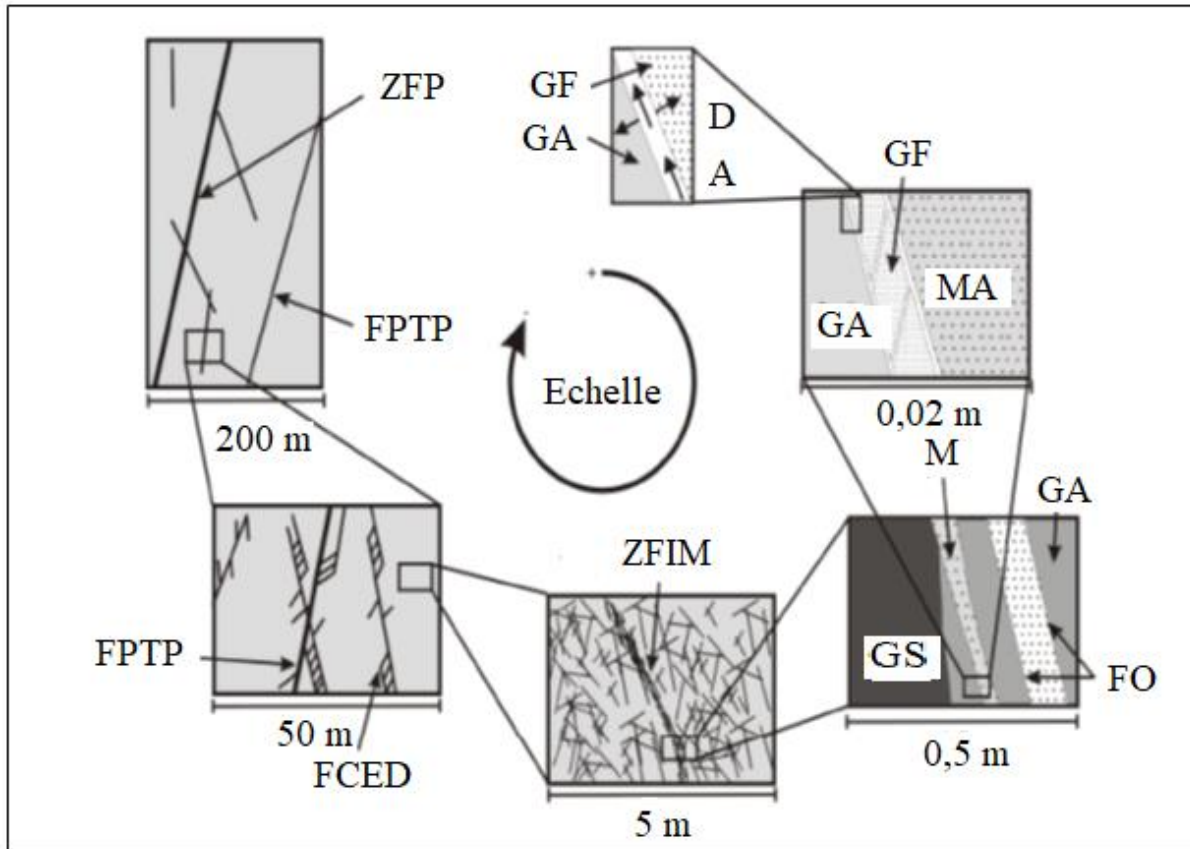
Figure 16 : Modèle conceptuel hydrogéologique de la zone de socle en milieu tropical :
exemple du Bénin

Source : Lachassagne *et al.* (2014)

2.4. Généralités sur la modélisation hydrogéologique

2.4.1. Modélisation des milieux fracturés

Le milieu fracturé peut être assimilé à une superposition de milieux poreux classiques, avec des porosités à différentes échelles notamment la matrice de faible porosité et le réseau de fractures principal (Le Druillennec, 2007). Les différents types de discontinuité rencontrés dans ces milieux (failles, fractures, alternance de roches sédimentaires perméables et imperméables) s'étalent sur plusieurs ordres de grandeurs, du micromètre à la dizaine de kilomètres (Figure 17).



ZFP= Zone fracturée à forte perméabilité ; FPTP= Fracture de petite taille très perméable ; ZFIM= Zone de fracturation importante le long des mylonites ; FCED= Fractures conductrices d'eau décimétriques ; GF= Gouge de faille ; GA= Granite altéré ; D= Diffusion ; A= Advection ; MA= Mylonite altérée ; M= Mylonite ; FO= Fractures ouvertes ; GS= Granite sain ;

Figure 17 : Modèles conceptuels représentant la géométrie des fractures et des flux d'eaux à différentes échelles

Source : Mazurek *et al.* (2003)

La diversité des approches de modélisation de l'écoulement dans les milieux fracturés constatée dans la littérature traduit la difficulté à étudier ce type de formation. En tenant compte des fractures, deux grandes approches de modélisation sont distinguées : approche continue et approche discontinue (modèle discret) (Figure 18).

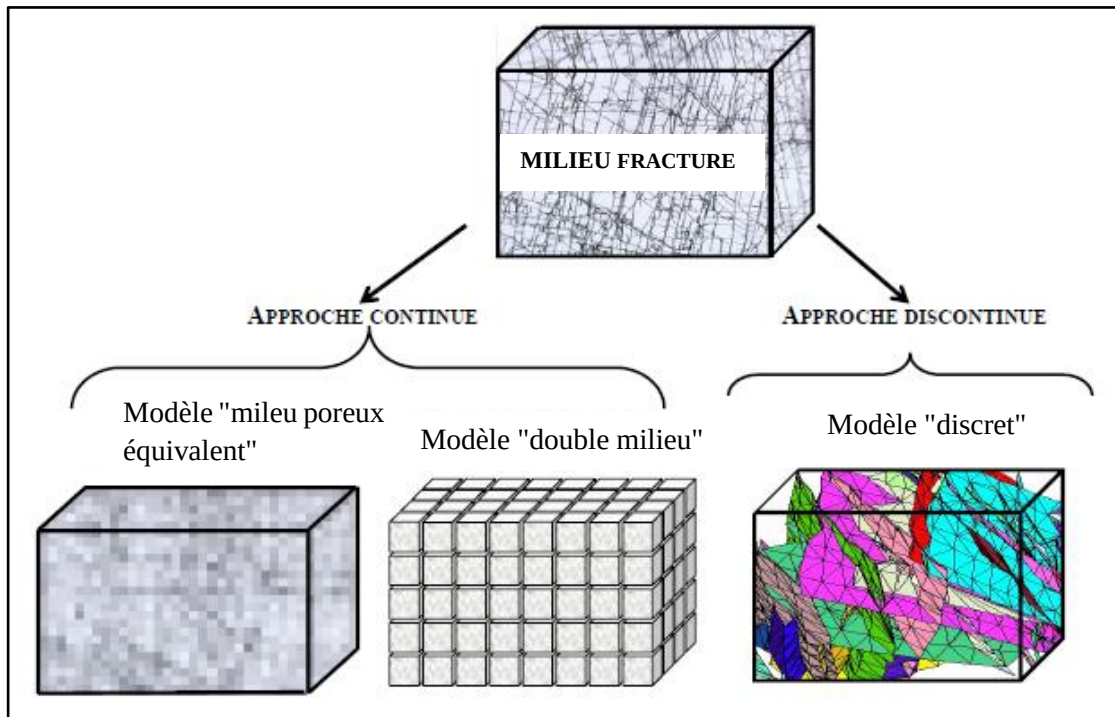


Figure 18 : Approches de modélisation de l'écoulement dans un milieu fracturé

Source : Houmed-Gaba (2009)

2.4.1.1. Approche continue

Dans une approche continue, le milieu hétérogène est représenté par un milieu (ou ensemble de milieux) équivalent(s) dont les propriétés et caractéristiques effectives sont déterminées à partir de moyennes calculées sur des volumes d'échantillonnage définis. Il s'agit donc d'une représentation équivalente du milieu et non pas d'une représentation fidèle de la réalité. Dans cette approche, le modèle poreux équivalent et le modèle double milieu sont distingués. La représentation du système fracturé a été faite soit sous la forme d'un milieu unique, soit par deux milieux distincts, dissociant ainsi la matrice et le réseau de fissure.

✓ **Modèle poreux équivalent**

Dans cette approche, l'aquifère fracturé est traité comme un milieu poreux hétérogène équivalent (Masciopinto, 2005). Le modèle continu est utilisé lorsque la géométrie du réseau de fracture n'est pas très bien connue. Il suffit d'introduire les propriétés hydrodynamiques moyennes telles que la conductivité hydraulique et l'emménagement du système fractures-matrice considéré.

✓ **Modèle double porosité**

L'approche double milieu considère deux milieux continus et associés : le « milieu fracturé » et le « milieu matrice » avec des rôles bien distincts. La matrice rocheuse détermine le coefficient d'emménagement de l'aquifère tandis que le réseau de fissure caractérise la perméabilité. Les transferts de fluide entre la matrice et les fractures sont traduits comme un échange de flux entre deux milieux continus (Barenblatt *et al.*, 1960 ; Samardzioska & Popov, 2005). Parmi les représentations des modèles doubles porosités, les modèles « double porosité et simple perméabilité » et les modèles « double porosité et double perméabilité » sont distingués (Lam, 2008). Dans le premier cas, la perméabilité de la matrice est considérée comme négligeable devant celle des fractures. Cette représentation permet de simplifier fortement la réalité car les échanges possibles entre les blocs représentant la matrice sont ignorés. Dans le second cas, la perméabilité de la matrice n'est plus négligée et les échanges entre les blocs matriciels sont possibles (Lam, 2008).

2.4.1.2. Approche discrète

Le modèle discret est utilisé lorsque les interactions des fluides dans la matrice rocheuse et des fluides dans les fractures sont pratiquement absentes (Masciopinto, 2005). Le milieu fracturé est assimilé à un ensemble de blocs rocheux imperméables séparés par des fractures qui sont le lieu d'écoulement et d'emménagement des fluides. Dans ce modèle, les fractures peuvent être idéalisées en joints horizontaux parallèles définissant alors un modèle multicouche ou en un réseau interconnecté. Le modèle discret proposé par Nordqvist *et al.* (1996), requiert la reconstitution en 3D, du réseau de fracture réel.

2.4.2. Modélisation numérique d'écoulement souterrain

Un modèle est une simplification de la réalité devant être la plus conforme possible du point de vue des mécanismes et processus simulés (Trasvina-Casillas *et al.*, 2019). En hydrogéologie, la modélisation est de plus en plus utilisée pour analyser les écoulements et prédire la réponse des systèmes aux variations de stress (El Alfy, 2014 ; Ertürk *et al.*, 2014 ; Knowling *et al.*, 2015) et aussi pour une meilleure connaissance et une gestion durable des eaux souterraines (Rapantova *et al.*, 2007 ; Atteia, 2011 ; Leray *et al.*, 2013). Malheureusement, les informations sur la ressource en eau souterraine sont souvent ponctuelles. Elles ne sont connues qu'en des points particuliers (forage, piézomètre) (Sahoo & Jha, 2017). Pour ce faire, ces informations ne peuvent pas alors servir de support de prise de décisions. Pour pallier cette situation, le

comportement du système étudié est retranscrit en équations mathématiques. En fonction des objectifs à atteindre et des données disponibles, les approches présentées ci-dessus permettent d'atteindre la précision nécessaire à la réalisation de modèles réalistes (NRC,1996). Ces modèles nécessitent généralement la résolution d'équations différentielles aux dérivées partielles. Ces équations peuvent être résolues analytiquement ou numériquement. Par ailleurs, les modèles hydrogéologiques sont de types physiques déterministes, car basés sur l'application des lois physiques générales (comme la loi de Darcy et l'équation de continuité) et les variables ont une valeur fixée. Les systèmes d'équation décrivant l'écoulement dans ces milieux peuvent souvent être résolus numériquement par la méthode des différences finies ou des éléments finis. La modélisation numérique de l'écoulement des eaux souterraines élaborée dans cette étude est un processus interactif dont les principales étapes sont présentées dans la figure 19.

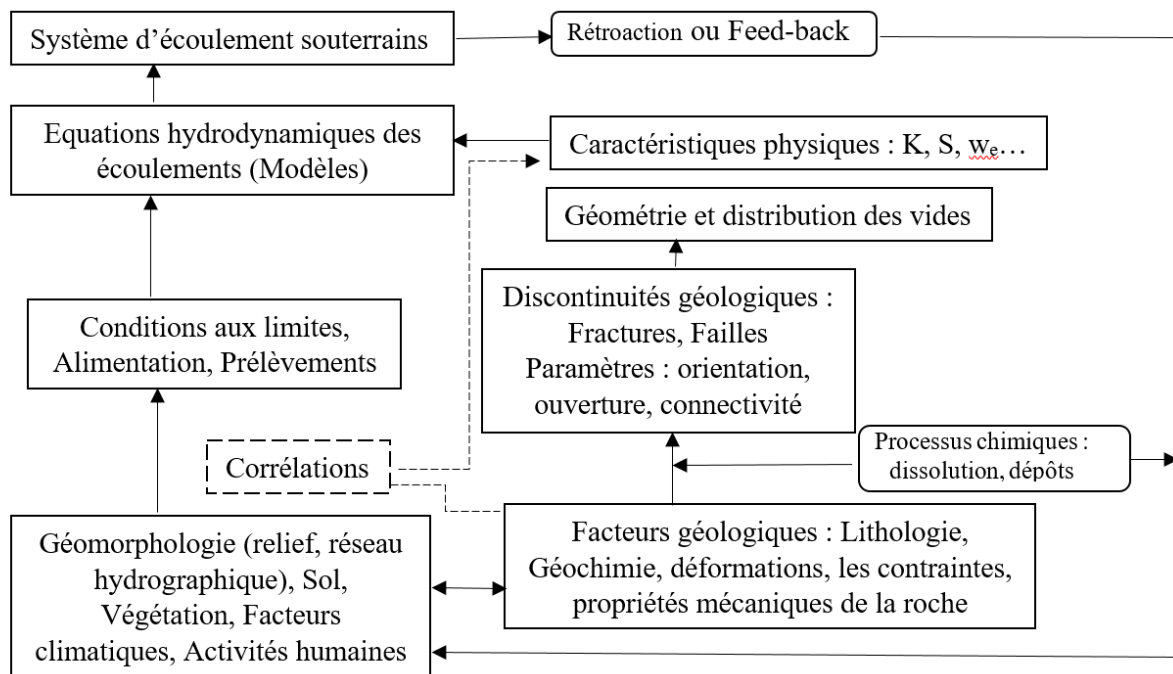


Figure 19 : Schéma des relations entre facteurs hydrologiques, propriétés physiques de l'aquifère et caractère géologique

Source : Kiraly (1978)

2.4.2.1. Equation régissant les écoulements souterrains

Les modèles hydrogéologiques sont élaborés en combinant des lois physiques. Ainsi, les écoulements souterrains sont décrits par des équations qui dérivent de la loi de Darcy et de la loi de la conservation de masse.

Le principe de continuité qui traduit la conservation de la masse de fluide au sein d'un volume demeurant fixe dans l'espace s'écrit à l'aide l'équation 1 :

$$\text{div}(\rho q) + \frac{\partial(\rho n)}{\partial t} + \rho q' = 0 \quad (\text{Éq. 1})$$

Avec :

- ρ : masse volumique du fluide (kg/m³)
- q : vitesse de Darcy qui est le flux à travers un milieu poreux (m/s) ;
- q' : somme algébrique des débits prélevés et apportés par unité de volume (m/s)
- n : porosité du milieu (%) ;
- t : temps (s).

La loi de Darcy permet de calculer le flux q d'un fluide à travers un milieu poreux. Les causes de l'écoulement sont le gradient de pression et la gravité soit le gradient de charge hydraulique. Selon la loi de Darcy, le débit spécifique (débit par unité de surface) pour un fluide incompressible s'écrit à partir de l'équation 2 :

$$q = -K \cdot \overrightarrow{\text{grad}h} \quad (\text{Éq. 2})$$

Avec :

- K : conductivité hydraulique (m/s) ;
- h : potentiel hydraulique (m) ;
- $\overrightarrow{\text{grad}h}$: la variation du potentiel hydraulique (m).

La charge hydraulique autrement appelée potentiel hydraulique correspond en tout point à l'intensité des forces de pression et de gravité appliquées au fluide. Elle se définit selon l'équation 3 :

$$h = z + \frac{P}{\rho g} + \frac{V^2}{2g} \quad (\text{Éq. 3})$$

En milieu uniquement saturé, $V \ll 0$, l'écoulement étant rampant, l'équation devient l'équation 4 :

$$h = \frac{P}{\rho g} + z \quad (\text{Éq. 4})$$

Avec :

- h : potentiel hydraulique (m) ;
- P : pression atmosphérique (Pa) ;

- ρ : masse volumique (Kg/m³) ;
- g : accélération de la pesanteur (m/s²) ;
- z : altitude (m) ;
- V : volume (m³).

La conductivité hydraulique dépendant du fluide et du milieu s'écrit à l'aide de l'équation 5 :

$$K = \frac{k \cdot \rho \cdot g}{\mu} \quad (\text{Éq. 5})$$

Avec :

- k : perméabilité intrinsèque du milieu poreux (m/s)
- g : accélération de la pesanteur (m/s²)
- μ : viscosité dynamique (kg/m/s)

Le modèle rend compte de l'écoulement dans un aquifère. Il est l'équation de diffusivité qui découle de la loi de conservation de masse et la loi de Darcy pour une nappe captive s'écrit à partir de l'équation 6 :

$$\text{div}(K \cdot \overrightarrow{\text{grad}h}) = S_s \frac{\partial h}{\partial t} - q' \quad (\text{Éq. 6})$$

Avec, S_s : Coefficient d'emménagement spécifique (/m).

Cette équation définit entièrement l'écoulement en permettant de déterminer le champ de charge h .

2.4.2.2. Méthodes de résolutions de l'équation de diffusivité

Les méthodes de résolution numérique donnent des solutions approchées de l'équation de diffusivité de base, à travers la discrétisation de l'espace et du temps. Les méthodes qui sont communément utilisées sont : la méthode des différences finies et la méthode des éléments finis (Trasvina-Casillas *et al.*, 2019 ; Colombani *et al.*, 2021, Kouadio, 2022). Ces méthodes ont chacune des avantages et des inconvénients. Dans tous les cas, la modélisation nécessite que le système aquifère soit discrétisé en mailles de formes variables (Younès *et al.*, 1999 ; Chavent *et al.*, 2003).

2.4.2.3. Conditions initiales et conditions aux limites du modèle

✓ Conditions initiales

La condition initiale représente l'état du modèle au début de la simulation. La condition initiale à renseigner dans le modèle à l'instant $t = 0$, correspond à une valeur de la cote piézométrique sur tous les nœuds du domaine. Ce champ de valeurs est issu des cartes d'interpolation de la piézométrie observée.

✓ Conditions aux limites

Un modèle numérique ne peut fonctionner que si les conditions aux limites sont définies aux bornes du domaine ou au voisinage des cellules inactives. Selon Ledoux (2003), les conditions aux limites concernent les règles d'échange des flux entre le domaine modélisé et le milieu extérieur. Il est nécessaire de préciser les conditions aux limites du domaine dans lequel les flux vont être simulés. Il est judicieux que les limites du domaine correspondent aux limites naturelles du modèle (Zohra, 2017). Dans les méthodes de résolution des équations de diffusivité, on retrouve principalement trois types de conditions aux limites :

- **Condition de Dirichlet : limite à charge imposée**

Ce type de limite permet d'imposer une charge hydraulique (H) ou une pression de charge (h) à la limite d'un modèle. Il est utilisé généralement pour modéliser un contour piézométrique connu ou une piézométrie moyenne non variable. Ce type de limite se retrouve lorsque la nappe est en contact avec un plan d'eau libre (mer, lac, rivière).

- **Condition de Neumann : limite à flux imposé**

Ce type de condition est imposé lorsque le flux entrant ou sortant de la nappe est connu. Si la limite est imperméable, la limite est à flux nul. La limite à flux nul est utilisée en hydrogéologie pour marquer la limite avec le substratum imperméable au fond du domaine, ou pour marquer une limite géologique imperméable ou limite de bassin versant.

- **Condition de Cauchy : limite à charge avec transfert imposé**

Cette condition est aussi appelée condition mixte. Elle est utilisée pour simuler l'échange nappe-rivière à condition que le fond du cours d'eau ne soit pas colmaté (c'est-à-dire que le niveau d'eau dans le cours d'eau est égal à la charge hydraulique de la nappe en contact). Souvent, la charge à imposer est connue (ex : niveau de la rivière), mais le coefficient d'échange est difficile à estimer. Ce paramètre de transfert est estimé de la manière suivante (équation 7).

$$\Phi = \frac{K_s}{d} \quad (\text{Éq. 7})$$

Avec :

- Φ : coefficient d'échange nappe-rivière (s^{-1}) ;
- K_s : conductivité hydraulique à saturation de la couche colmatée de fond de rivière (m/s) ;
- d : épaisseur de la couche colmatée prise en compte (m).

2.4.3. Aperçu sur les outils d'étude des modèles hydrogéologiques

De nombreux modèles mathématiques ont été développés et utilisés soit individuellement, soit en conjugaison avec la télédétection, les Systèmes d'Information Géographique (SIG) et d'autres modèles pour représenter au mieux la complexité de l'hydrogéologie de subsurface (Kansoh *et al.*, 2020). Ces modèles ont toujours aidé à mieux comprendre le comportement de l'écoulement et du transport des eaux souterraines et ont été largement utilisés dans le monde entier. Des études ont été menées pour simuler différents systèmes aquifères dans le monde entier, tels que les plaines côtières d'Australie du Sud (Pavelic *et al.*, 1997), la région de Chaudière-Appalaches au Québec au Canada (Janos *et al.*, 2018), l'aquifère des hautes plaines aux États-Unis (Amaranto *et al.*, 2019), la plaine du Nord de la Chine (Shao *et al.*, 2009), etc. Toutes ces études ont été menées avec des résultats satisfaisants grâce à l'application des logiciels de modélisation. Dans la littérature, une large application des logiciels de modélisation a été utilisée pour simuler les bassins d'eau souterraine locaux à régionaux pour l'analyse de l'écoulement des eaux souterraines (Michael & Voss, 2009 ; Harou *et al.*, 2009 ; Chandio *et al.*, 2012). La résolution de l'équation aux dérivées partielles (provenant de la loi de Darcy) de l'écoulement des eaux souterraines des aquifères généralement hétérogènes et anisotropes est réalisée à l'aide des solutions numériques. Au fil des ans, ces solutions ont été programmées à l'aide de différents langages de codage pour les ordinateurs numériques. Il s'agit notamment de FEFLOW, FEMWATER, FRACTRAN, MODFLOW, PHREEQ C, etc. Le code FEFLOW permet la simulation de l'écoulement souterrain, du transport de masse et aussi du transport de la chaleur par la méthode des éléments finis. Koïta (2010) fut l'un des pionniers de l'application du Code FEFLOW en Côte d'Ivoire dans la région de Dimbokro-Bongouanou. Mais l'utilisation d'outils de modélisation souterraine pour l'évaluation des eaux n'est pas très bien développée en Côte d'Ivoire plus précisément dans la région ouest du pays. De récentes études menées dans les régions de la Côte d'Ivoire dans le cadre de la modélisation hydrogéologique ont mis en

évidence la simulation de l'écoulement souterrain (Kouamé *et al.*, 2017 ; Kouadio, 2017 ; Yao, 2021 ; Kouadio, 2022), la réaction de la nappe du système aquifère et la simulation prédictive du transfert du polluant (Kouamé, 2017 ; Kouadio, 2022). Le code MODFLOW a été utilisé par Kouamé *et al.* (2017) pour simuler le niveau de la nappe de Bonoua. Yao (2021) l'a appliqué pour simuler l'écoulement souterrain en régime permanent du bassin versant du haut Bandama à Badikaha. Kouamé (2017) a appliqué le code FEFLOW pour faire la simulation prédictive de l'écoulement souterrain couplé avec le transport de benzène dissous dans la nappe d'Abidjan et Kouadio (2022) l'a utilisé pour simuler l'écoulement souterrain et le temps du transfert global du nitrate du système aquifère du bassin versant de la Lobo à Daloa.

Dans la région ouest du pays, l'étude de la modélisation de l'écoulement et surtout de l'utilisation du code FEFLOW reste parcellaire. Cependant, il convient de rappeler que Oularé (2015) a mis en évidence la variation de la surface libre de la nappe en réponse à la variation des paramètres hydrauliques et topographiques à travers le modèle WTR (Water Table Ratio) dans le bassin versant de N'zo.

Conclusion partielle

Ce chapitre portant sur l'impact de la variabilité climatique, l'indice de qualité des eaux souterraines, les aquifères fissurés et la modélisation hydrogéologique a permis de faire un état de l'art sur l'impact de la variabilité climatique sur les systèmes d'eaux souterraines (la recharge et la qualité) ainsi que les méthodes d'étude de la réaction des eaux souterraines face à cette variabilité. Ensuite, une synthèse sur le profil typique d'altération des aquifères fissurés a été décrite. De plus, les approches existantes dans la modélisation en milieu fracturé et la modélisation numérique d'écoulement souterrain ont été aussi mis en évidence. Enfin, un aperçu sur les outils d'étude des modèles hydrogéologiques a été fait.

La deuxième partie est consacrée à la présentation détaillée du matériel et des différentes méthodes utilisés dans cette étude.

DEUXIEME PARTIE : MATERIEL ET METHODES

Chapitre 3 : Matériel utilisé

Cette section présente les données, le matériel de terrain, les logiciels utilisés dans le cadre de ce travail. Elle présente également les différents modes d'acquisition de ces données ainsi que leurs sources.

3.1. Données

Les données utilisées sont diverses telles que les données hydroclimatiques, les données cartographiques, les données piézométriques, les données des fiches techniques de forages et les données de transmissivités du Département de Man.

3.1.1. Données hydroclimatiques

Ces données proviennent principalement des stations climatiques de Man, Danané, Biankouma et Gbonné, puis secondairement de Facobly, Kouibly, Sipilou et Bangolo. Parmi ces stations, il existe une seule station synoptique, celle de Man. Les données de toutes ces stations ont été fournies par la Société d'Exploitation et de Développement Aéroportuaire, Aéronautique et Météorologique (SODEXAM). Les données obtenues comprennent les valeurs des précipitations (mm) et de température (°C) de 1961 à 2023 soit soixante-trois (63) ans. Certaines données manquantes de pluies ont été comblées à l'aide de la méthode de régression linéaire. Les données de débits à la station hydrologique du N'zo à Zoba, du Kô à Man et à Logoualé au pas de temps journalier d'une chronique allant de 1980 à 2000 ont été fournies par le service de l'Hydrologie du Ministère de l'Hydraulique, de l'Assainissement et de la Salubrité.

3.1.2. Données cartographiques

Les données cartographiques sont composées d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de résolution 30 m x 30 m issu de Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) dont le site de téléchargement est [30-MeterSRTMTileDownloader](#).

3.1.3. Données piézométriques

Les données piézométriques d'août 2018, février 2019 et août 2020 acquises lors des différentes campagnes piézométriques ont été utilisées dans cette étude. Les forages échantillonnés dans la zone d'étude en août 2018 sont les mêmes que ceux d'août 2020 et ceux d'août 2018 à février 2019. Ces deux périodes de dates indiquent respectivement la période interannuelle et la période saisonnière (humide et sèche). Dix-neuf (19) forages hors usage ont été retenues pour ces campagnes.

3.1.4. Données des fiches techniques de forages

Les données des fiches techniques des forages ont été recueillies lors des missions de terrain auprès de la Direction Régionale de l'Hydraulique, de l'Assainissement et de la Salubrité (DRHAS), sise à Man (Chef-lieu de la Région du Tonkpi). Pour l'analyse des données, les forages dont les fiches techniques affichent les données complètes, ont été pris en compte. A cet effet, vingt-deux (22) forages ont été utilisés dans la zone à modéliser (sous-bassin versant du Kô à Man). Les données recueillies pour chaque forage sont : la nature de l'ouvrage (forage ou puits), les coordonnées géographiques, l'altitude du sol (côte par rapport au niveau de la mer), la profondeur totale, l'épaisseur de l'horizon d'altérites, l'épaisseur de socle traversée, le niveau statique, la lithologie de l'encaissant, les profondeurs des arrivées d'eau, le débit air-lift, etc.

3.1.5. Données de transmissivités

Ces données sont issues des travaux de recherches de Lasm (2000). Vingt-deux (22) forages ont fait l'objet de cette étude dont les transmissivités ont été déterminées. Ces forages se situent tous au sous-bassin versant du Kô à Man qui est la zone à modéliser.

3.2. Matériel d'étude

Le matériel est constitué de matériel de terrain, d'analyses au laboratoire et de traitement de données.

3.2.1. Matériel de terrain

Le matériel de terrain est constitué de (Figure 20) :

- une sonde piézométrique sonore pour les mesures des niveaux statiques des eaux de forages de la zone d'étude ;
- un GPS différentiel (DGPS) ayant servi à la détermination des coordonnées et de l'altitude des points d'échantillonnage ;
- un appareil multi-paramètres pour les mesures *in situ* des paramètres physico-chimiques (pH, conductivité électrique, température, potentiel Redox, oxygène dissous) des points échantillonnés ;
- un infiltromètre à double anneau pour déterminer la perméabilité des échantillons de couche d'altérites ;
- 38 bouteilles en polyéthylène de capacité 1 litre pour prélever les échantillons d'eau ;

- une tarière pour le prélèvement des échantillons de couche d'altérites qui ont servi à déterminer la porosité efficace ;
- deux (2) glacières pour la conservation des échantillons d'eau ;
- une solution d'acide chlorhydrique concentré pour acidifier les échantillons ayant servis à déterminer les minéraux ;
- un appareil photo pour les prises de vues.



Figure 20 : Matériel de terrain

- (a) Sonde piézométrique ; (b) GPS différentiel ; (c) Appareil multiparamètre ;
(d) Infiltrimètre ; (e) Bouteilles en polyéthylène ; (f) Tarière.

3.2.2. Matériel d'analyses au laboratoire

Le matériel d'analyse des paramètres chimiques (Figure 21) tels que les ions majeurs (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , HCO_3^- , NO_3^- et SO_4^{2-}), les éléments nutritifs (NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-}) et les éléments traces métalliques (Fe^{2+} , Zn^{2+} , Cu^{2+} , Al^{3+}) est composé pour l'essentiel de :

- spectrophotomètre pour la détermination des teneurs des paramètres chimiques ;
- verreries (flacons, béchers, éprouvettes, burettes, erlenmeyers, pipettes) pour les prélèvements et la préparation des échantillons à analyser ;
- réactifs pour le dosage de chaque paramètre à déterminer.

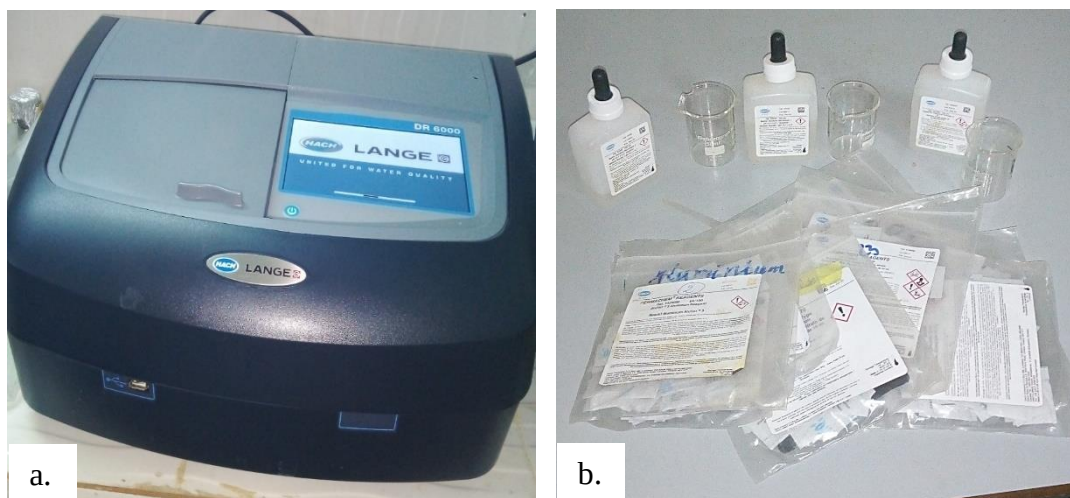


Figure 21 : Matériel d'analyses chimiques

(a) Spectrophotomètre DR 600 HACH ; (b) Verrerie et réactifs

3.3. Outils de traitement de données

L'analyse de l'aquifère de fissures et la compréhension de son fonctionnement hydrodynamique nécessitent l'utilisation de plusieurs outils informatiques. Il s'agit des logiciels : XLSTAT 2019, STATISTICA 7.1, ArcGis 10.5, Surfer 2016, Python 3.8, Covadis 17.1, Excel 2019, IBM SPSS 27, Diagrammes 6.0, FEFLOW 7.0 :

- XLSTAT 2019, une extension d'excel pour l'analyse de données et les statistiques développées depuis 1993, a été utilisé pour élaborer le test de tendance de Mann-Kendall, l'Analyse en Composantes Principales Normées (ACPN) et la Classification Ascendante Hiérarchique (CAH) ;
- ArcGIS 10.5 est un système complet de collecte, organisation, gestion, analyse, communication et diffusion des informations géographiques ; il a été utilisé pour réaliser les différentes cartes thématiques ;

- Surfer 2016 est un logiciel complet de cartographie, de modélisation et d'analyse 2D et 3D pour les scientifiques et les ingénieurs. Il est utilisé pour élaborer des cartes piézométriques et des coupes lithologiques ;
- Python 3.8 est un langage de programmation polyvalent et très populaire pour diverses applications. Il est utilisé pour déterminer l'indice de qualité de l'eau par la méthode floue ;
- Covadis 17.1, un logiciel fonctionnant sous AutoCAD, est une application de topographie, de terrassement et d'infrastructure VRD dédié aux géomètres, aux bureaux d'étude, aux collectivités, etc. Il a été utilisé pour assurer le transfert des données du GPS différentiel sur le PC portable ;
- Excel 2019 intègre des fonctions de calcul numérique, de représentation graphique, d'analyse de données ; il est utilisé pour les traitements statistiques ;
- IBM SPSS 27 offre des fonctionnalités avancées pour l'analyse statistique, la gestion des données et l'intégration avec le big data ; il a utilisé pour faire les tests t de Student (la comparaison des échantillons appariés) et de Shapiro (la normalisation des données) ;
- Diagrammes 6.0 est un logiciel multi-langage dans l'interprétation des données hydrogéochimiques. Il est utilisé pour élaborer le diagramme de Piper ;
- FEFLOW 7.0 est un logiciel complet pour les simulations d'écoulement souterrain et de transport du polluant. Il est utilisé pour réaliser les modèles d'écoulement et de la réaction de la nappe dans l'aquifère du sous-bassin versant de Kô.

Conclusion partielle

Cette partie du travail a consisté à la présentation de l'ensemble des données brutes et des outils utilisés dans cette étude. L'acquisition des différentes données s'est faite à l'aide d'une multitude de matériel (de terrain et de laboratoire). Ces données collectées ont fait l'objet de traitement à partir des outils (logiciels) qui ont permis la transformation des différentes informations acquises en des données utiles dans le cadre de cette étude. Ces données ont permis d'utiliser les différentes méthodes décrites dans le chapitre qui suit.

Chapitre 4 : Méthodes

La méthodologie adoptée dans ce travail s'articule autour de trois axes. Il s'agit de i) la caractérisation de la variabilité climatique du Département de Man ; ii) la caractérisation hydrogéochimique des ressources en eau souterraine de ce Département ; iii) La simulation de l'impact de la variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du sous-bassin versant du Kô à Man.

4.1. Caractérisation de la variabilité climatique du Département de Man

Cette étude passe d'abord par le comblement de données manquantes dans les séries pluviométriques, par l'utilisation des analyses statistiques (indice de nicholson et test de tendance de Mann-Kendall) des données pluviométriques des stations susmentionnées. Elle doit permettre de mettre en évidence les éventuelles périodes humides, sèches et normales ainsi que les tendances (baisse ou hausse). Ensuite, l'impact de la variabilité climatique sur la recharge des eaux souterraines a été déterminé et enfin la dynamique temporelle des niveaux d'eau souterraines des aquifères fracturés du département de Man a été étudiée.

4.1.1. Comblement des valeurs manquantes

Le relevé des mesures au niveau des différentes stations climatiques de la région ouest de la Côte d'Ivoire n'est pas régulier et souffre de nombreuses lacunes, dues en partie à la crise militaro-politique de 2002. Les données climatologiques acquises comportent des valeurs manquantes. Pour ce faire, le comblement des données des séries pluviométriques des stations climatiques de Man de 2003 à 2015, de Danané, de Gbonné et de Biankouma de 2003 à 2017 est fait.

4.1.1.1. Comblement des séries pluviométriques

Les données pluviométriques comportent des valeurs manquantes. Ces lacunes ont été comblées par la méthode de régression linéaire puis le test de l'homogénéité des séries à l'aide des méthodes statistiques et de graphiques. A ce propos, le test graphique des doubles cumuls a été appliqué.

✓ Application de la méthode de régression linéaire

Dans l'étude du fonctionnement hydrodynamique sur le bassin du Kou, Tirogo (2016) a appliqué la méthode de régression linéaire pour combler les séries pluviométriques. Dans le

cadre de cette étude, le comblement des données des séries pluviométriques se fait à l'aide de la même méthode servant à l'extension des séries. Les données ont été reconstituées pour la station synoptique de Man ainsi que pour les autres stations (Danané, Biankouma et Gbonné). Quelques mois (2 à 3 mois) de certaines années ont été aussi comblés. Le principe de cette méthode est décrit comme suit : l'estimation des données manquantes d'une série Y de longueur K en se basant sur une série complète X de longueur A se fait sur la base de la formule de l'équation 8 (Dubreuil, 1974) :

$$y = \bar{y}_k + r_k \frac{\sigma_y}{\sigma_x} (x - \bar{x}_k) \quad (\text{Éq. 8})$$

Avec :

- $\bar{y}$ la moyenne conditionnelle de y liée à x ;
- $\bar{x}_k$ et $\bar{y}_k$ moyennes mensuelles de x et y calculées à partir des k valeurs des séries correspondantes ;
- r_k le coefficient de corrélation entre x et y estimé à partir des k couples de valeurs observées simultanément ;
- σ_y et σ_x les écarts-types de x et y estimés à partir des k valeurs.

✓ **Homogénéité des données pluviométriques**

Dans cette étude, le test graphique des doubles cumuls est retenu pour sa simplicité et sa fiabilité (Brunet-Moret, 1971). Cette méthode nécessite une corrélation de plus de 0,82 entre les deux séries (Lamarque & Jourdain, 1994) dont le principe consiste à vérifier la proportionnalité des valeurs mesurées à deux stations. L'une des stations (station X) est la station de référence, supposée correcte. L'autre station (Y) est la station à contrôler. Un effet de lissage est obtenu en comparant, au pas de temps choisi (année, saison, mois, décade), non pas les valeurs observées, mais leur cumul. Il est réalisé à l'aide de l'équation 9.

$$X(t) = \sum_{i=0}^t x(i) \text{ et } y(t) = \sum_{i=0}^t y(i) \quad (\text{Éq. 9})$$

La station synoptique de Man est choisie comme station de référence car ses données mensuelles sont bien corrélées à celles des autres stations pluviométriques (Danané, Biankouma et Gbonné) avec le coefficient de corrélation $R^2 > 0,9$. Pour deux stations voisines A et B, les pluviométries annuelles cumulées sont portées sur un graphique. En l'absence d'anomalie, les points sont pratiquement alignés. En cas d'erreur systématique ou accidentelle, la droite des points présente une cassure à l'année Ai d'introduction de l'erreur (Kouamé, 2011).

4.1.1.2. Analyse statistique des données pluviométriques

Pour la plupart des études menées dans la zone ouest-africaine, la variabilité climatique a été analysée sur la base du cumul annuel de pluies (Conway *et al.*, 2009 ; Mahé & Paturel, 2009), du nombre de jours de pluie, de la hauteur moyenne journalière de pluie (Lebel & Ali, 2009, Kouamé, 2011 ; Tirogo, 2016), du cumul de pluies supérieures à un certain seuil (généralement, supérieures à 10 mm/jour) (Paturel *et al.*, 2002 ; Descroix *et al.*, 2013). Elle a souvent été analysée à travers les changements observés sur toute l'année (Lebel & Ali, 2009) ou sur quelques mois représentatifs de la saison des pluies (Paturel *et al.*, 2002).

Pour caractériser la variabilité du climat dans cette étude, certaines méthodes statistiques ont été appliquées notamment celles des indices pluviométriques de Nicholson (Nicholson *et al.*, 1988) et le test analytique non paramétrique de tendance de Man-Kendall (Yao, 2021).

✓ Indice pluviométrique de Nicholson

Les indices pluviométriques de Nicholson traduisent un excédent ou un déficit pluviométrique pour l'année considérée par rapport à la période de référence choisie. Ils sont calculés à partir de l'expression de l'équation 10 (Nicholson *et al.*, 1988) :

$$I_p = \frac{X_i - X_m}{\sigma} \quad (\text{Éq. 10})$$

Avec :

- I_p : indice pluviométrique ;
- X_i : hauteur de pluie totale pour une station pendant une année i (mm) ;
- X_m : moyenne interannuelle de la pluie à la station sur toute la période étudiée (mm) ;
- σ : écart-type de la pluie annuelle (mm).

Cette formule a permis de calculer les écarts pluviométriques de la station synoptique de Man et les stations pluviométriques de Danané, de Gbonné et de Biankouma sur la période 1961-2023. Par rapport à la période de référence choisie, les valeurs négatives de l'indice pluviométrique indiquent une année déficitaire et les valeurs positives une année excédentaire. Selon les directives de l'OMM (1994), pour utiliser l'indice de Nicholson, il est nécessaire de travailler sur une période d'au moins trente ans, pour que les résultats soient représentatifs. La période considérée dans le cadre de cette étude est de soixante-trois (63) ans pour les différentes stations.

Pour une meilleure observation des fluctuations interannuelles, le filtre passe-bas de Hanning d'ordre 2 ou méthode des moyennes mobiles pondérées est appliqué pour éliminer les variations

saisonniers. Dans ce cas, les totaux pluviométriques annuels sont pondérés en utilisant l'équation 11 recommandée par Assani (1999) :

$$X(t) = 0,06x_{(t-2)} + 0,25x_{(t-1)} + 0,38x_{(t)} + 0,25x_{(t+1)} + 0,06x_{(t+2)} \text{ pour } 3 \leq t \leq (n-2) \quad (\text{Eq. 11})$$

Avec :

- $x_{(t)}$: total pluviométrique pondéré du terme t ;
- $x_{(t-2)}$ et $x_{(t-1)}$: totaux pluviométriques de deux termes qui précèdent immédiatement le terme t ;
- $x_{(t+2)}$ et $x_{(t+1)}$: totaux pluviométriques observés de deux termes qui suivent immédiatement le terme t .

Les totaux pluviométriques pondérés des deux premiers [$x_{(1)}$, $x_{(2)}$] et des deux derniers [$x_{(n-1)}$, $x_{(n)}$] termes de la série sont calculés au moyen des équations 12, 13, 14 et 15 suivantes (n étant la taille de la série) :

$$X_{(1)} = 0,54x_{(1)} + 0,46x_{(2)} \quad (\text{Éq. 12})$$

$$X_{(2)} = 0,25x_{(1)} + 0,50x_{(2)} + 0,25x_{(3)} \quad (\text{Éq. 13})$$

$$X_{(n-1)} = 0,25x_{(n-2)} + 0,50x_{(n-1)} + 0,25x_{(n)} \quad (\text{Éq. 14})$$

$$X_{(n)} = 0,54x_{(n)} + 0,50x_{(n-1)} \quad (\text{Éq. 15})$$

✓ Test de détection de tendance de Man-Kendall

Le test de Mann-Kendal est une méthode robuste largement utilisée pour analyser les tendances dans les séries temporelles (Mann, 1945 ; Kendall, 1955). Plusieurs chercheurs ont utilisé cette approche pour les différents paramètres hydrométéorologiques (Fossou *et al.*, 2015 ; Yao *et al.*, 2018 ; Koné *et al.*, 2019). Soit la série $X_t = (x_1, x_2, \dots, x_n)$, cette méthode définit la normale standard multivariable U_{MK} de l'équation 16 comme :

$$U_{MK} = \frac{S}{\sqrt{\text{var}(S)}} \quad (\text{Éq. 16})$$

Où l'équation 17 donne l'expression ci-dessous :

$$S = \sum_{i=1}^{n-1} \sum_{j=i+1}^n \text{signe}(x_i - x_j) \quad (\text{Éq. 17})$$

Avec le signe de x exprimé à l'aide de l'équation 18 :

$$\text{signe}(x) = \begin{cases} 1, & x > 0 \\ 0, & x = 0 \\ -1, & x < 0 \end{cases} \quad (\text{Éq. 18})$$

Puis $\text{Var}(S)$ indique l'expression de l'équation 19 :

$$\text{Var}(S) = [n(n-1)(2n+5) - \sum_{i=1}^n t_i i(i-1)]/18 \quad (\text{Éq. 19})$$

Avec :

- U_{MK} : coefficient statistique de Mann-Kendall ;
- S : statistique de Mann-Kendall ;
- x_i et x_j : valeurs séquentielles des données ;
- n : nombre total d'échantillons ;
- t_i : nombre d'égalités impliquant k valeurs.

Une série temporelle a une tendance claire, définie au niveau de signification de 5%. Dans ce test, l'hypothèse nulle H_0 « absence de tendance » est acceptée si la p-value (probabilité de dépassement) est supérieure à 5%. Dans ce cas, la série chronologique étudiée ne présente pas de tendance. Si la p-value est inférieure à 5%, alors la variable étudiée présente une tendance. Le sens de la tendance est défini par le coefficient statistique de Mann-Kendall " U_{MK} ". Si U est positif, la tendance est à la hausse ; mais si U est négatif, alors la tendance est à la baisse. Le test de Mann-Kendall est appliqué sur les séries pluviométriques des stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma ainsi que sur la température de la station synoptique de Man.

4.1.2. Etude de l'impact de la variabilité climatique sur la recharge des aquifères fracturés

4.1.2.1. Estimation des infiltrations efficaces dans le Département de Man (1961-2023)

Dans le bilan hydrologique, l'évolution de la pluie efficace et l'infiltration efficace a été considérée dans cette étude. Ce bilan calculé à l'aide de la méthode du bilan de Thornthwaite (Thornthwaite, 1948) est établi sur la période de 1961 à 2023 à partir des stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma. La méthode du bilan hydrologique part du principe que la pluie tombée sur le bassin se répartit entre l'évapotranspiration réelle, le ruissellement, l'infiltration et la variation du stock d'eau dans le sol. Ce bilan pour un calcul au pas de temps mensuel se traduit par l'équation 20 :

$$P = ETR + R + I + \Delta S \quad (\text{Éq. 20})$$

Avec :

- P : précipitation (mm) ;
- ETR : évapotranspiration réelle (mm) ;
- R : ruissellement (mm) ;
- I : infiltration efficace (mm) ;
- ΔS : variation du stock d'eau dans le sol (mm).

L'estimation du ruissellement ou de l'écoulement de surface nécessite la connaissance du coefficient de ruissellement de la région et un suivi du régime hydrologique (Lasm, 2000). Le manque de données suffisantes ne nous permet pas d'évaluer ce coefficient. Pour ce faire, en raison du relief très accidenté de la région ouest par rapport aux autres régions, la valeur de 15% des pluies brutes est retenue comme valeur du coefficient de ruissellement (Lasm, 2000). Compte tenu également de l'insuffisance des données disponibles et du manque d'informations sur les échanges entre les eaux souterraines et celles de surface, il est retenu l'établissement d'un bilan hydrologique global. Ainsi, en admettant que pour des périodes très longues, les variations de stock d'eau (ΔS) sont nulles (Banton & Bangoy, 1999), l'équation du bilan devient (équation 21) :

$$P = ETR + R + I \quad (\text{Éq. 21})$$

La lame d'eau écoulée est déterminée à l'aide de l'équation 22 (Lasm, 2000) :

$$R = Pa * C \quad (\text{Éq. 22})$$

Avec :

- R : lame d'eau écoulée (mm) ;
- Pa : pluie annuelle (mm) ;
- C : coefficient de ruissellement.

4.1.2.2. Estimation des infiltrations efficaces dans les bassins versants du N'zo à Zoba, du Kô à Logoualé et du N'zo-Kô (1980-2000)

Dans cette partie de l'étude, la méthode des polygones de Thiessen est appliquée sur les bassins versants du N'zo à Zoba et du Kô à Logoualé. Des portions de ces bassins versants recoupent le Département de Man (Figure 22). Le bassin versant du N'zo-Kô est également associé. Cette méthode est couplée à celle de Thornthwaite en vue d'estimer les infiltrations efficaces à l'aide du bilan hydrologique.

✓ Pluie moyenne

La méthode des polygones de Thiessen est utilisée pour estimer la pluie moyenne sur une zone géographique en tenant en compte les mesures de pluies effectuées à différentes stations pluviométriques. A l'aide de cette méthode appliquée au niveau de chaque bassin versant, la pluie moyenne (P_{moy}) est traduite par l'expression de l'équation 23

$$P_{moy} = \frac{\sum H_i \times S_i}{S} \quad (\text{Éq. 23})$$

Avec :

- H_i : Hauteur de pluie enregistrée à la station i (mm) ;
- S_i : Surface d'influence de la station i (Km²) ;
- S : Surface totale de la zone en question (Km²).

✓ **Lame d'eau écoulée et coefficient de ruissellement**

• **Lame d'eau écoulée**

La lame d'eau écoulée est calculée avec les débits des cours d'eau du Kô à Logoualé et du N'zo à Zoba. Elle peut être journalière, mensuelle ou annuelle selon l'objectif de l'étude. Dans cette étude, ce sont les modules annuels ou débits moyens annuels qui sont utilisés. A l'aide des données annuelles moyennes des débits des deux cours d'eau, la lame d'eau écoulée de chaque sous-bassin a été déterminée avec l'équation 24 (Kouadio, 2011) :

$$R = \frac{365 \times 86,4 \times Q}{S} \quad (\text{Éq. 24})$$

Où :

- R : lame annuelle écoulée (mm) ;
- Q : débit moyen (m³ /s) ;
- S : superficie du bassin versant (km²) ;
- $365 \times 86,4$: coefficient relatif au temps en secondes dans l'année.

• **Coefficient de ruissellement**

Le coefficient de ruissellement (K_r) s'obtient à l'aide de l'expression de l'équation 25 (Kouadio, 2011) :

$$K_r = \frac{R}{P_{\text{moy}}} \quad (\text{Éq. 25})$$

Avec, P_{moy} : pluie moyenne sur le bassin versant.

✓ **Evaluation de l'infiltration efficace**

Le bilan hydrologique à l'aide de la méthode de Thornthwaite est appliqué en tenant compte des données de pluies moyennes déterminées au niveau de chaque bassin versant : le N'zo à Zoba et le Kô à Logoualé de 1980 à 2000. Ainsi, l'infiltration efficace est évaluée à l'aide de l'équation 26 :

$$P_{\text{moy}} = ETR + R + I \implies I = P_{\text{moy}} - (ETR + R) \quad (\text{Éq. 26})$$

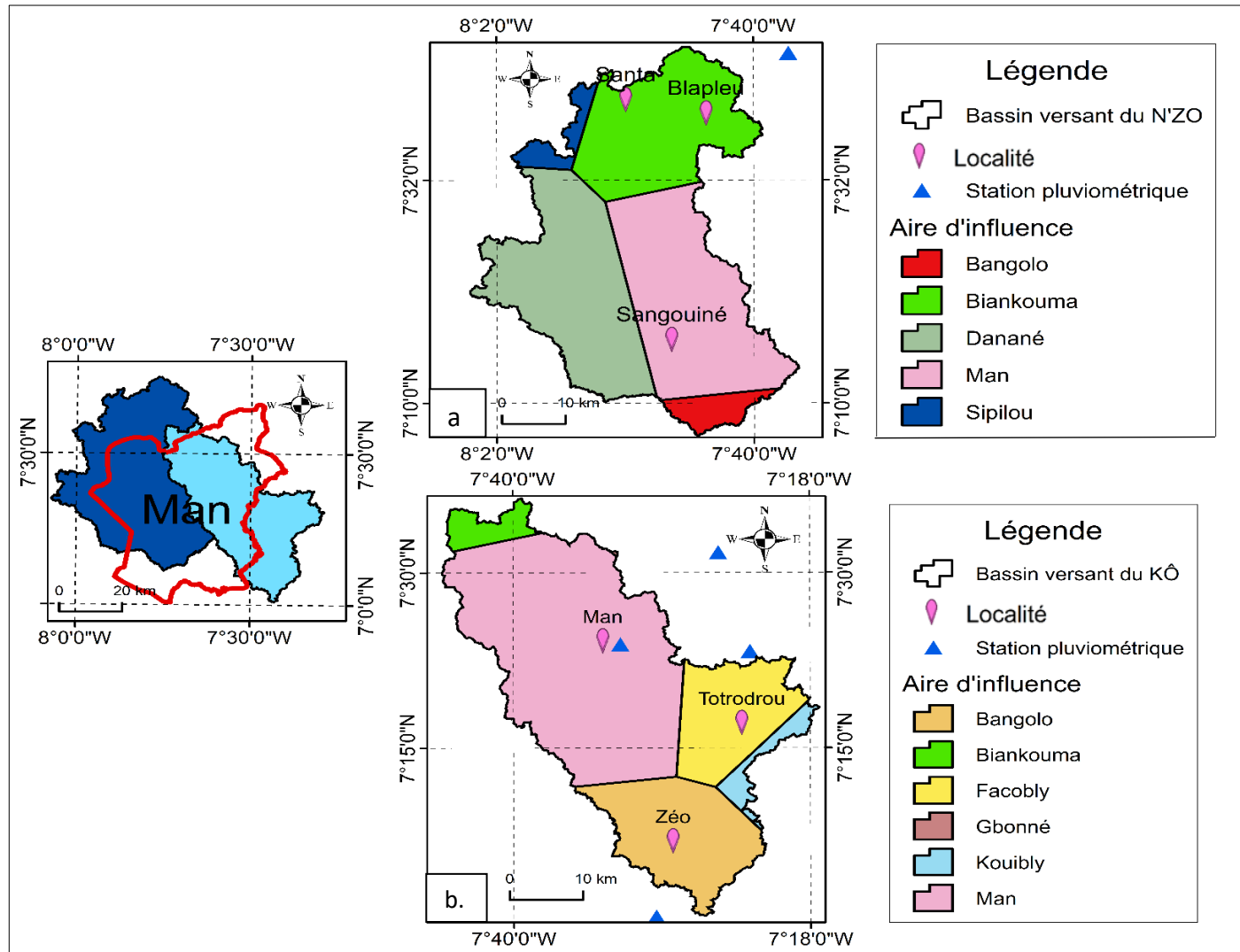


Figure 22 : Application de la méthode des polygones de Thiessen sur des bassins de la zone d'étude
(a) N'zô à Zoba ; (b) Kô à Logoualé.

4.1.2.3. Estimation des infiltrations efficaces par la méthode de Thornthwaite sur le sous-bassin versant du Kô à Man sur les années 2018, 2019 et 2020.

A l'aide du bilan hydrologique précédent (Thornthwaite), les infiltrations efficaces ont été estimées sur les années 2018, 2019 et 2020 qui ont fait l'objet de campagnes piézométriques. Ces infiltrations sont importantes dans l'élaboration du modèle d'écoulement.

4.1.3. Etude de la dynamique temporelle des niveaux d'eaux souterraines des aquifères fracturés

Dans cette étude, parmi les cinquante-neuf (59) forages échantillonnés (Figure 23), dix-neuf (19) forages hors service sont sélectionnés au cours des périodes d'août 2018 et d'août 2020 (Annexe 1) et de la période saisonnière d'août 2018 et de février 2019 (Annexe 2) pour suivre les différentes fluctuations de la nappe. A défaut de mesures continues à pas de temps mensuel pour des contraintes techniques et d'accessibilité aux forages, les mesures ponctuelles annuelles et saisonnières ont été effectuées. Les points d'eau sélectionnés en août 2018 sont identiques à ceux d'août 2020 ainsi que ceux d'août 2018 à ceux de février 2019. Les mesures du niveau d'eau réalisées ont été par la suite corrigées en niveaux piézométriques à partir des données altimétriques des margelles fournies par le GPS. Pour les mesures des niveaux d'eau, une sonde piézométrique manuelle qui émet un bruit sonore a été utilisée (Figure 24).

Des analyses des niveaux d'eaux souterraines ont été réalisées aux périodes (août 2018 et août 2020) et à la période saisonnière. Ensuite une comparaison des mesures des niveaux d'eau des deux échantillons de chacune des périodes est faite à l'aide du test t de Student. C'est un test paramétrique qui permet de comparer une moyenne d'un échantillon à une valeur donnée, les moyennes de deux échantillons indépendants et les moyennes de deux échantillons appariés. L'emploi de ce test reste subordonné en général à trois conditions d'application importante qui sont la normalité, le caractère aléatoire et simple des échantillons et l'égalité des variances des échantillons considérés. La normalité (distribution gaussienne) des distributions aux périodes (août 2018 et août 2020) et de la période saisonnière a été vérifié grâce au test de Shapiro-Wilk (Annexe 3). C'est donc après cette vérification que le test t de Student est appliqué aux échantillons des mesures des niveaux d'eau sur les périodes août 2018 et août 2020 puis août 2018 et février 2019. Les échantillons étant dépendantes car les données sur les mêmes sujets sont disponibles (mesures des niveaux d'eau) à deux (2) reprises (avant et après une intervention). Pour ce faire, le test T de Student pour les séries appariées est utilisé.

✓ Test t de Student pour les échantillons appariés

Soient des données paires $(X_1, Y_1), \dots, (X_n, Y_n)$. Dans ce cas, les échantillons ne sont pas indépendants dès lors qu'il y a de la dépendance entre X_i et Y_i .

Le test t Student est entièrement basé sur les différences observées, c'est-à-dire sur $D_1, \dots, D_n$, où $D_i = X_i - Y_i$, $i \in (1, \dots, n)$. On suppose que $D_1, \dots, D_n$ sont indépendantes et identiquement distribuées d'une loi normale. Posons que $\bar{D}_n$ et S_D^2 sont la moyenne et la variance empiriques de $D_1, \dots, D_n$. La statistique est donnée par l'équation 27 (Éthier, 2011) :

$$\tilde{T}_n = \frac{\sqrt{n} \bar{D}_n}{S_D} \quad (\text{Éq. 27})$$

Comme T_n suit une loi de Student à $n - 1$ degrés de liberté, on rejette l'hypothèse nulle d'égalité des moyennes lorsque $|T_n| > t_{n-1, \alpha/2}$.

Le test t Student a été généré à l'aide du logiciel SPSS.

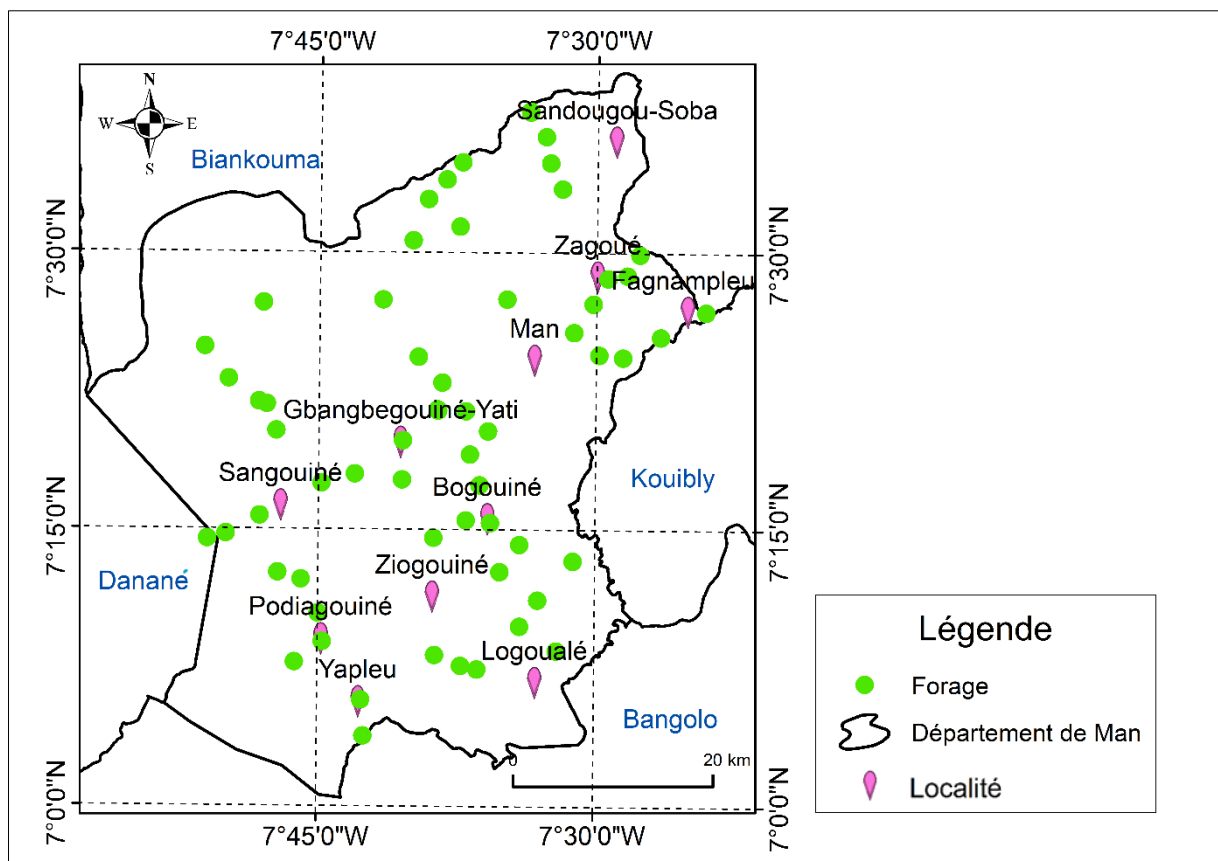


Figure 23 : Carte de répartition spatiale des forages dans le Département de Man



Figure 24 : Mesure de niveau d'eau dans un forage hors usage à Yapleu en 2020

4.2. Caractérisation hydrogéochimique des ressources en eaux souterraines du Département de Man

Il s'agit dans cette partie de caractériser le fonctionnement hydrogéochimique des eaux souterraines du Département de Man dans un contexte de la variabilité climatique. Cette étude passe par la variabilité saisonnière de la qualité physico-chimique des eaux souterraines et par la détermination de la qualité de ces eaux à l'aide d'un outil de l'intelligence artificielle qui est la logique floue (en anglais fuzzy logic) puis l'établissement du lien entre cette qualité et la variable climatique (pluie) et l'état de surface.

4.2.1. Variabilité saisonnière de la qualité physico-chimique des eaux souterraines

4.2.1.1. Méthodes d'investigations

✓ Points d'eau et campagnes d'échantillonnage

Dans le cadre de ces travaux, les différentes campagnes de prélèvement ont été effectuées au niveau de dix-neuf (19) forages identifiés et répartis sur la zone d'étude (Figure 25). Le tableau il présente les différents forages échantillonnés, les localités et les coordonnées géographiques. Les paramètres physiques comme la température ($T^{\circ}\text{C}$), le potentiel d'hydrogène (pH), l'oxygène dissous (O_2), le potentiel redox (Eh), la conductivité électrique (CE) et le taux de

saturation (%) ont été mesurés à l'aide d'un multi-paramètre HACH LANGE HQ40D *in situ*. Les campagnes de prélèvement ont porté sur deux (2) périodes : la première campagne de prélèvement d'eau s'est déroulée au début de la période humide (fin Mars 2019) et la deuxième, pendant la période sèche (décembre 2019). Les mesures et le prélèvement sont effectués sur les ouvrages fonctionnels après quelques minutes de pompage des forages pour avoir une eau représentative de la nappe. Les échantillons d'eau sont prélevés dans des flacons en polyéthylène de 1 L rincés au préalable avec l'eau à prélever. Ces flacons sont remplis d'eau à ras-bord puis fermés hermétiquement en évitant qu'ils contiennent des bulles d'air. Ces échantillons sont conservés dans une glacière dans laquelle des glaces sont ajoutées. La figure 26 montre le prélèvement d'un échantillon d'eau de forage à Gboapeuloueu (S/P de Zagoué) et d'un autre à Glayogouin (S/P de Fagnampléu) pour l'analyse au laboratoire.

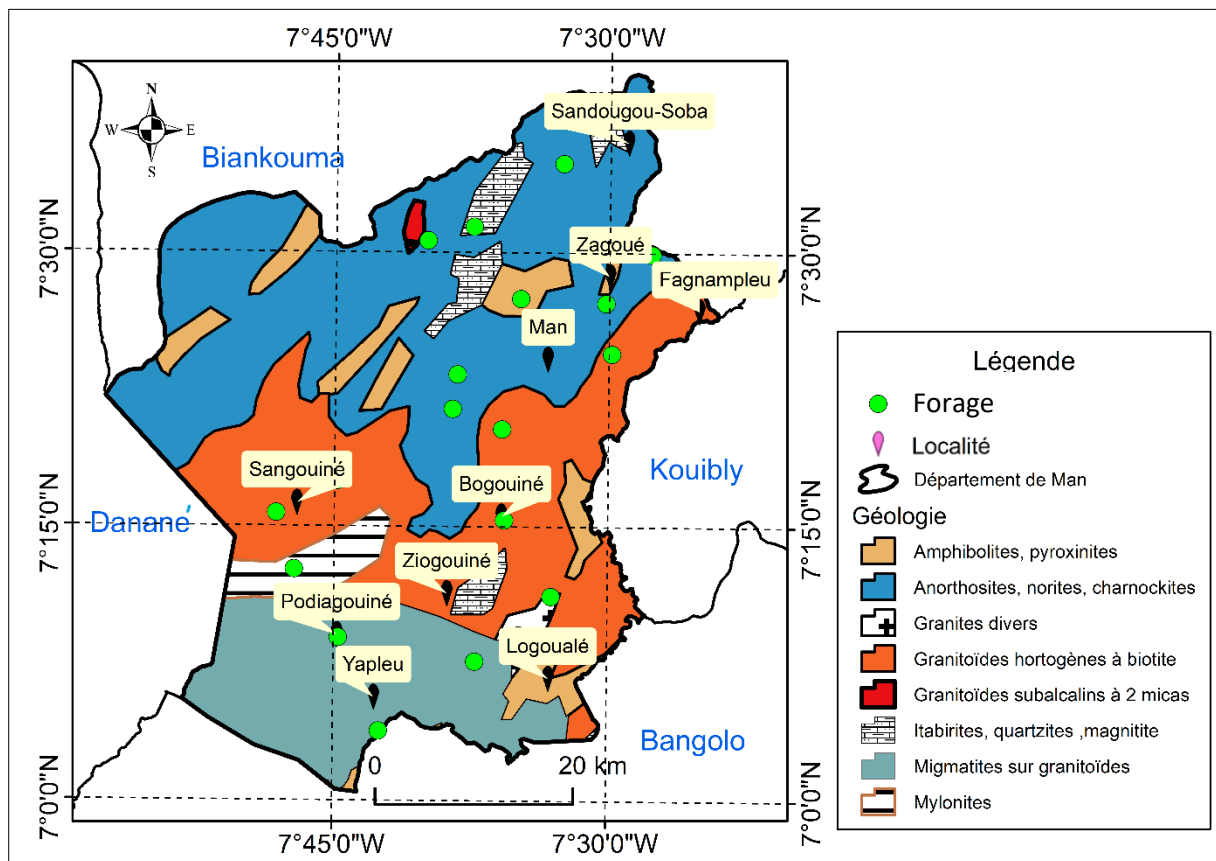


Figure 25 : Carte des points d'échantillonnage des eaux souterraines de la zone d'étude

Tableau II : Différents forages échantillonnés, les localités et les coordonnées géographiques

N° Forage	Forages échantillonnés	Localités	Longitude (m)	Latitude (m)
F1	Gbatodié	Sandougou-Soba	660791	838278
F2	Kiélé	Man	647169	830427
F3	Gbatongouin	Man	651814	831852
F4	Bantégouin	Man	656595	824636
F5	Gouétimba	Zagoué	669798	829181
F6	Gboapeulouleu	Zagoué	665206	824224
F7	Krikouma	Man	665840	819124
F8	Bogouiné	Bogouiné	655150	802295
F9	Soapleu	Logoualé	659952	794620
F10	Dinégouiné	Logoualé	661876	789577
F11	Kpoagouiné	Logoualé	652330	788011
F12	Tontigouiné-Douazéré	Yapleu	642684	780962
F13	Podiagouiné	Podiagouiné	638519	790343
F14	Oulaiglépleu	Podiagouiné	634002	797219
F15	Bloleu	Sangouiné	632148	802874
F16	Zoba 2	Sangouiné	638297	806158
F17	Kouitongouiné 2	Gbangbogouiné-Yati	649834	813465
F18	Tiakeupleu	Man	650280	816958
F19	Guianleu	Man	654839	811454



Figure 26 : Prélèvement d'eau de forages (Mars 2023)

(a) Gboapeuloulu ; (b) Glayogouin.

4.2.1.2. Méthodes analytiques et précision des données

Les analyses sont effectuées au Laboratoire de Chimie à l'Institut National Polytechnique Felix Houphouët Boigny de Yamoussoukro (INPHB) sur les eaux de forages de la zone d'étude. Pour les analyses au laboratoire, les méthodes proposées par Rodier *et al.* (2009) ont été adoptées (Tableau III). Les paramètres analysés sont Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , Cl^- , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Fe^{2+} , Cu^{2+} , Zn^{2+} , et Al^{3+} .

Tableau III : Méthodes d'analyse des paramètres chimiques

Paramètres	Méthode d'analyse	Norme
Calcium (Ca ²⁺) / Magnésium (Mg ²⁺)	Absorption atomique	NF T 90 036
Sodium (Na ⁺)	Dosage spectrométrique d'émission atomique	NF T 90 020
Potassium (K ⁺)	Absorption atomique	NF T 90 020
Chlorure (Cl ⁻)	Titrimétrie	NF T 90 014
Nitrate (NO ₃ ⁻)	Spectrométrie d'absorption moléculaire	NF T 90 012
Nitrite (NO ₂ ⁻)	Spectrométrie d'absorption moléculaire	NF T 90 013
Ammonium (NH ₄ ⁺)	Spectrométrie d'absorption moléculaire	NF T 90 015
Orthophosphate (PO ₄ ³⁻)	Spectrométrie d'absorption moléculaire au molybdate d'aluminium	NF T 90 023
Hydrogénocarbonate (HCO ₃ ⁻)	Titrimétrie	NF T 90 036
Sulfate (SO ₄ ²⁻)	Néphélométrie	NF T 90 040
Fer (Fe ²⁺), Cuivre (Cu ²⁺), Zinc (Zn ²⁺)	Spectrométrie d'absorption atomique avec flamme	NF EN 17 053
Aluminium (Al ³⁺)	Spectrométrie d'absorption atomique	ISO 12020 : 1997

Les résultats des analyses chimiques sont vérifiés par le calcul de la balance ionique (BI). En effet, la balance ionique sert à contrôler la qualité des analyses en éléments majeurs (Aboubakar, 2012). Le bilan ionique est exprimé par l'équation 27 (Aboubakar, 2012) :

$$BI = \frac{\sum cations - \sum anions}{\sum cations + \sum anions} \times 100 \quad (\text{Éq. 27})$$

Avec :

- $\sum anions = [rHCO_3^-] + [rSO_4^{2-}] + [rCl^-] + [rNO_3^-]$;
- $\sum cations = [rCa^{2+}] + [rMg^{2+}] + [rNa^+] + [rK^+]$;
- $[rX]$: concentration de l'élément chimique exprimée en milliéquivalent par litre (méq/L).

4.2.1.3. Analyse de la variation temporelle des paramètres physico-chimiques et chimiques

✓ Statistiques élémentaires des variables analytiques

La caractérisation physico-chimique et chimique des eaux souterraines nécessite la quantification des différents paramètres physico-chimiques et chimiques. Elle s'appuie sur la statistique descriptive par le calcul des moyennes, des maximums, des minimums et des écarts-types des valeurs faibles et élevées de ces paramètres. Ces valeurs classées grâce au logiciel SPSS puis complétées par des valeurs intermédiaires sont consignées dans le tableau II. Les valeurs de ces paramètres sont comparées aux celles des directives de l'OMS (2017).

Tableau IV : Classification des valeurs faibles et élevées à partir de celles obtenues

Paramètres	Valeurs	Saison	
		Sèche (décembre 2019)	Humide (début) (mars 2019)
Température (°C)	F	23,7-26,9	23,9-26,7
	E	27,2-31,3	27,2-33,6
Turbidité (NTU)	F	0,32-0,73	0,49-1,08
	E	0,8-2,81	1,21-4,38
CE (µS/cm)	F	113,8-266	83,4-281
	E	234-391	300-376
pH	F	5,58-6,93	5,25-6,33
	E	7,01-7,74	6,4-7,11
Eh (mV)	F	-28,5-(+7,6)	1-48,2
	E	20,8-72,7	59,1-100,6
O ₂ dissous (mg/L)	F	2,3-3,9	2,9-4,7
	E	4-5,6	5,1-6,5
Ca ²⁺ (mg/L)	F	13-41	1,44-4,54
	E	68-129	8,11-49,63
Mg ²⁺ (mg/L)	F	8-29	1,53-9,49
	E	32-80	11,64-70,74
Na ⁺ (mg/L)	F	3,49-10,2	1,03-5,68
	E	11,02-17,2	6,3-7,48
K ⁺ (mg/L)	F	1,1-3,1	0,3-3
	E	3,5-18,9	3,2-8,9
Cl ⁻ (mg/L)	F	0-0,01	0,01-0,9
	E	0,35-4,35	1,1-7,3
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	F	0-2	1-2
	E	5-15	3-9
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	F	6,4-52,2	3,4-17,4
	E	69,2-132,9	25,2-139,2
NO ₃ ⁻ (mg/L)	F	2,5-13,6	0,3-1,8
	E	16,2-41,3	2,5-17,9
NO ₂ ⁻ (mg/L)	F	0,002-0,007	-
	E	0,01-0,02	0,01-0,08
NH ₄ ⁺ (mg/L)	F	0-0,02	0-0,02
	E	≥0,03	≥0,03
PO ₄ ³⁻ (mg/L)	F	0,19-0,53	0,29-1,08
	E	0,59-3,5	1,18-4,2
Cu ²⁺ (mg/L)	F	0-0,04	0,01-0,03
	E	0,05-0,11	0,04-0,08
Fe ²⁺ (mg/L)	F	0,02-0,19	0,01-0,08
	E	0,31-4,49	0,12-0,49
Al ³⁺ (mg/L)	F	0,005-0,008	0-0,008
	E	0,009-0,06	0,01-0,06

✓ **Faciès hydrogéochimique des eaux souterraines**

Le faciès chimique des eaux est déterminé classiquement à l'aide du diagramme de Piper (in Ahoussi *et al.* 2018) en utilisant le logiciel Diagrammes. C'est le diagramme le plus utilisé dans la littérature pour la représentation simultanée des signatures chimiques d'un ensemble d'échantillon d'eau (Abdoulkader, 2014). Il a été utilisé dans plusieurs travaux en Côte d'Ivoire (Ahoussi *et al.*, 2018 ; Mangoua *et al.*, 2018 ; Traoré *et al.*, 2022) dans les études hydrogéochimiques. Le diagramme de Piper est composé de deux triangles représentant les faciès cationique et anionique et d'un losange supérieur résumant le faciès général de l'échantillon, groupant à la fois les cations et les anions (Besbes, 2010). Les concentrations relatives des éléments chimiques, placées dans les triangles, sont projetées dans le losange, permettant ainsi de définir, les types de faciès chimiques des eaux analysées. L'avantage du diagramme de Piper est sa facilité pour représenter plusieurs groupes d'analyses (Saley, 2018).

4.2.1.4. Détermination de l'origine de la minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude

Les données physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines de la zone d'étude ont été soumises à l'analyse statistique multivariée. L'approche statistique est basée sur l'utilisation de l'Analyse en Composantes Principales Normées (ACPN) et la Classification Hiérarchique Ascendante (CHA) pour étudier les phénomènes à l'origine de la minéralisation des eaux (Ahoussi *et al.*, 2013) et d'identifier les facteurs responsables du regroupement des eaux.

✓ **Analyse en Composantes Principales Normées**

L'Analyse en Composantes Principales est une méthode statistique multidimensionnelle descriptive. Elle est utilisée comme outil d'aide à l'interprétation d'une matrice de données (Ahoussi *et al.*, 2018). Cette analyse permet de synthétiser et de classer un nombre important de données afin d'en extraire les principaux facteurs qui sont à l'origine de l'évolution simultanée des variables et de leur relation réciproque (Ahoussi *et al.*, 2018). L'ACP est une technique qui permet de prendre en compte un grand nombre de variables et d'échantillons. Par ailleurs, elle présente une forte sensibilité aux valeurs extrêmes (Garry, 2007). Cette forte sensibilité à ces valeurs impose d'appliquer l'ACP sur des données centrées réduites ou normalisées qui donne le même poids à chaque variable (Soro *et al.*, 2019). Pour ce faire, les données des variables sont normalisées. Les variables pris en compte dans le cadre de cette étude, au nombre de dix-sept (17) sont T°C, CE, pH, Potentiel redox, O₂ dissous, Ca²⁺, Mg²⁺,

Na^+ , K^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , NO_2^- , NH_4^+ , PO_4^{3-} et Fe^{2+} . A toutes ces variables utilisées pour l'ACPN, le test de Shapiro-Wilk est appliqué pour vérifier la distribution normale des échantillons aussi bien en saison sèche (Annexe 4) qu'en début de la saison humide (Annexe 5). C'est un test puissant pour les petits effectifs ($n \leq 50$). La statistique de ce test est calculée à l'aide l'expression de l'équation 28 (Shapiro & Wilk, 1965) :

$$W = (\sum_{i=1}^n a_i \cdot x(i)^2) / \sum_{i=0}^n (x_i - \bar{x})^2 \quad (\text{Éq. 28})$$

Avec :

- W : statistique du test de Shapiro-Wilk ;
- x_i : i-ème statistique d'ordre (le i-ème plus petit nombre dans l'échantillon) ;
- $\bar{x}$: moyenne de l'échantillon ;
- a_i : constante déterminée en fonction des moments d'ordre supérieur de la distribution normale.

Ce test réalisable sur un logiciel de statistique (SPSS) donne directement la p-value. Si la p-value est inférieure à $\alpha = 0,05$, l'hypothèse nulle (l'échantillon suit une distribution normale) est rejetée. Ce qui signifie que l'échantillon ne suit pas une distribution normale. Si la p-value est supérieure à α , l'hypothèse nulle est acceptée.

Les distributions des variables qui n'obéissent pas au test de normalité, ont été transformées grâce à l'application d'une fonction mathématique qui est soit la transformation racine carrée soit la transformation logarithmique pour qu'elles suivent la loi normale.

✓ **Classification Hiérarchique Ascendante**

L'analyse de Classification (*Cluster Analysis*) comprend un ensemble de techniques statistiques utilisées pour déterminer des groupes statistiques naturels ou des structures dans les données (Soro *et al.*, 2019). Cette méthode est couramment utilisée pour analyser les données hydrogéochimiques. Il vient en appoint de l'ACP (Hussein, 2004). Elle permet de rassembler progressivement les individus en classes de plus en plus grandes. En partant du fait que tous les individus sont seuls dans une classe. Le fondement mathématique de la méthode tel que proposé par Hussein (2004) est basé sur le calcul de la distance euclidienne entre les individus ou observations dans un espace à n-dimensions. Les données normalisées dans le cadre de l'étude de l'APCN ont été utilisées. Cette technique est appliquée aux dix-neuf (19) échantillons d'eau souterraine dont le principal résultat est donné sous forme d'un dendrogramme horizontal ou vertical classant les observations ou variables par groupes ou sous-groupes ayant le même poids

ou les mêmes caractéristiques. Pour cette étude, la distance euclidienne est choisie comme la mesure de distance ou la mesure de similarité entre les sites d'échantillonnage. Les sites de prélèvement avec la plus grande similitude sont d'abord regroupés (Cloutier *et al.*, 2008). Ensuite, des groupes d'échantillons sont joints avec un mécanisme de couplage et les étapes sont répétées jusqu'à ce que toutes les observations aient été classées (Cloutier *et al.*, 2006).

4.2.1.5. Etude de l'âge relatif des eaux souterraines de la zone d'étude

Cette étude est axée sur une détermination théorique de l'âge relatif des eaux souterraines à l'aide de plusieurs méthodes hydrogéochimiques dont le suivi de l'évolution du système calco-carbonique et l'ouverture du système aquifère à l'atmosphère par le biais du diagramme pH-HCO₃⁻. C'est une méthode qui permet d'étudier l'évolution chimique de l'eau en fonction de son état d'équilibre ou de déséquilibre vis-à-vis des minéraux primaires et néoformés de la roche-réservoir. Pour ce faire, l'indice de saturation est utilisé. Cet indice permet de connaître le degré de saturation des eaux par rapport aux minéraux présents ou susceptibles de se précipiter dans l'aquifère. Il est exprimé par le rapport de produit d'activité ionique (PAI) au produit de solubilité d'équilibre (Kps) à une température donnée. L'indice de saturation (IS) d'un minéral est obtenu à partir de l'équation 29 (Belkhiri, 2011) :

$$Is = \log \left(\frac{PAI}{Kps} \right) \quad (\text{Éq. 28})$$

Où :

- PAI : produit d'activité ionique des espèces chimiques dissociées en solution ;
- Kps : produit de solubilité d'équilibre pour le produit chimique impliqué à la température de l'échantillon.

Lorsque $IS < 0$, l'eau est sous-saturée par rapport au minéral. La dissolution du minéral est nécessaire pour atteindre l'équilibre. Dans ce cas, l'eau est capable de dissoudre le minéral.

Lorsque $IS = 0$, l'équilibre eau-roche est atteint.

Lorsque $IS > 0$, l'eau est sursaturée par rapport au minéral. La précipitation du minéral est nécessaire pour atteindre l'équilibre. Dans ce cas, il y a précipitation du minéral.

L'indice de saturation dépend directement de la validité des mesures de teneurs ioniques et de la mesure du pH, en particulier pour la saturation vis-à-vis des minéraux carbonatés. Dans cette étude, les valeurs de l'Indice de Saturation de la Calcite (ISC) et l'Indice de Saturation de la

Dolomite (ISD) obtenues à partir du logiciel "Diagrammes" sont utilisées pour construire le diagramme $ISD = f(ISC)$ pour estimer l'âge relatif des eaux souterraines.

4.2.2. Evaluation de la qualité des eaux souterraines à l'aide de la méthode de la logique floue

Au fil du temps, certaines limites de l'Indice de Qualité des Eaux (IQE), comme le doute des données, l'ambiguïté et l'imprécision etc sont apparus (le chapitre 2). Les méthodes conventionnelles ont évolué pour aboutir à la logique floue utilisée pour éliminer l'ambiguïté impliquée dans les recherches qualitatives et quantitatives. Elle constitue un excellent outil présenté par Zadeh (1965) puisqu'elle simule des systèmes complexes dans des situations ambiguës et imprécises (les éléments de connaissances dont le contenu n'est pas précis) en utilisant des modèles qualitatifs et quantitatifs (Azzirgue *et al.*, 2022). Elle a la capacité de gérer l'incertitude impliquée dans l'évaluation de la qualité des eaux souterraines (Shwetank *et al.*, 2020). Cette méthode est utilisée pour évaluer la qualité des eaux souterraines du Département de Man.

4.2.2.1. Développement d'un indice de qualité des eaux souterraines basé sur la logique floue

La logique floue est un type de logique multivaluée qui exprime une vérité partielle qui peut être soit vraie soit fausse (Azzirgue *et al.*, 2022). Contrairement à la logique booléenne (Fleming *et al.*, 2014), où les valeurs de vérité des variables ne peuvent être que les valeurs entières (0 ou 1), la logique floue accepte tout nombre réel compris entre 0 et 1 (Kachroud *et al.*, 2019). Le formalisme de la logique floue est utilisé pour déterminer l'indice de qualité des eaux sur la base d'un raisonnement flou. Un certain nombre d'ensembles de données artificielles ont été préparés pour évaluer la qualité de l'eau. Treize (13) paramètres physico-chimiques et chimiques (température, pH, conductivité électrique, oxygène dissous, turbidité, K^+ , Na^+ , NO_3^- , NH_4^+ , Cu^{2+} , Al^{3+} , Fe^{2+} , Zn^{2+}) sont considérés dans cette étude. Le choix de ces paramètres se justifie par le fait que la plupart d'entre eux sont les indicateurs de qualité des eaux souterraines pour la consommation humaine (Wills & Irvine, 1996 ; Madalina & Breaban, 2014). De plus, l'approche de la logique floue est également sensible à tous les paramètres. Elle offre une flexibilité pour choisir différents paramètres (Gayathri & Minimol Pieus, 2022). Les fonctions d'appartenance des déterminants et les bases de règles floues ont été définies. Le modèle flou est évalué avec un ensemble de données artificielles sur la qualité de l'eau basée sur le système d'inférence floue de Mamdani. Ce système est basé sur l'utilisation d'un ensemble de règles

linguistiques obtenues à partir de l'expérience humaine. Il utilise les fonctions Min et Max pour déterminer la sortie finale en fonction des degrés d'appartenance des conditions. Le fonctionnement d'un modèle ou système flou se compose de quatre étapes de base : la fuzzification, la création de la base de règles, l'inférence floue et la défuzzification.

✓ **Fuzzification**

La fuzzification est un mécanisme par lequel les valeurs claires observées sont transformées en valeurs floues, essentiellement sous la forme du langage humain (Shwetank *et al.*, 2020). La transformation en valeurs floues peut être effectuée par différentes méthodes telles que l'intuition, l'inférence, le classement, etc. Les valeurs floues converties se situent entre 0 et 1 (Baghel & Sharma, 2013). Le processus de fuzzification peut être représenté par l'équation (29).

$$\mu_A : X \rightarrow [0, 1] \quad (\text{Éq. 29})$$

La fonction d'appartenance utilisée attribue une valeur μ_A à chaque $x \in X$.

Où :

- X : univers du discours ou ensemble universel ;
- x : élément de l'univers du discours ;
- A : ensemble flou ;
- $\mu_A(x)$: fonction d'appartenance de x à A ;
- μ : valeur d'appartenance $[0, 1]$.

Pour activer les règles définies en termes de variables linguistiques, les valeurs nettes d'entrée sont mises en correspondance avec ces variables à l'aide de fonctions d'appartenance (Azzirgue *et al.*, 2022). De plus, le fuzzifier utilise les fonctions d'appartenance pour évaluer le degré d'appartenance des valeurs d'entrée à chaque ensemble flou (Azzirgue *et al.*, 2022). Des fonctions d'appartenance des paramètres physico-chimiques (Annexe 6) et chimiques (Annexe 7) ont été élaborées sur la base des directives de l'OMS et de l'expertise humaine. Pour ce faire, des fonctions d'appartenance trapézoïdales ont été définies pour les ensembles flous situés aux extrémités, tandis que des fonctions triangulaires ont été utilisées pour les ensembles flous intermédiaires (Azzirgue *et al.*, 2022).

✓ **Evaluation des règles**

La base de règles ou base de connaissances floues est une collection de règles d'inférence. Elle peut être décrite comme une relation floue $R(x, y)$ et est représentée par des règles IF-THEN (En Anglais) telles que $R(i)$: SI (X_1 est A_1 et X_2 est A_2 et... X_m est A_m ALORS (Y est $E(i)$)).

Où :

- $R(i)$: ième règle ; $X_1, X_2, \dots, X_m$, les termes linguistiques antécédents ;
- Y : variable système de sortie ;
- $E(i)$: conclusion de la ième règle (Shwetank *et al.*, 2020).

E n'est pas une valeur floue, mais plutôt une valeur numérique. Ces règles, généralement exprimées en langage naturel, sont élaborées en fonction des connaissances expertes humaines (shwetank *et al.*, 2020).

✓ Agrégation des sorties de règles

L'algorithme d'inférence floue utilise des règles floues « IF-THEN » pour faire correspondre l'espace d'entrée X à l'espace de sortie Y sur la base des principes de la logique floue (Sivanandam *et al.*, 2007). Le système d'inférence tente de simuler la capacité humaine à prendre des décisions efficaces et donne des sorties floues en utilisant des règles floues. Une relation floue définit chaque règle floue dans la base de connaissances. La sortie finale de l'inférence est obtenue par l'agrégation des sorties de chaque règle (Sivanandam *et al.*, 2007).

✓ Défuzzification

C'est un processus de conversion de données floues en données claires. L'ensemble flou de sortie agrégé est mis en correspondance avec un nombre précis à l'aide de plusieurs méthodes, notamment (Mourhir *et al.*, 2014) :

- le " centroïde " ;
- le " maximum " la " ;
- la moyenne des maxima " ;
- la " hauteur " ;
- la " hauteur modifiée.

Dans cette étude, c'est la méthode " centroïde " est appliquée car c'est la méthode de défuzzification la plus populaire. Elle consiste à calculer le centre de gravité de l'ensemble flou agrégé. Le résultat de cette méthode aboutit à la classification de l'état de la qualité des eaux (Tableau V).

Tableau V : Classes des indices de qualité des eaux souterraines par la logique floue

Classe de l'eau	IQELF	Qualité de l'eau souterraine
1	0 - 45	Qualité médiocre
2	45 - 65	Qualité acceptable
3	65 - 100	Excellente qualité

Source : Azzirgue *et al.* (2022)

4.2.2.2. Utilisation du langage de programmation python

Le langage de programmation python constitue un outil d'analyse. Elle est attrayante pour la recherche environnementale (Karssenberg *et al.*, 2007). Sous le logiciel Anaconda, l'environnement jupyter pour l'exécution des scripts python est utilisé car il est plus adapté pour l'apprentissage de python et permettant de s'affranchir de certaines complexités du langage. Dans ce travail, la bibliothèque « SciKit-fuzzy » est également utilisée pour modéliser l'indice de qualité des eaux de la logique floue (IQELF) dont les différents composants sont présentés à la figure 27. En effet, « Scikit-Fuzzy » est une collection d'algorithmes de logique floue destinés à être utilisés dans la bibliothèque SciPy, écrite en langage informatique python. Les paramètres physico-chimiques et chimiques sont les variables prédictives tandis que le modèle de la logique floue est la variable dépendante. La génération des règles est une étape cruciale. Elle a été réalisée sur la base de l'expertise et de la connaissance de la zone étudiée.

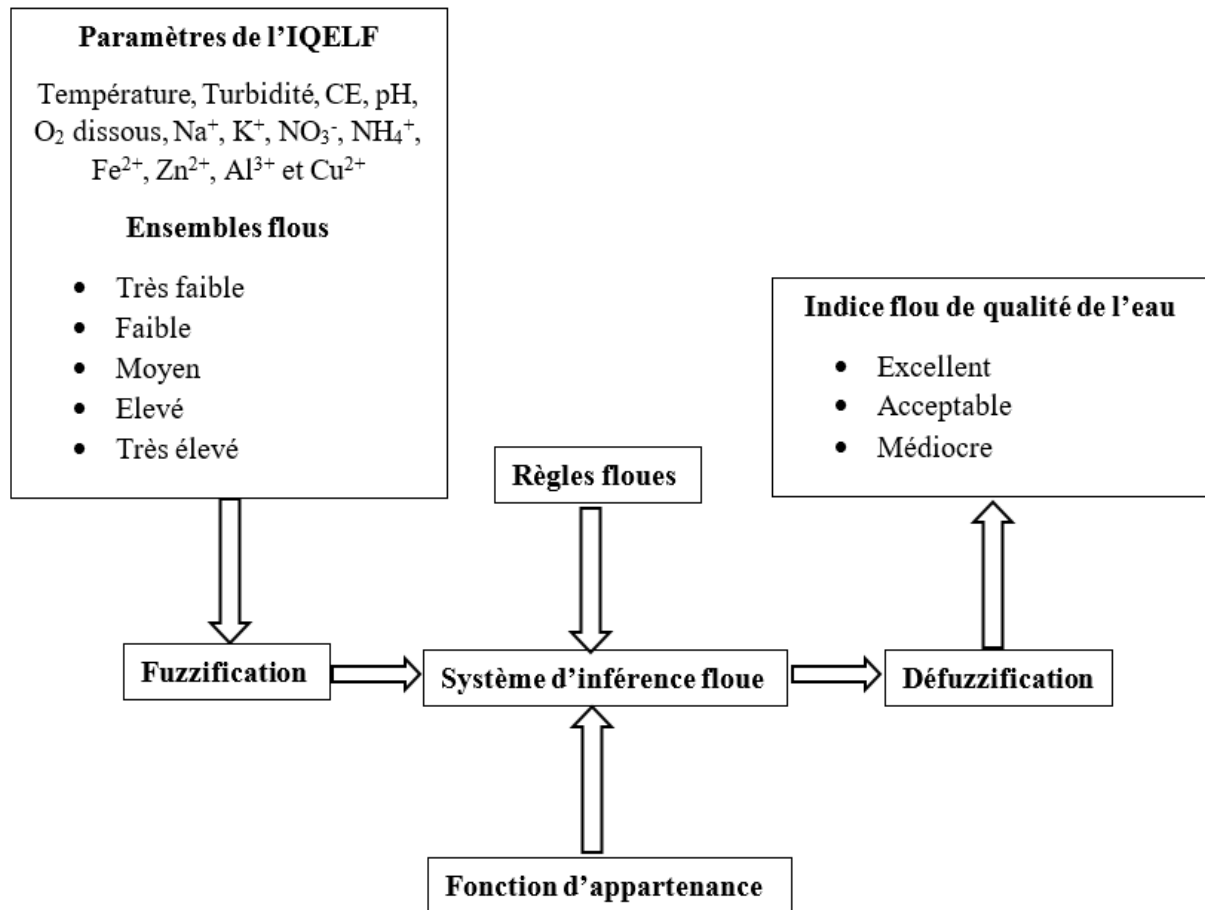


Figure 27 : Diagramme de processus pour le système d'inférence floue

Source : Nayak *et al.* (2020 modifié)

4.2.2.3. Règles de la logique floue

La procédure effectuée dans le cadre de la logique floue est décrite dans le tableau VI. Les treize (13) paramètres sont suffisants pour évaluer la qualité des eaux souterraines à l'aide d'un indice agrégé appelé Fuzzy GroundWater Quality (FGWQ). Les ensembles flous "très faible", "faible", "moyen", "élevé" et "très élevé" ont été choisis pour les entrées et les ensembles flous "excellent", "acceptable" et "mauvais" pour les sorties. La robustesse du système dépend du nombre et de la qualité des règles (Ocampo-Duque *et al.*, 2013). Dans cette étude, les règles selon celles de Azzirgue *et al.* (2022) ont été construites (Annexe 8).

Tableau VI : Termes linguistiques et ensembles flous pour l'indice flou

Paramètres	Très faible				Faible			Moyenne			Elevé			Très élevé			
	a	b	c	d	a	b	c	a	b	c	a	b	c	a	b	c	d
T° (°C)	0	0	5	10	5	10	15	10	15	20	15	20	25	20	25	30	31
pH	0	0	3	5	3	5	7	5	7	9	7	9	11	9	11	14	15
CE ()	0	0	50	100	50	100	200	100	200	230	200	250	300	250	300	500	501
O₂ dissous (mg/L)	0	0	2	4	2	4	6	4	6	8	6	8	10	8	10	13	15
Turbidité (NTU)	0	0,5	1	2	1	2	3	2	3	4	3	4	5	4	5	6	7
K⁺ (mg/L)	0	0	2	4	2	4	8	4	8	12	8	12	28	12	28	60	60
Na⁺ (mg/L)	0	0	30	60	30	60	120	60	120	150	120	150	250	150	250	400	404
NO₃⁻ (mg/L)	0	0	20	25	20	25	50	25	50	60	50	60	65	60	65	100	101
NH₄⁺ (mg/L)	0	0	0,2	0,3	0,2	0,3	1	0,3	1	2	1	2	10	2	10	19	19
Cu²⁺ (mg/L)	0	0	0,01	0,02	0,01	0,02	0,03	0,03	0,04	0,05	0,05	1	2	1,5	3	4	4
Zn²⁺ (mg/L)	0	0	1	2	1	2	3	2	3	4	3	4	6	4	6	8	8
Fe²⁺ (mg/L)	0	0	0,01	0,02	0,01	0,02	0,025	0,02	0,025	0,03	0,03	0,05	0,07	0,05	0,08	1	1
Al³⁺ (mg/L)	0	0	1	2	1	2	2,5	2	2,5	3	2,5	3	6	3	6	10	10

NB : $b \geq a$; $c \geq b$; $d \geq c$ et a, b, c et d sont les nombres réels

4.3. Simulation de l'impact de la variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du sous-bassin versant du Kô à Man

Dans cette partie, il s'agit de la modélisation hydrogéologique. L'objectif de cette modélisation est d'évaluer l'impact de la variabilité climatique sur les eaux souterraines. Pour faciliter ce travail, un sous-bassin versant est délimité à l'intérieur du Département de Man appelé sous-bassin versant du Kô à Man. Il constitue la zone à modéliser (Figure 28). Cette zone couvre une superficie d'environ 754 Km². Les raisons qui ont milité en faveur du choix de ce sous-bassin sont diverses. Aucun modèle de fonctionnement n'existe sur ce sous-bassin alors qu'il en existe sur le bassin versant du N'zo. Cette zone dispose de la plupart des données nécessaires pour la réalisation d'un modèle d'écoulement. Effet, elle dispose de plusieurs forages dont la plupart ne sont plus en activité (faisant office de piézomètres) accessible en toute saison. A l'intérieur de cette zone, se situe la ville de Man où les activités anthropiques sont plus intenses. Ce sous-bassin versant du Kô regroupe l'ensemble des formations géologiques présentes dans le Département de Man en dehors des migmatites.

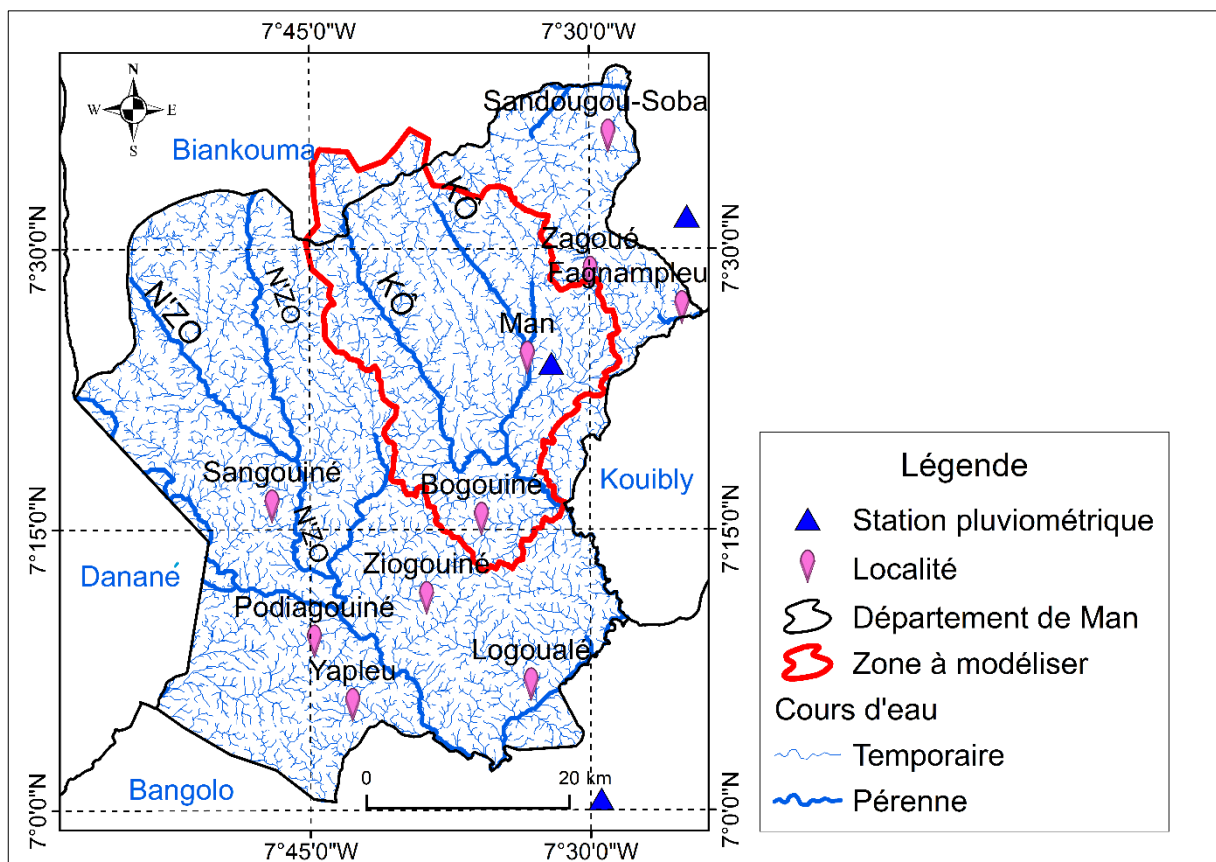


Figure 28 : Localisation de la zone à modéliser (sous-bassin versant du Kô à Man)

4.3.1. Structure et fonctionnement du système

4.3.1.1. Etude de la piézométrie de la nappe des aquifères fracturés du sous bassin versant du Kô à Man

Selon Sahoo & Jha (2017), il est nécessaire de réaliser une carte piézométrique à l'aide de potentiel hydraulique mesuré sur le terrain avant la mise en place d'un modèle hydrogéologique. Cette carte permet d'identifier des zones où apparaissent des changements de direction des écoulements (Atteia, 2011) et les zones de recharge (Soro, 2017). L'identification de ces zones constitue des zones de renouvellement du stock d'eau du système aquifère, garantissant ainsi sa pérennité (Kouadio, 2022).

✓ Nivellement des points piézométriques au GPS différentiel

L'imprécision des cartes topographiques disponibles et des GPS portatifs (de poche) ne permettent pas un référencement altimétrique commun des ouvrages. Par conséquent, l'établissement d'une carte piézométrique fiable du sous-bassin versant du Kô à Man n'est pas possible. Pour ce faire, un nivellement au GPS différentiel est effectué sur l'ensemble de ce sous-bassin versant. La campagne de nivellement à l'aide de cet appareil est réalisée en février 2023 afin de pallier les imprécisions qui entachent les izopièses sur les cartes piézométriques. Ce nivellement supprime les ambiguïtés sur les côtes des têtes des forages non fonctionnels retenus, la profondeur ainsi que le sens d'écoulement de la nappe. Au total, onze (11) forages non fonctionnels ont fait l'objet d'un nivellement afin de connaître leurs côtes altimétriques (Figure 29). Selon Kouassi (2013) et Tata & Eteje (2021), le procédé le plus efficace et le plus précis pour référencer les ouvrages servant à la réalisation des cartes piézométriques et les niveaux des cours d'eau est la méthode du GPS différentiel. Cette méthode dans cette étude a consisté à installer une station GPS de référence appelée base (Figure 30a) non loin du forage puis a procédé aux paramétrages, tandis qu'une acquisition par GPS itinérant appelée mobile (Figure 30b) est réalisée sur les margelles des forages non fonctionnels. Toutes les données ont été traitées dans le système de coordonnées UTM WGS 84, zone 29, hémisphère Nord avec le système de coordonnées "transverse mercator".

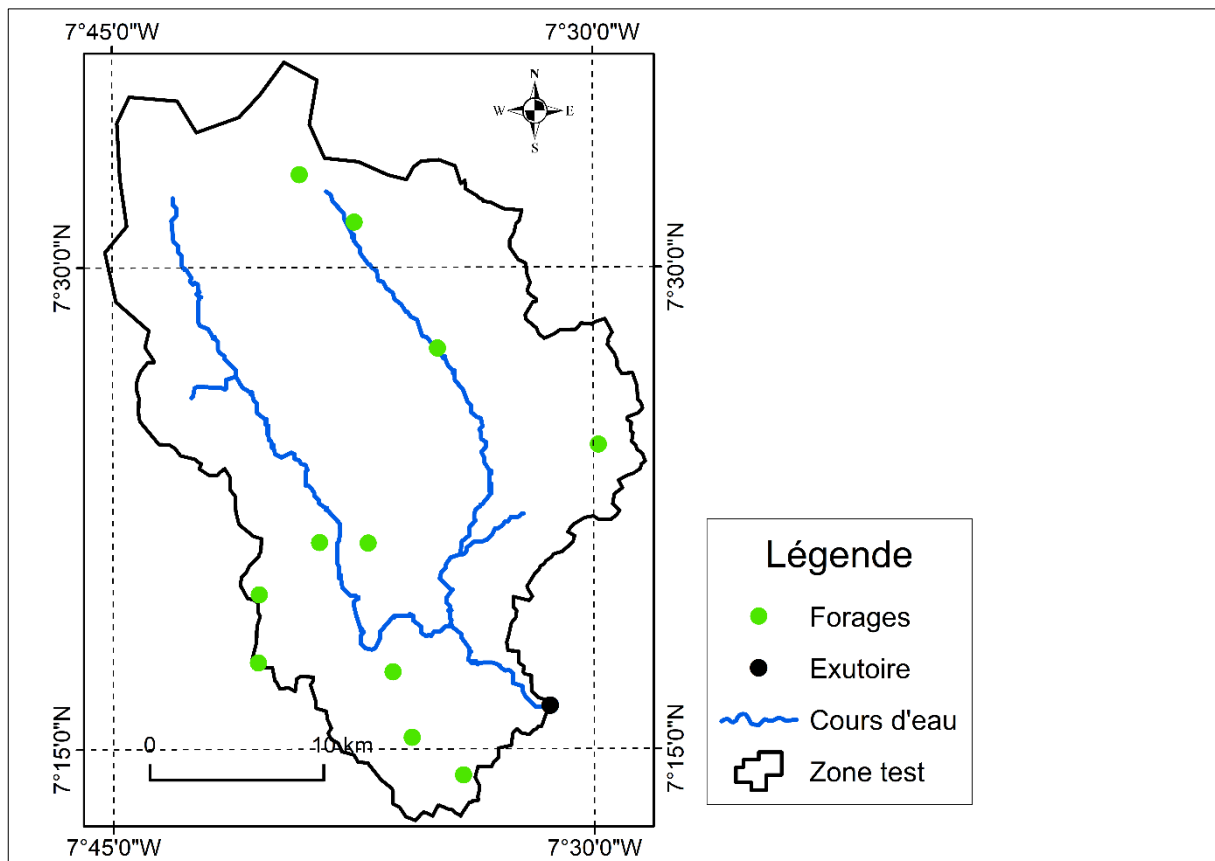


Figure 29 : Carte des points nivelés au GPS différentiel sur la zone test



Figure 30 : Principe d'installation du GPS Différentiel

(a) GPS de base non loin du forage de Melapleu ; (b) GPS mobile pour le nivellement du forage de Gongouiné 2.

✓ **Calcul des cotes piézométriques et amplitudes des fluctuations**

Les niveaux piézométriques ont été déterminés à partir de l'équation 30 :

$$\Delta NP = NP2 - NP1 \quad (\text{Éq. 30})$$

La cote piézométrique (CP) a été calculée à partir de l'équation 31 comme suit :

$$CP = Z - (NP - H) \quad (\text{Éq. 31})$$

où :

- ΔNP : variation du niveau piézométrique (m)
- NP : niveau piézométrique (m) ;
- Z : cote (altitude) de l'ouvrage (m) ;
- H : hauteur de la margelle (m).

✓ **Elaboration de la carte piézométrique du sous bassin versant du Kô à Man**

Après avoir calculé les cotes piézométriques, le tracé des courbes piézométriques nécessite le choix d'une équidistance et d'une technique de tracé. Le choix d'une équidistance se fait en fonction de la précision et de la densité des mesures, des valeurs du gradient hydraulique et de l'échelle de la carte (Yao, 2021). Une équidistance de 10 m est choisie et les cartes sont réalisées à l'aide de la méthode d'interpolation par krigeage au moyen du logiciel Surfer 16. L'objectif visé dans cette partie est de réaliser des cartes piézométriques du sous-bassin versant du Kô à Man en période sèche à l'aide des charges hydrauliques recueillies lors de la campagne piézométrique de février 2019.

4.3.1.2. Caractérisation des propriétés hydrodynamiques des aquifères fracturés de la zone test

Il est question de déterminer les paramètres hydrodynamiques qui sont la transmissivité, les perméabilités de la couche d'altérites et celle des niveaux fissurés ainsi que la porosité efficace.

✓ **Détermination de la transmissivité**

Des données de transmissivités calculées par Lasm (2000) sont utilisées dans cette étude. Cet auteur a calculé ces transmissivités à l'aide de la méthode d'interprétation de Cooper-Jacob (1946). Les équations 32, 33 et 34 ci-dessous sont utilisées.

$$Sr = \frac{Q}{4\pi T} \left[\ln \frac{4Tt}{(r)^2 S'} \ln \frac{4Tt'}{(r)^2 S'} \right] \quad (\text{Éq. 32})$$

Avec:

- S_r : rabattement résiduel (m) ;
- r : distance entre le piézomètre d'observation et l'ouvrage (m) ;
- T : Transmissivité de l'aquifère (m^2/s) ;
- S' : coefficient d'emmagasinement de la remontée (sans unité) ;
- S : coefficient d'emmagasinement de la descente (sans unité) ;
- t : temps écoulé depuis le début du pompage (s ou min ou h) ;
- t' : temps écoulé depuis l'arrêt du pompage (s ou min ou h) ;
- Q : débit de la remontée (moyenne des débits du pompage) en m^3/h .

En supposant que $S=S'$, on obtient l'équation 33 :

$$S_r = \frac{0,183Q}{T} \log \frac{t}{t'} \quad (\text{Éq. 33})$$

On obtient l'équation 34 :

$$T = \frac{0,183Q}{\alpha} \quad (\text{Éq. 34})$$

Avec :

- α , la pente de la droite obtenue en représentant S_r en fonction de $\log \frac{t}{t'}$ sur du papier semi-logarithmique ($\frac{t}{t'}$ est porté en échelle logarithmique).

Cette méthode permet de calculer uniquement la transmissivité.

✓ Détermination des perméabilités

• Perméabilité de la couche d'altérites

Une campagne d'échantillonnage et de mesure de la perméabilité *in situ* a été effectuée du 07 au 09 décembre 2020. Cette mission a permis de mesurer la perméabilité des échantillons de sol dans sept (7) localités dans le sous-bassin versant de Kô (Figure 31). La perméabilité est l'aptitude du sol à permettre l'infiltration de l'eau.

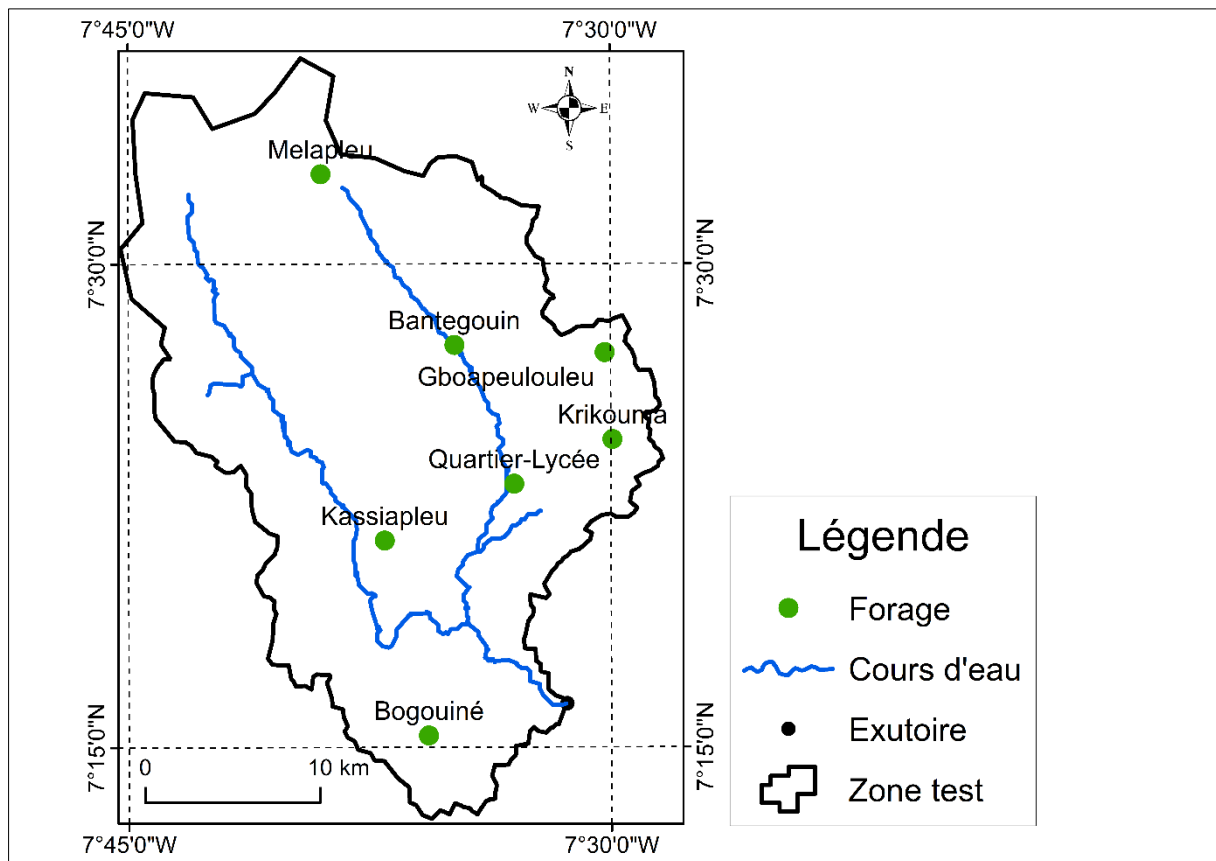


Figure 31 : Carte des points de prélèvement des échantillons de sol sur le sous-bassin versant du Kô (Zone test)

La détermination de la perméabilité de la couche d'altérites est basée sur la méthode de Porchet. Cette méthode est fondée sur le principe de l'infiltration à charge constante. En effet, elle permet de mesurer la conductivité hydraulique à saturation d'un sol appelée perméabilité. L'appareil utilisé à cet effet est l'infiltromètre composé de deux anneaux (diamètres 30 et 50 cm) enfoncés dans le sol de 10 cm et rempli d'eau. Le principe consiste à suivre l'évolution du niveau d'eau en fonction du temps dans l'anneau interne pour déterminer la vitesse d'infiltration. Les niveaux d'eau dans les deux anneaux restent les mêmes (au besoin, celui de l'anneau externe est modifié). Il est supposé qu'avec l'anneau interne, l'infiltration est verticale. Un régime permanent étant installé au bout d'un temps, la vitesse d'infiltration devient alors constante. C'est à partir de la valeur de cette vitesse que l'on déduit la valeur du coefficient de perméabilité en utilisant la loi de Darcy dont l'expression mathématique est traduite par l'équation 35 est la suivante :

$$Q = K \times S \left(\frac{H}{L} \right) \quad (\text{Éq. 35})$$

Avec :

- Q = Débit d'eau percolée (mm³/h) ;

- H = Charge d'eau (mm) ;
- L = Longueur de la colonne de terre (mm) ;
- S = Surface de la section de la colonne d'eau (mm²) ;
- K = Conductivité hydraulique ou coefficient de la perméabilité (mm/h) ;
- H/L = Pente hydraulique.

La loi de Darcy est une loi appliquée à une colonne de sol saturée soumise à un écoulement unidimensionnel dans un milieu homogène et isotrope. Après simplification de l'équation 35, l'équation 36 ci-dessous est obtenue :

$$K = \left(\frac{Q}{S} \right) \quad (\text{Éq. 36})$$

Les équations 37, 38 et 39 permettent d'avoir les expressions de S, Q et K.

$$S = (2\pi * r) + (\pi * r^2) \quad (\text{Éq. 37})$$

$$Q = \frac{V}{T} = \left(\frac{\pi * r^2 * h'}{t} \right) \quad (\text{Éq. 38})$$

Donc,

$$K = \frac{\pi * r^2 * h'}{t * (2\pi * r * h + \pi r^2)} = \frac{\pi * r^2 * h'}{t * (2h + r)} \quad (\text{Éq. 39})$$

Avec :

- S : surface latérale + surface du fond ;
- K : conductivité hydraulique (mm/h) ;
- S : surface d'infiltration, correspondant à la totalité des surfaces en contact avec l'eau (mm²) ;
- V : volume d'eau percolée (mm³) ;
- r : rayon du trou (mm) ;
- h' : hauteur de la lame d'eau percolée (mm) ;
- t : temps écoulé (h) ;
- h : hauteur de la colonne d'eau (valeur initiale, en mm).

• Perméabilités de l'aquifère de fissures

La perméabilité dépend des caractéristiques du milieu et du fluide. Elle a la dimension d'une vitesse. Selon Castany (1982), il n'y a aucun rapport direct entre la porosité et la perméabilité, mais pour être perméable la roche doit être obligatoirement poreuse. Les possibilités de circulation d'eau dans un aquifère dépendent de K et de son épaisseur mouillée (e) en m. Ce qui induit la notion de transmissivité T s'exprimant en m²/s (équation 40) :

$$T = K \times e \quad \text{d'où} \quad K = \frac{T}{e} \quad (\text{Éq. 40})$$

Avec :

- K : perméabilité (m/s) ;
- T : transmissivité (m²/s) ;
- e : épaisseur mouillée (m).

✓ **Détermination de la porosité efficace (Sy)**

Pour la détermination de la porosité efficace, des échantillons de sol sont prélevés dans les sept (7) localités comme précédemment. Une pression est exercée sur la tarière par des mouvements de rotation dans le sens des aiguilles d'une montre (Figure 32a) pour prélever les couches d'échantillons de sol (Figure 32b). L'outil s'enfonce progressivement dans la colonne de sol et emprisonne un échantillon qui est récupéré dans un sachet étiqueté (Figure 32c). Les échantillons prélevés ont été transportés au Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement de l'Université Jean Lorougnon Guédé (UjloG) en vue d'une analyse pour déterminer la porosité efficace appelée aussi porosité de drainage. Une fois au laboratoire, les échantillons sont pesés dans des récipients jaugés puis aspergés par des volumes d'eau connus. Après 48 heures d'égouttage, les volumes d'eau recueillis au niveau des échantillons sont déterminés. Ces volumes ont permis de calculer les différentes porosités de drainage. Ainsi, la porosité de drainage n_d , exprimée en pourcentage, est le rapport du volume d'eau gravitaire (V_r), que le réservoir peut contenir à l'état saturé puis libérer sous l'effet d'un égouttage complet, à son volume total (V_t). Elle est inférieure à la porosité totale qui englobe l'espace occupé par l'eau liée (De Marsily, 1981). La porosité de drainage s'exprime par l'équation 41 :

$$n_d = \frac{V_r}{V_t} * 100 \quad (\text{Éq. 41})$$

Avec :

- v_r : volume d'eau gravitaire (m³) ;
- v_t : volume total (m³).

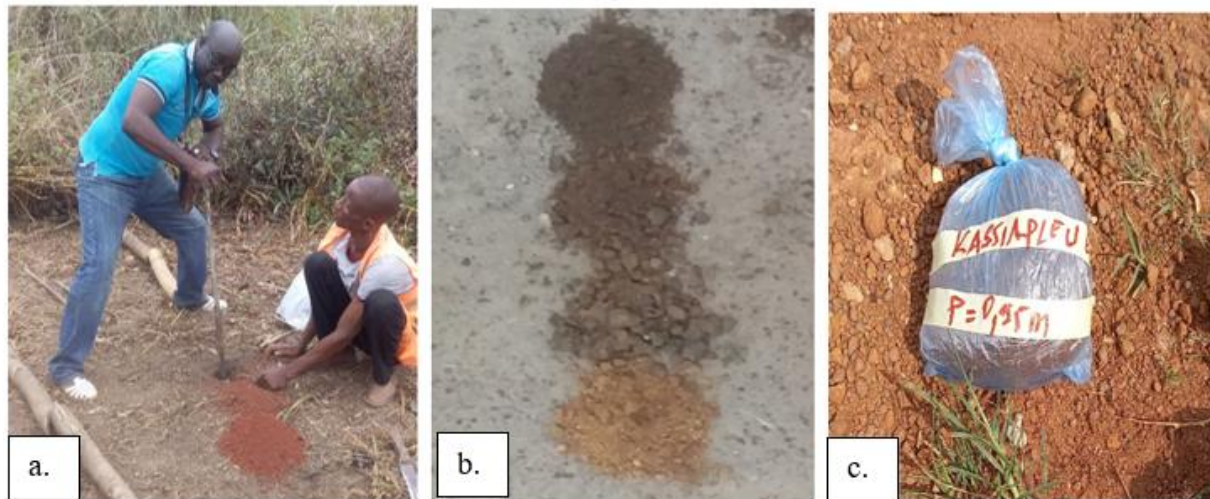


Figure 32 : Prélèvement d'échantillons de sol dans la zone d'étude

(a) A l'aide d'une tarière à Bogouiné ; (b) Echantillons de différentes couches de sols à Zoba 2 ; (c) Echantillon de sol dans un sachet étiqueté à Kassiapleu.

4.3.2. Elaboration d'un modèle d'écoulement des eaux souterraines de la Zone test

L'élaboration d'un modèle d'écoulement des eaux souterraines de la zone test passe d'abord par la modélisation des écoulements souterrains en zone saturée, ensuite par l'élaboration du modèle conceptuel et enfin par la modélisation numérique.

4.3.2.1. Modélisation des écoulements souterrains en zone saturée

La modélisation numérique des systèmes hydrogéologiques est une tâche complexe basée sur des hypothèses. La réalisation d'un modèle numérique suit les étapes suivantes (Anderson & Woessner, 1992) :

- la détermination des objectifs à atteindre ;
- le choix du logiciel utilisé ;
- le développement des modèles conceptuel ;
- le modèle numérique, le calage et la validation du modèle, la réalisation de simulations prédictives et l'analyse critique des résultats obtenus.

L'organigramme suivant décrit la méthodologie utilisée (Figure 33).

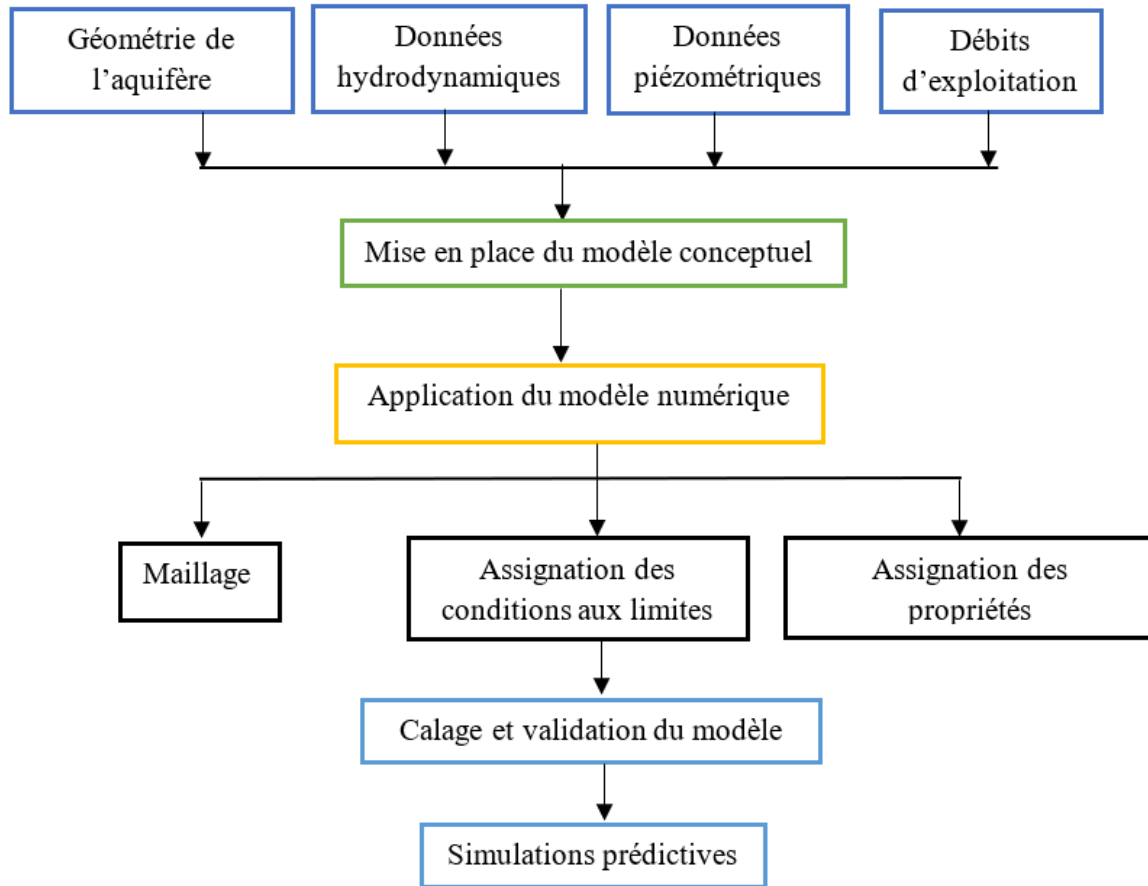


Figure 33 : Organigramme pour la conception du modèle hydrogéologique

Source : (Kouamé *et al.* (2017 modifié))

✓ Principales hypothèses

La démarche de modélisation fait appel à des hypothèses qui conduisent à une représentation simplifiée du système hydrogéologique. Dans cette étude, l'approche de modélisation adoptée est celle du milieu continu discrétisé (ou milieu discret/continu). Les différentes couches du modèle sont supposées homogènes et isotropes. Les fractures cartographiées et validées sont introduites de façon discrète dans le milieu qui est considéré saturé et libre.

✓ Objectifs du modèle

L'ensemble des connaissances acquises des travaux antérieurs surtout en termes de schéma conceptuel est valorisé pour élaborer un modèle qui va permettre de comprendre le comportement hydrogéologique global de l'aquifère. De façon spécifique, il s'agit de simuler l'évolution de la surface piézométrique et la réaction de la nappe face à la variabilité climatique.

✓ Choix du modèle

Le choix s'est porté sur l'utilisation du modèle FEFLOW. Ce modèle est capable d'effectuer des simulations tant en zone non saturée que saturée. Les éléments finis du modèle peuvent être ajustés à la géométrie du domaine d'étude et permettent un meilleur contrôle des erreurs numériques. L'utilisation de ce logiciel permet également de simuler la totalité d'un aquifère, c'est-à-dire de tenir compte de la zone non saturée depuis la surface du sol jusqu'à la nappe. D'un point de vue plus technique, FEFLOW contient un bon nombre d'options d'interfaces de pré et postprocessing facilitant les tâches de l'utilisateur et offre en plus la possibilité des interfaces ouvertes pour que l'utilisateur puisse ajouter des fonctionnalités supplémentaires dans le modèle.

✓ Présentation du code numérique FEFLOW

Le logiciel FEFLOW est utilisé pour résoudre les équations de l'hydrodynamique (conservations de la masse du fluide et de Darcy) par la méthode des éléments finis. Le modèle avec FEFLOW peut être réalisé en 2 dimensions (projection horizontale, projection verticale ou projection axisymétrique) comme en 3 dimensions en conditions saturées ou non-saturées, selon l'équation de continuité en régime permanent (équation 42) ou en régime transitoire (équation 43) :

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kx \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Ky \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(Kz \frac{\partial h}{\partial z} \right) = 0 \quad (\text{Éq. 42})$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(Kx \frac{\partial h}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(Ky \frac{\partial h}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(Kz \frac{\partial h}{\partial z} \right) = Ss \cdot \frac{\partial h}{\partial t} \quad (\text{Éq. 43})$$

Avec :

- K : conductivité hydraulique (m/s) ;
- h : charge hydraulique (m) ;
- Ss : coefficient d'emménagement spécifique (/m) ;
- t : temps (s).

4.3.2.2. Elaboration du modèle conceptuel : géométrie du modèle

Les aquifères de socle sont des systèmes composites dont les différentes strates n'ont pas les mêmes propriétés (Lachassagne *et al.*, 2021). De ce fait, une représentation multicouche

conviendrait à ce type de système. Aussi, la prise en compte de l'extension latérale (ou horizontale) et verticale du domaine à modéliser permet d'avoir un domaine à modéliser en 3D.

✓ **Extension latérale ou horizontale**

Le premier pas dans la formulation du modèle conceptuel est de définir la zone d'intérêt, c'est-à-dire, les limites du modèle (Anderson & Woessner, 1992). L'extension latérale du modèle est celle de la limite du sous bassin-versant du Kô à Man.

✓ **Extension verticale**

L'extension verticale du modèle est prise en compte par l'intégration des différentes couches du domaine à modéliser. Cette extension s'étend de la surface topographique jusqu'au toit du socle sain. L'épaisseur de chaque couche n'est pas uniforme à l'échelle du bassin versant. Elle varie en fonction de la topographie. La surface topographique du modèle est représentée par la figure 34. Elle provient de données du satellite Américain Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) de 2014 avec une résolution de 30 m. En plus des altitudes SRTM, des points de mesures piézométriques ont été levés au GPS différentiel au niveau des onze (11) forages non fonctionnels. Une vérification et un contrôle de la précision en altimétrie de la qualité des données SRTM sur le bassin versant ont été faits à l'aide de onze (11) points. Une très bonne corrélation (coefficient de détermination $R^2 = 1$) existe entre ces deux sources de données (Figure 35) avec des écarts (allant de +35,57 m à +37,91 m) qui sont importants. Les données GPS différentiel demeurant les plus précises ont été retenues pour la modélisation hydrogéologique.

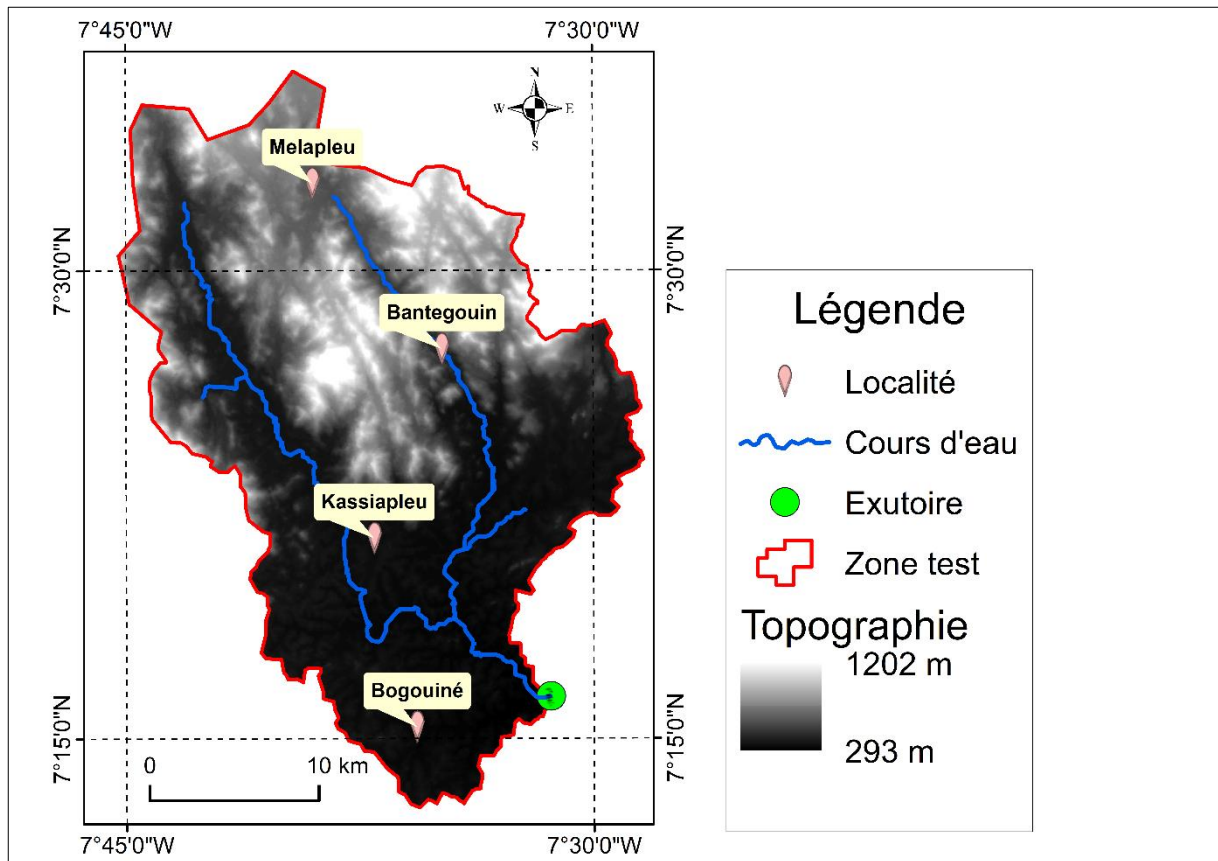


Figure 34 : Surface topographique de la zone test

Source : SRTM (2014)

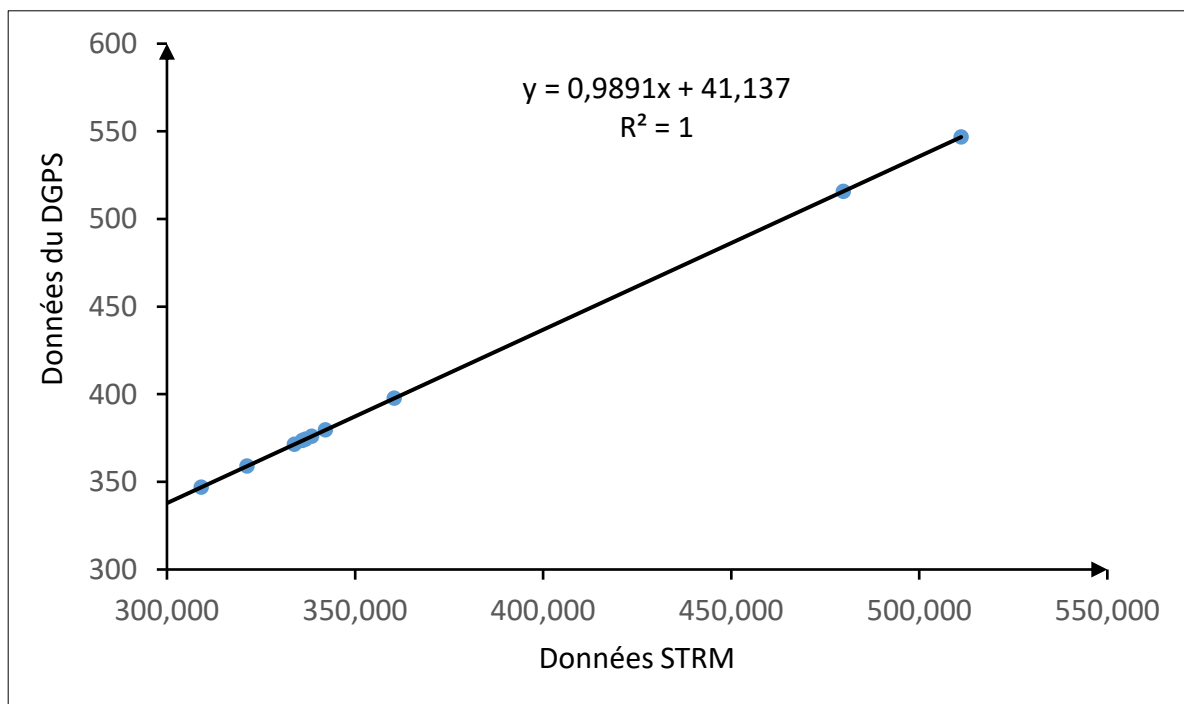


Figure 35 : Corrélation entre les données d'altitudes SRTM et celles des levées au GPS

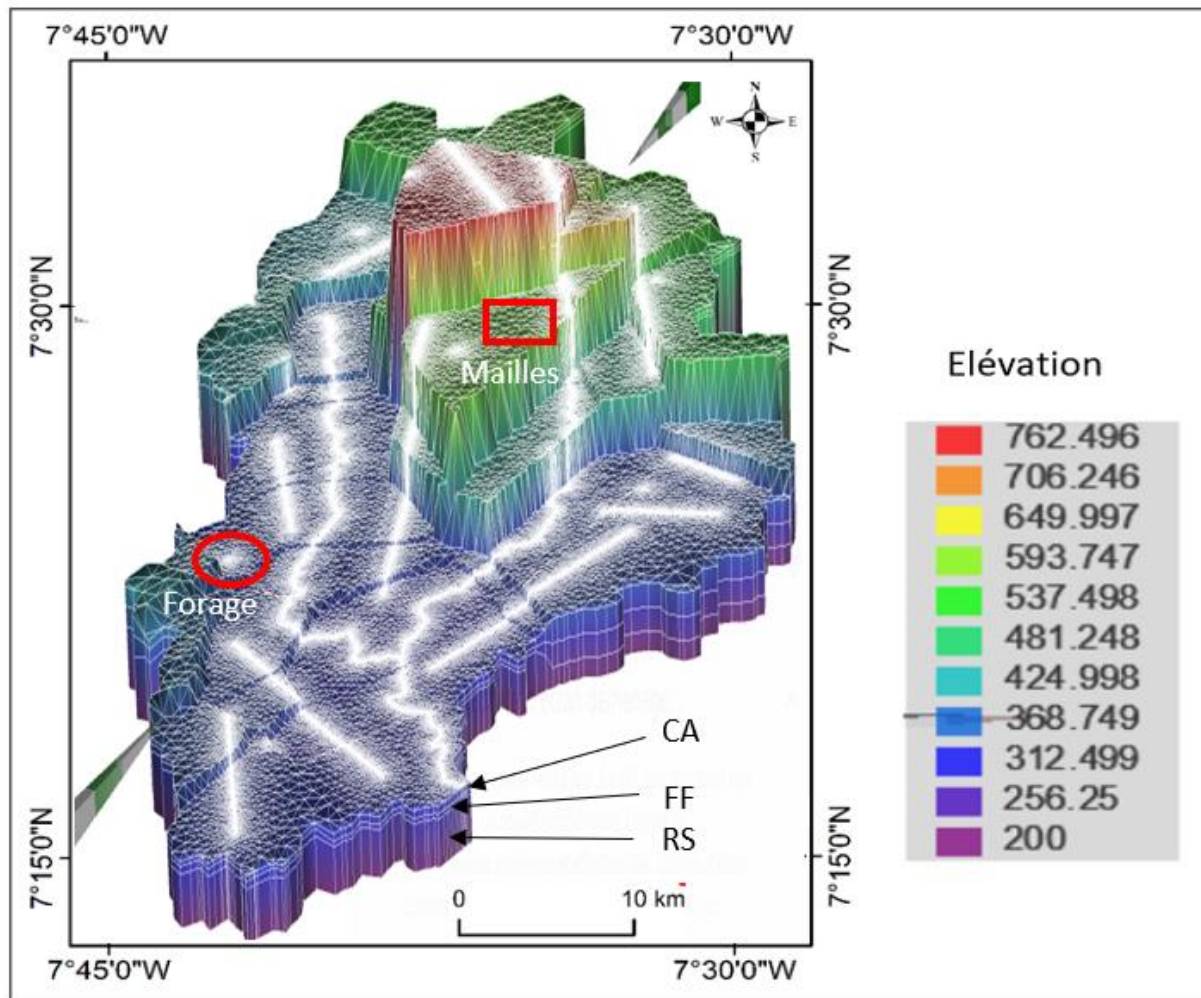
A l'aide des résultats obtenus, une structuration de l'aquifère a été considérée suivant deux (2) couches dont les limites supérieures (toit) et inférieures (mur) ont été construites à partir des lithologs sur le sous-bassin versant du Kô à Man (Figure 36). Sur ce sous-bassin versant, l'épaisseur des couches varie selon la topographie de la zone. Une couche de saprolite, une frange fissurée et la roche saine sont distinguées comme suit :

- le toit de la couche de saprolite constitue la surface topographique et sa base correspond au toit de la frange fissurée de la roche mère. Son épaisseur varie entre 0,5 et 49,53 m en fonction de la position spatiale avec une moyenne de 16,13 m ;

- la frange fissurée de la roche saine a son sommet qui est la base de la couche de saprolite sus-jacente. Elle constitue le toit de la roche saine avec une épaisseur moyenne d'environ 29,35 m. Les épaisseurs de cet horizon varient entre 4,5 et 56,74 m en fonction de la position spatiale ;

- la roche saine a son sommet la base de la frange fissurée et sa base fixée de façon arbitraire à 120 m (Figure 36).

A partir des fiches techniques de forage, la géométrie en 3D du toit des altérites (ou topographie), du toit de la frange fissurée de la roche saine et du toit de la roche saine (mur de la frange fissurée) est intégrée dans le modèle.



CA : Couche d'altérites ; FF : Franche fissurée ; RS : Roche saine

Figure 36 : Modèle conceptuel 3D des différentes couches de l'aquifère de la Zone test

4.3.2.3. Modélisation numérique

La réalisation d'un modèle numérique consiste à construire un maillage délimité par les conditions aux limites et les conditions initiales tout en intégrant les différents paramètres d'entrée. Un maillage constitué d'éléments finis prismatiques a été généré (Figure 37). L'équation de diffusivité est résolue aux nœuds de chaque maille tout en intégrant les conditions aux limites ainsi que les caractéristiques physiques de l'aquifère.

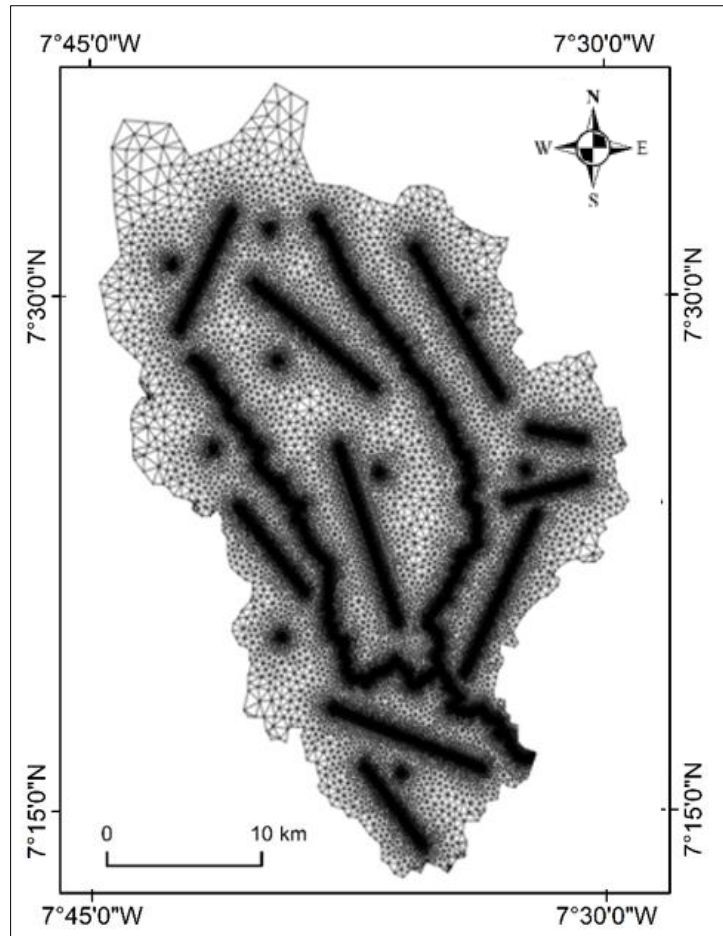


Figure 37 : Maillage prismatique du sous-bassin versant du Kô (Zone test)

✓ Conditions aux limites du modèle

Dans cette étude, seules les conditions aux limites (Figure 38) sont nécessaires (Reilly & Harbaugh, 2004 ; Oularé *et al.*, 2016) en ce sens que la calibration est réalisée en régime permanent.

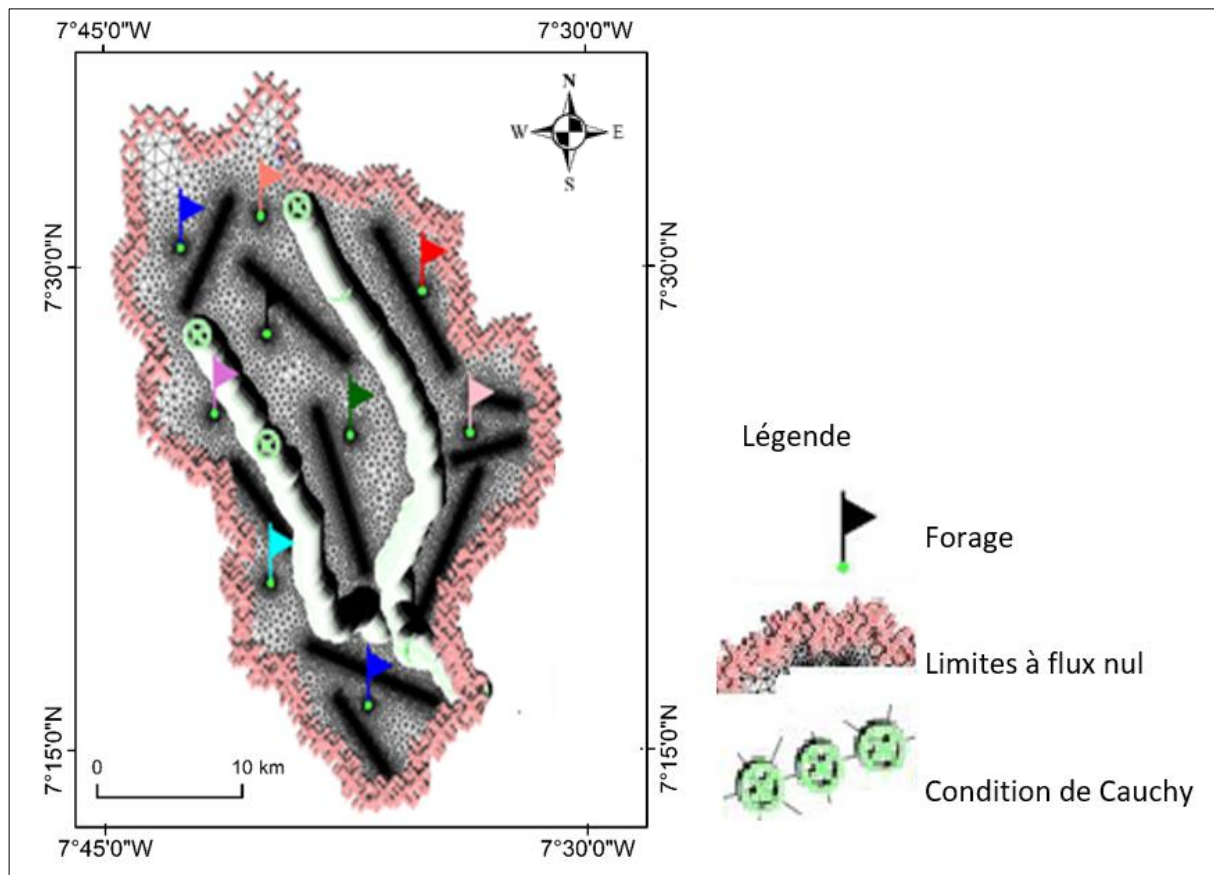


Figure 38 : Conditions aux limites du sous-bassin versant du Kô (Zone test)

- **Condition de Neumann (flux imposé)**

Dans notre cas, les limites latérales du modèle, correspondent également aux limites du sous-bassin versant du Kô (lignes de partage des eaux). Une condition à flux nul a été assignée aux limites du domaine.

- **Condition de Cauchy**

La rivière Kô a une limite de troisième type ou condition de Cauchy. Il s'agit d'un potentiel imposé sur la rivière et d'un facteur de colmatage du lit (coefficient de transfert) qui exprime la relation de flux qui existe entre la rivière et l'aquifère. Ainsi, cette condition revient à une condition du premier type (potentiel imposé) dès lors que le lit de la rivière n'est pas colmaté. Au niveau de la rivière, le potentiel hydraulique varie de façon linéaire. Sa variation est obtenue à partir de l'interpolation 1D des cotes altimétriques du plan d'eau, mesurées en différents endroits de la rivière.

✓ **Conditions initiales de l'écoulement souterrain**

Les conditions initiales sont constituées des données piézométriques de onze (11) forages hors d'usage dont les données ont été recueillies sur la période 2019-2020. Ces forages sont considérés comme représentatifs de la piézométrie moyenne de la nappe du bassin versant du Kô et représentent les points d'observations. Ces différents points permettent de réaliser la carte piézométrique de base en fonction de la période de modélisation.

✓ **Paramètres hydrodynamiques**

La conductivité hydraulique de la couche fissurée a été estimée à partir de l'interprétation des essais de pompages et celle de la couche superficielle par infiltrométrie double anneaux. Dans la détermination du système d'écoulement souterrain, les données d'essais de pompages issues des campagnes d'hydraulique villageoise sont utilisées. L'anisotropie de la conductivité hydraulique de l'aquifère n'est pas prise en compte. Pour ce faire, les composantes de la conductivité hydraulique suivant les trois (3) directions (x, y, z) de l'espace sont supposées identiques dans les différentes couches de l'aquifère. Dans cette étude, l'approche milieu continu discrétisé a été utilisée pour attribuer les valeurs de conductivité hydraulique.

La figure 39 présente la vue en plan des fractures de façon discrète dans le socle suivant les formations géologiques. Cinq (5) zones de conductivités hydrauliques sont définies et considérées pour la modélisation. Celles-ci sont associées aux principales formations géologiques du sous-bassin versant du Kô à Man qui sont : amphibolite et pyroxénites, granitoides subalcalins, anorthosites, norites et charnockites, granitoides hétérogènes et itabirite. Ces conductivités ne sont pas uniformes dans la zone d'étude. Elles varient en fonction des différentes formations géologiques. Les valeurs de conductivités hydrauliques attribuées aux différentes couches sont des moyennes géométriques des valeurs de conductivités hydrauliques obtenues pour chaque formation géologique. Dans cette approche, les fractures sont introduites en 2D dans le socle sur la base des accidents majeurs identifiés dans la zone ouest (sous-bassin versant du Kô). Les valeurs de conductivités hydrauliques attribuées aux accidents majeurs sont les moyennes géométriques de conductivités hydrauliques associées aux forages qui captent ces accidents majeurs.

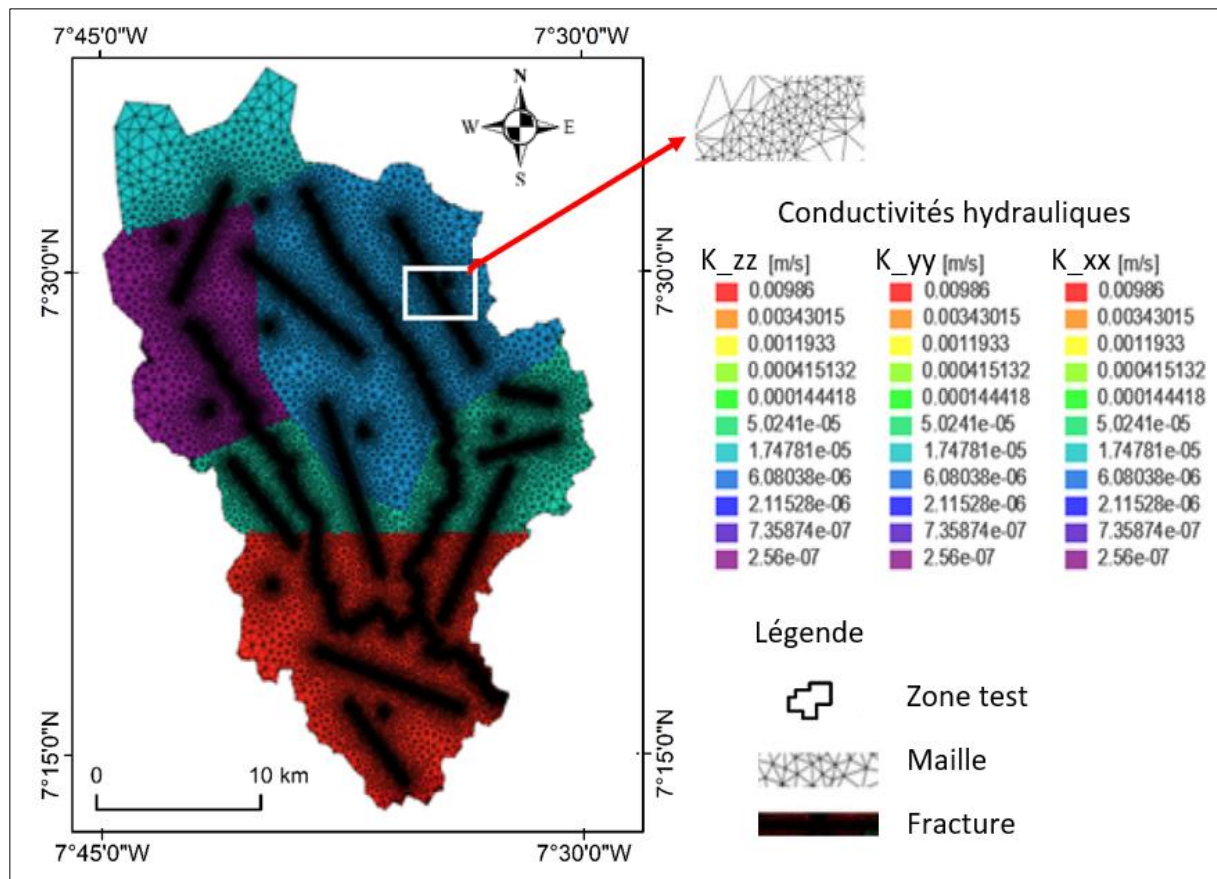


Figure 39 : Vue en plan des fractures introduites de façon discrète dans le socle suivant les formations géologiques

✓ Calage et validation du modèle d'écoulement souterrain en zone saturée

Le modèle d'écoulement souterrain en zone saturée est calé en régime permanent puis les critères de performance sont utilisés. Ce modèle est validé en régime transitoire pour tester la stabilité et la robustesse du modèle en régime permanent.

• Calage en régime permanent

Les différentes simulations effectuées ont été calibrées en régime permanent avec les données piézométriques de février 2019 dans la zone saturée. Ainsi, le calage du modèle en régime permanent a consisté à ajuster la conductivité hydraulique et/ou la recharge afin de minimiser la différence entre les charges observées et les charges calculées au niveau des points d'observations. Les différents paramètres ajustés sont toujours proches des mesures de terrain. Ces paramètres ont été ajustés par essai et erreur ou par "tâtonnement". Le choix de la méthode de calage par essai et erreur se justifie par le fait que sur le sous-bassin versant, certains forages sont encore en activité. De façon pratique, le calage du modèle s'est effectué comme suit :

- ajustement de la conductivité hydraulique et/ou de la recharge ;

- simulation du modèle ;
- comparaison des valeurs de charges hydrauliques calculées avec celles observées.

Si les écarts sont grands, le processus est repris. Selon Rossier (1990), ce processus est exécuté jusqu'à ce que les valeurs calculées par le logiciel FEFLOW soient plus proches de celles observées sur le terrain.

• Critères de performance du modèle

Les critères de performances du modèle intégrés dans FEFLOW sont utilisés pour évaluer la performance des modèles. En effet, l'écart type des erreurs (σ), la moyenne des écarts absolus ($\bar{E}$), la racine carrée de la moyenne des carrés (RMS) et la racine carrée de la moyenne des carrés normalisés (NRMS) des charges hydrauliques permettent d'apprécier le calage. D'après Leblanc (1999), la NRMS permet d'apprécier le calage et sa valeur doit être inférieure à 10 % pour que le modèle soit considéré comme calé. Selon Caspar *et al.* (2021), le critère de Nash-Sutcliffe NS, avec une valeur proche de 100%, indique une meilleure performance du modèle. Les équations 44 à 49 décrivent respectivement ces valeurs de calage selon Ghanbarian-Alavijeh *et al.* (2010).

$$\bar{E} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m |E_i| \quad (\text{Eq. 44})$$

Avec :

- $\bar{E}$ [m] : moyenne des écarts absolus ;
- m : nombre de forages ;
- E_i : écart de calage entre les valeurs de piézométrie mesurées (H_{obs}) sur le terrain et celles calculées (H_{cal}) :

$$E_i = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (H_{\text{cal}} - H_{\text{obs}})_i \quad (\text{Éq. 45})$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{\frac{1}{m-1} \sum_{i=1}^m (E_i - \bar{E})^2}{m}} \quad (\text{Éq. 46})$$

Où : σ [m] : écart-type des erreurs

$$RMS = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m E_i^2} \quad (\text{Éq. 47})$$

Avec :

- $\bar{X}$: moyenne des carrés des écarts ;
- n : nombre de points ;
- x : différences entre charges observées et simulées ;
- RMS : racine carrée de la moyenne des carrés (m).

$$NRMS = \frac{RMS}{(H_{obs})_{max} - (H_{obs})_{min}} \quad (\text{Éq. 48})$$

Avec :

- NRMS (%) : racine carrée de la moyenne des carrés normalisés ;
- (H_{obs}) et $(H_{obs})_n$: valeurs respectives maximales et minimales de piézométrie mesurée sur le terrain.

Le critère de Nash-Sutcliffe NS est donné à partir de l'expression de l'équation 49 :

$$NS = \left(1 - \frac{\sum_{i=1}^N |Y_i - \bar{Y}_t|^2}{\sum_{i=1}^N |Y_i - \mu_Y|^2} \right) * 100\% \quad (\text{Éq. 49})$$

Avec :

- NS : Nash-Sutcliffe ;
- N : nombre de point d'observation ;
- μ_Y : moyenne des charges observées (m) ;
- Y_i : charge observée au temps i (m) ;
- $\bar{Y}_t$: moyenne des charges simulées au temps i (m).

• Validation du modèle en régime transitoire

Le modèle en régime transitoire représente une continuité au calage en régime permanent. Les types de conditions aux limites définis pour le régime permanent sont les mêmes pour le régime transitoire (Tirogo, 2016). Le régime permanent ne permet pas d'appréhender le fonctionnement dynamique de la nappe du sous-bassin versant du Kô à Man au cours du temps. Le modèle numérique calé en régime permanent a été validé en régime transitoire dans le but de présenter la réaction hydraulique du milieu (Kouamé, 2017). Au cours de la validation du modèle, le paramètre pris en compte est la recharge directe (infiltration efficace) qui est variée en maintenant la conductivité hydraulique constante. En effet, la recharge est le paramètre le plus important qui peut influencer le niveau des eaux souterraines dans le cadre de la variabilité climatique. Quant aux prélèvements, ils ne sont pas pris en compte dans cette validation car en milieu de socle (zone discontinue) ils ne sont pas aussi considérables de sorte à influencer un pompage. La recharge introduite correspond à celle obtenue par le bilan de Thornthwaite. Les niveaux d'eau relevés sur le terrain en fonction du temps ont été comparés aux niveaux d'eau calculés par le modèle en prenant en compte la piézométrie du mois d'août 2018 comme piézométrie de référence et la piézométrie du mois d'août 2020 comme piézométrie de validation, avec un pas de temps de deux (2) années. Le modèle en régime transitoire ayant été

calibré et validé avec succès, il est utilisé pour effectuer des simulations prédictives afin d'accéder à la durabilité du système des eaux souterraines du sous-bassin versant du Kô à Man.

✓ **Simulations prévisionnelles**

La démographie croissante, la variabilité et le changement climatique, la réduction des zones préférentielles d'infiltration et l'augmentation des besoins en eau amènent à analyser les modes de gestion pour le système aquifère. Ces modes devraient permettre de prévoir le comportement futur des eaux souterraines face à ces phénomènes précités. Dans le sous-bassin versant du Kô à Man, les eaux souterraines n'étant pas très exploitées, les prélèvements restent inchangés sur toute la durée de la simulation. Ainsi, dans le cadre de la variabilité climatique, le paramètre qui pourrait avoir un impact sur les eaux souterraines reste la recharge par la pluviométrie qui conditionne la hausse ou la baisse du niveau d'eau dans l'aquifère. A cet effet, deux (2) scénarios de gestion ont été élaborés afin d'évaluer l'impact de la variabilité et du changement climatique sur la ressource en eau souterraine de ce sous-bassin versant.

- **Scénario 1 : cas de la période sèche**

Ce scénario considère que le niveau d'eau dans l'aquifère va connaître une baisse allant de -5 mm à -30 mm sur toute la durée de la simulation. Il vise également à observer l'impact qu'une baisse de la recharge directe en 2019 pourrait avoir sur le niveau des eaux souterraines de la zone tout en maintenant les prélèvements constants.

- **Scénario 2 : cas de la période humide**

Ce scénario qui est l'inverse du premier considère que le niveau d'eau dans l'aquifère de la zone va connaître une hausse. Cette hausse due à une augmentation de la pluviométrie pourrait engendrer une hausse de la recharge directe en 2019. Ainsi, dans ce scénario, la recharge directe initiale par les eaux de pluie va connaître une hausse allant de + 5 mm à + 30 mm sur toute la durée de la simulation. Cette hausse de la recharge directe permet d'appréhender l'impact de la hausse sur les ressources en eaux souterraines de la zone.

Conclusion partielle

Ce chapitre a permis de mettre en évidence l'acquisition des différentes données à l'aide d'une multitude de matériel (de terrain et de laboratoire). Ces données collectées ont fait l'objet de traitement à partir des outils (logiciels) qui ont permis la transformation des différentes informations acquises en des données utiles. L'approche méthodologique a pris en compte tous les objectifs spécifiques assignés dans ce travail. D'abord, la première méthode a été présentée sur la variabilité climatique du Département de Man, ensuite la deuxième sur la caractérisation hydrogéochimique des ressources en eau souterraine de ce Département. Enfin, la troisième sur la simulation de l'impact de la variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère à l'aide du logiciel FEFLOW a été mise en évidence. Toutes les méthodes présentées dans ce chapitre ont permis d'aboutir à des résultats dont l'analyse et leur discussion font l'objet de la troisième partie du mémoire.

TROISIEME PARTIE : RESULTATS ET DISCUSSION

Chapitre 5 : Caractéristiques de la variabilité climatique du Département de Man

5.1. Variabilité du climat

5.1.1. Test de double cumul des stations climatiques

Le test de double cumul réalisé sur les stations pluviométriques (Danané, Gbonné et Biankouma) de la période 1961-2023 avec la station synoptique de Man comme station de référence (Figure 40). Ce test de double cumul sur les données annuelles de ces différentes stations climatiques a révélé que les données sont assez homogènes. L'analyse de cette figure montre une parfaite corrélation entre les pluies de la station synoptique de Man et celles des autres stations pluviométriques. Le coefficient de détermination est pratiquement de 0,99 au niveau de toutes les stations pluviométriques. Ce coefficient indique que les données des stations pluviométriques à corriger sont très fiables par rapport à la station synoptique de Man (de référence).

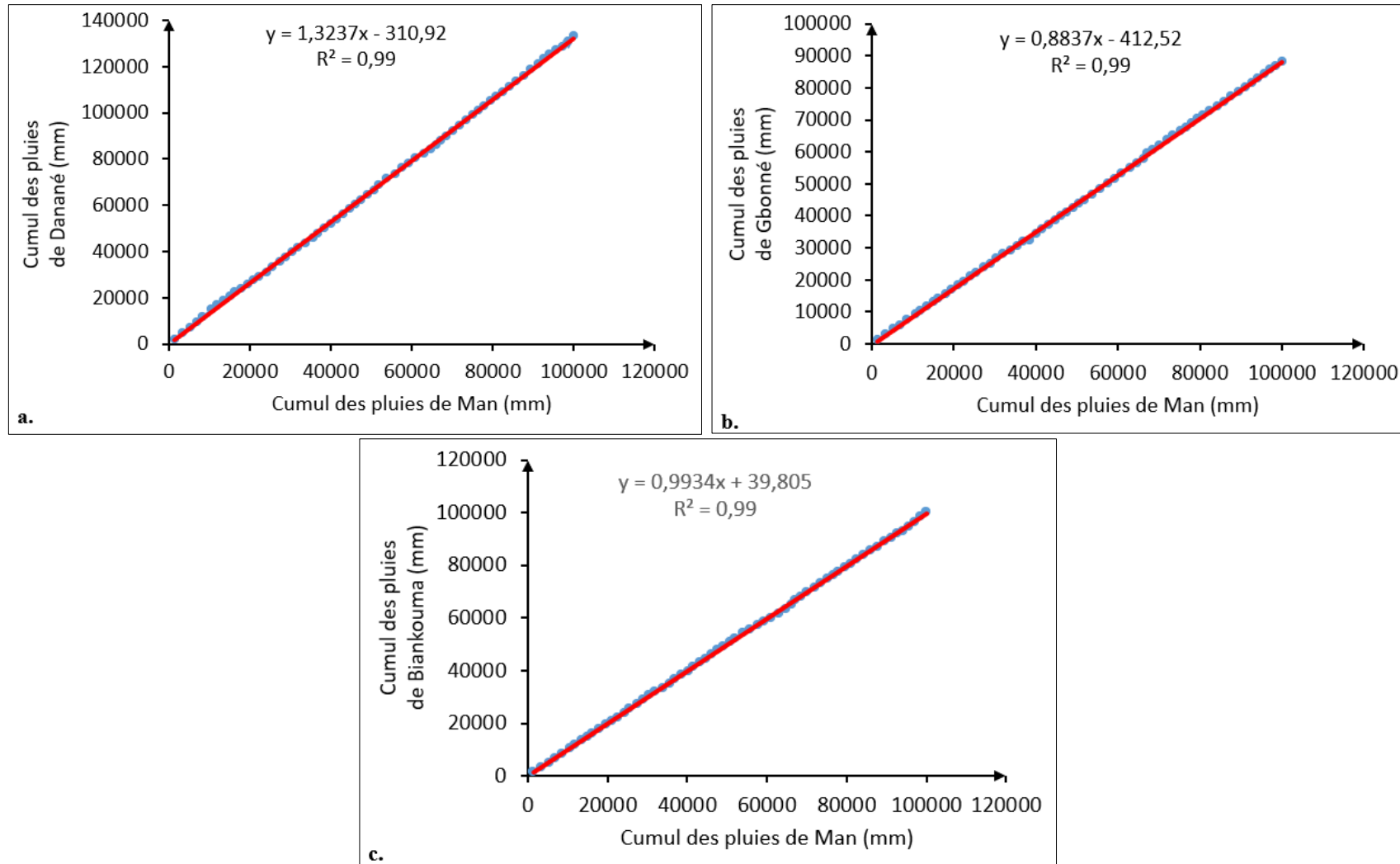


Figure 40 : Test de double cumul sur les stations de la période 1961-2023 avec la station de Man comme station de référence
(a) Danané ; (b) Gbonné ; (c) Biankouma

5.1.2. Variabilité interannuelle des précipitations de 1961 à 2023

Le tableau VII présente les résultats des caractéristiques des périodes humides, sèches et normales des stations climatiques du Département de Man et ses environs sur la période de 1961 à 2023. L'analyse de ce tableau montre que les différentes stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma sont caractérisées par une alternance de périodes humides, sèches et normales. Toutes ces stations ont enregistré les périodes humides entre 1961 et 1968 puis de 1995 et 2007. Les périodes sèches sont comprises entre 1968 et 1999 puis de 2018 à 2023 pour les stations climatiques de Man et de Danané et les périodes normales sont enregistrées au niveau des stations climatiques de Man (2001-2017), de Danané (1993-2012) et de Biankouma (2008-2023).

Tableau VII : Caractéristiques des périodes humides, sèches et normales de la période 1961-2023 des stations climatiques

	Stations climatiques			
	Man	Danané	Gbonné	Biankouma
Période d'étude	1961-2023			
Pluie moyenne (mm)	1587,9	2113,7	1398,3	1590,7
Période humide	1961-1967	1961-1968	1961-1967	1961-1967
Pluie moyenne (mm)	1693,4	2358,2	1478,8	1673,4
Excédent (mm)	105,5	244,5	80,5	82,7
Période sèche	1968-1993	1969-1992	1968-1994	1968-1999
Pluie moyenne (mm)	1542,6	1990,9	1347,4	1564,4
Déficit (mm)	- 45,3	- 122,8	- 50,9	- 26,3
Période humide	1994-2000	2013-2018	1995-2007	2000-2007
Pluie moyenne (mm)	1809,9	2370,4	1517,8	1625,6
Excédent (mm)	222	256,7	119,5	96,2
Période normale	2001-2017	1993-2012	-	2008-2023
Pluie moyenne (mm)	1564,5	2119,7	-	1590,4
Période sèche	2018-2023	2019-2023	2008-2023	-
Pluie moyenne (mm)	1468,5	1973,7	1351,8	-
Déficit (mm)	- 119,4	- 140	- 46,5	-

La figure 41 présente l'évolution interannuelle de la pluviométrie des stations climatiques du Département de Man et ses environs avec les indices centrés réduits des hauteurs pluviométriques annuelles de 1961 à 2023.

L'évolution des indices pluviométriques annuels déterminés à la station synoptique de Man de 1961 à 2023, permet de définir des périodes climatiques différentes :

- des périodes humides allant de 1961 à 1967 et de 1994 à 2000).
- des périodes sèches de 1968 à 1993 et de 2018 à 2023 ;
- d'une période normale de 2001-2017.

Cette station enregistre les excédents de 105,5 mm (6,64%) sur la première période humide (1961-1967) et 222 mm (13,98%) sur la deuxième période humide (1994-2000) par rapport à la pluviométrie moyenne de 1587,9 mm sur toute la chronique. Les déficits de - 45,3 mm (2,85%) et de -119,4 mm (7,52%) sont enregistrés respectivement sur la première période sèche (1968-1993) et la deuxième période sèche (2018-2023).

A la station pluviométrique de Danané sur la période allant de 1961 à 2023, l'évolution des indices pluviométriques annuels permet de caractériser des périodes climatiques différentes :

- des périodes humides allant de 1961 à 1968 et de 2013 à 2018 ;
- des périodes sèches de 1969 à 1992 et de 2019 à 2023 ;
- d'une période normale de 1993 à 2012.

Cette station enregistre les excédents de 244,5 mm (11,56%) sur la première période humide (1961-1968) et 256,7 mm (12,14%) sur la deuxième période humide (2013-2018) par rapport à la pluviométrie moyenne de 2113,7 mm sur toute la chronique. Quant aux déficits de - 122,8 mm (5,80%) et de -140 mm (6,62%), ils sont enregistrés respectivement sur la première période sèche (1968-1993) et la deuxième période sèche (2018-2023).

La station de Gbonné a enregistré sur la période de 1961 à 2023 une alternance :

- de périodes humides allant de 1961 à 1967 et de 1995 à 2007 ;
- de périodes sèches de 1968 à 1994 et de 2008 à 2023.

Les excédents de 80,5 mm (5,75%) sur la première période humide (1961-1967) et 119,5 mm (8,54%) sur la deuxième période humide (1995-2007) par rapport à la pluviométrie moyenne de 1398,3 mm sont enregistrés sur cette station pluviométrique (1961-2023). Les déficits de - 50,9 mm (3,64%) et de - 46,5 mm (3,32%) sont enregistrés respectivement sur la première période sèche (1968-1994) et la deuxième période sèche (2008-2023).

Quant à la station pluviométrique de Biankouma, elle a enregistré sur la période allant de 1961 à 2023 :

- deux périodes humides de 1961 à 1967 et de 2000 à 2007 ;
- une période sèche de 1968 à 1999 ;
- une période normale de 2008 à 2023.

Cette station enregistre les excédents de 82,7 mm (5,19%) sur la première période humide (1961-1967) et 96,2 mm (6,05%) sur la deuxième période humide (2000-2007) par rapport à la pluviométrie moyenne de 1590,7 mm sur toute la chronique. Le déficit pluviométrique de - 26,3 mm (1,65%) est enregistré sur la période sèche (1968-1999).

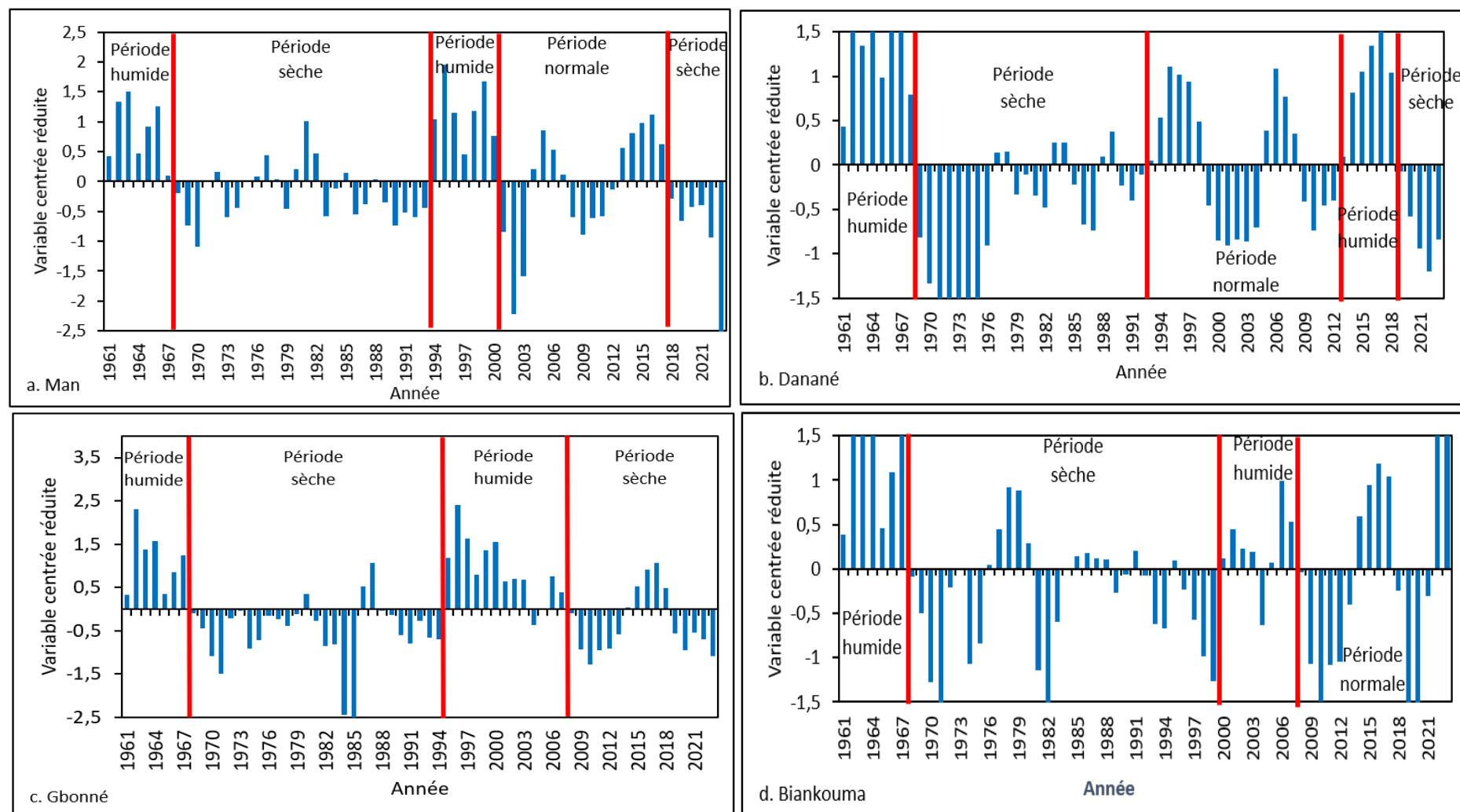


Figure 41 : Evolution interannuelle de la pluviométrie des stations climatiques du Département de Man et ses environs avec les indices centrés réduits des hauteurs pluviométriques annuelles (1961-2023)

5.1.3. Tendance interannuelle des précipitations et des températures moyennes mensuelles de 1961 à 2023

5.1.3.1. Evolution des précipitations de 1961 à 2023

✓ Evolution de la pluviométrie moyenne mensuelle

La figure 42 présente l'évolution de la pluviométrie moyenne mensuelle des stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma entre 1961 et 2023. Tous les graphiques de cette figure ont pratiquement la même distribution. De mars à octobre, les hauteurs des pluies moyennes sont supérieures à 100 mm pouvant aller jusqu'au-delà de 370 mm. Les stations climatiques de Man (Figure 42a), Gbonné (Figure 42c) et Biankouma (Figure 42d) enregistrent d'avril à octobre des hauteurs de pluies excédant respectivement celle des pluies moyennes (132,33 mm, 116,53 mm et 132,56 mm). Tandis que la station pluviométrique de Danané (Figure 42b) enregistre de juin à octobre des hauteurs de pluies dépassant celle de pluie moyenne (176,14 mm). Parmi toutes les stations climatiques, celles de Man et Danané enregistrent le mois le plus pluvieux en août et celles de Gbonné et Biankouma en septembre. Dans l'ensemble, toutes ces stations enregistrent en août et en septembre les mois les plus humides tandis qu'en décembre et en janvier les mois les plus secs.

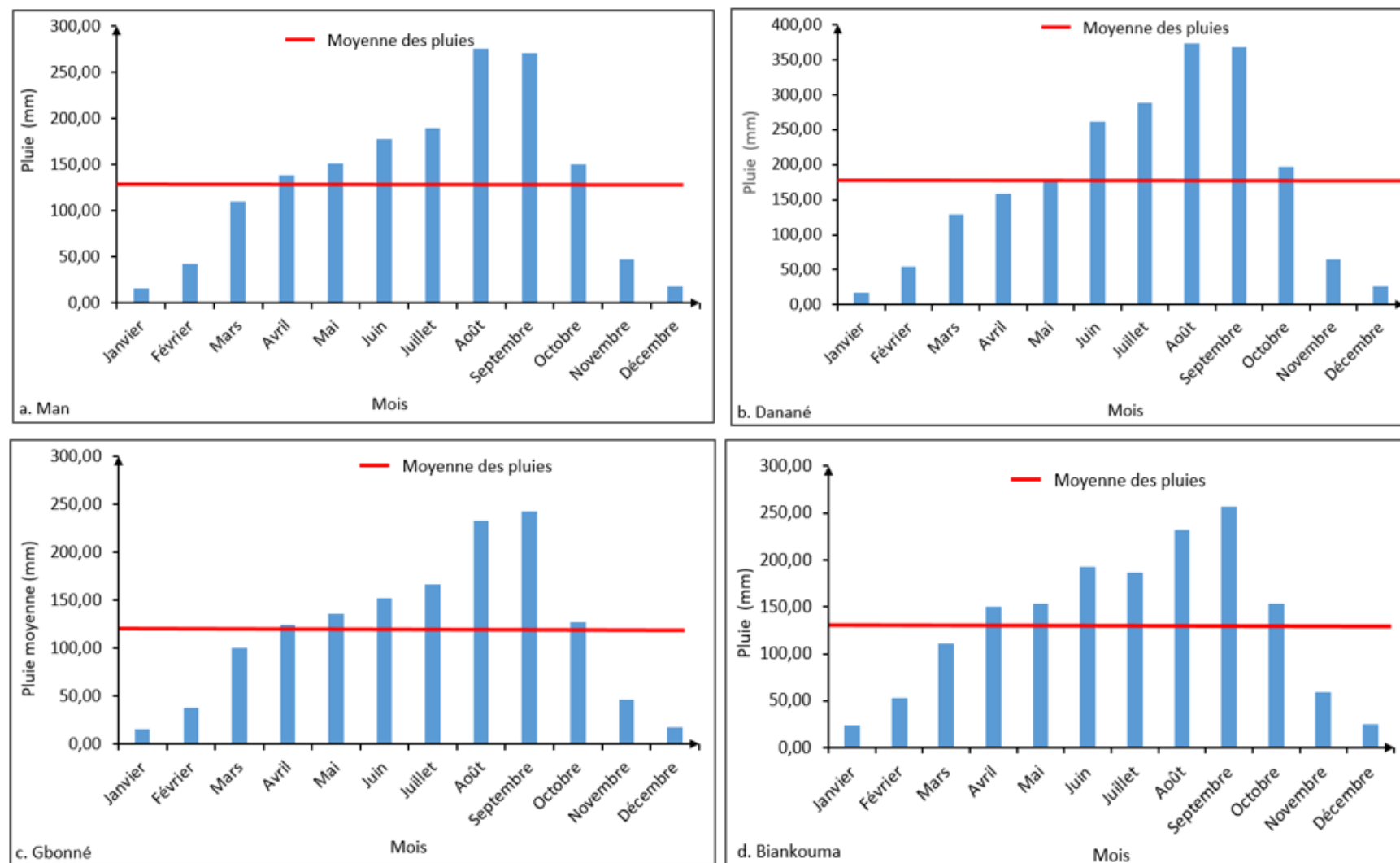


Figure 42 : Evolution de la pluviométrie moyenne mensuelle interannuelle des stations climatiques du Département de Man et ses environs de 1961 à 2023

✓ Analyse des mois les plus pluvieux des stations pluviométriques

La figure 43 présente l'évolution interannuelle moyenne des mois les plus pluvieux (de juin à septembre) des stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma de 1961 à 2023. Les mois de juin, juillet, août et septembre sont les mois les plus humides de la période 1961-2023 avec une pluviométrie excédant 150 mm dans la plupart des séries pluviométriques des quatre (4) stations climatiques.

A la station synoptique de Man (Figure 43a), la pluviométrie moyenne varie de 80,53 mm en 2002 à 367 mm en 1966. Quant à la station pluviométrique de Danané (Figure 43b), elle oscille entre 207,8 mm en 1970 et 562,25 mm en 1966. La station pluviométrique de Gbonné (Figure 43c) montre que la pluviométrie se situe entre 35,37 mm en 1984 et 384,45 mm en 1985 tandis que celle de Biankouma (Figure 43d) enregistre une pluviométrie moyenne qui varie entre 129,75 mm en 1981 et 341 mm en 1966. Il ressort de cette analyse que l'année 1966 a enregistré le pic le plus élevé dans les stations climatiques de Man, Danané et Biankouma. Quant à la station de Gbonné, elle a enregistré son pic en 1985. L'évolution annuelle des moyennes pluviométriques des mois les plus pluvieuses montre également une tendance à la baisse dans toutes les stations climatiques sauf celle de Gbonné qui ne semble pas être très perceptible.

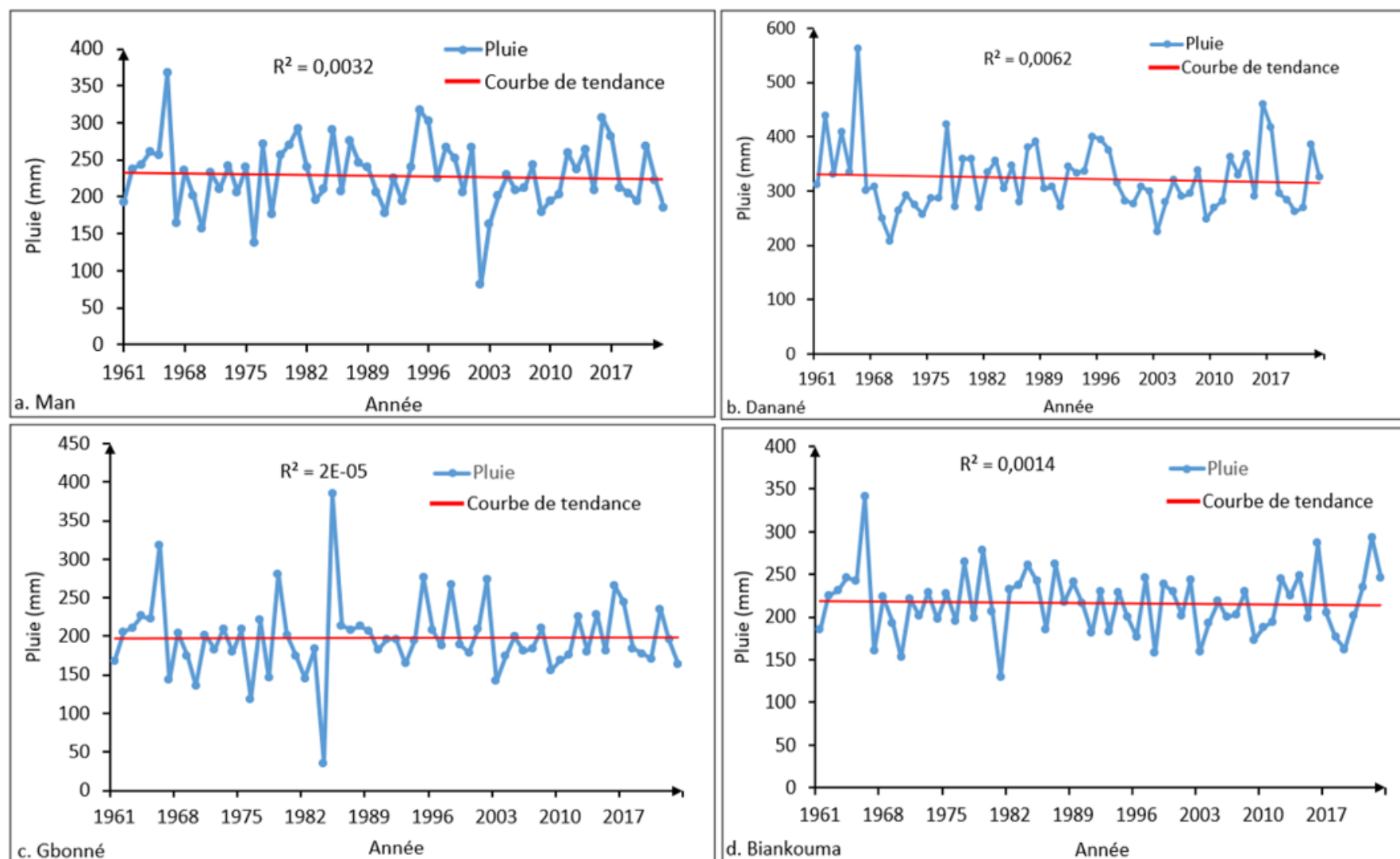


Figure 43 : Evolution interannuelle moyenne des mois les plus pluvieux des stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma de 1961 à 2023

5.1.3.2. Tendance interannuelle des températures

✓ Températures moyennes annuelles de 1961 à 2023

La variation interannuelle des températures moyennes annuelles de la station synoptique de 1961 à 2023 est présentée à la figure 44. Ces températures montrent une tendance à la hausse contrairement à la pluie moyenne annuelle qui subit une variation (baisse et hausse). La courbe de tendance montre que les températures moyennes annuelles enregistrent une hausse d'environ 1°C entre 1961 et 2023. Ces températures ont également connu une tendance à la hausse au cours de cette même période avec un pic enregistré en 1998.

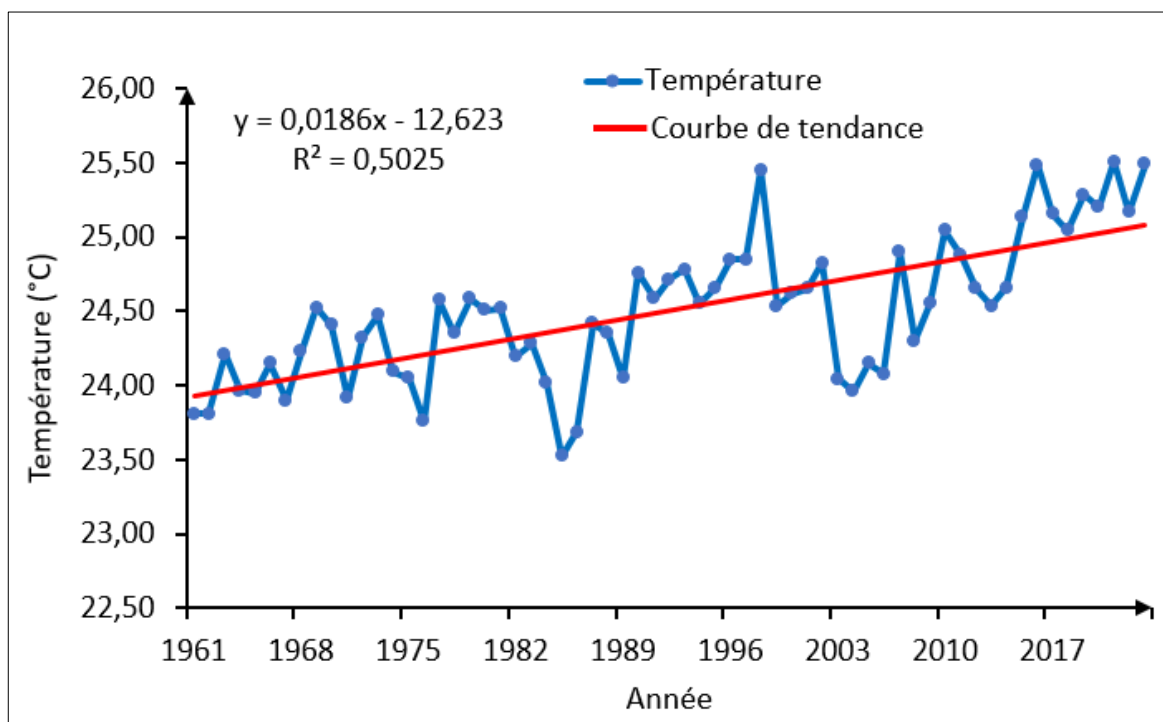


Figure 44 : Variation interannuelle des températures moyennes annuelles (1961-2023) de la station synoptique de Man

✓ Températures minimales et maximales

La figure 45 présente la distribution des températures minimales et maximales annuelles (1961-2023) à la station synoptique de Man. Au fur à mesure que les précipitations diminuent dans un contexte de variabilité climatique, il y a une augmentation de la température minimale annuelle (Figure 45a). Cette augmentation varie environ de 21,4°C en 1967 à 24,4°C en 2021 ; soit une augmentation de 3°C avec des pics importants qui se produisent en 1972, 1987, 1996, 2007, 2017 et 2021.

En ce qui concerne la température maximale sur la période 1961-2023 (Figure 45b), il y a également une augmentation de la température avec des pics importants qui se produisent en moyenne tous les huit (8) ans et plus. Les pics des années 1977, 1990, 1998 et 2016 correspondent à des années de sécheresses. Les pics ont augmenté avec des intensités moyennes mensuelles dépassant 27°C au fil du temps. Les courbes de température des figures 46 présentent une tendance à la hausse.

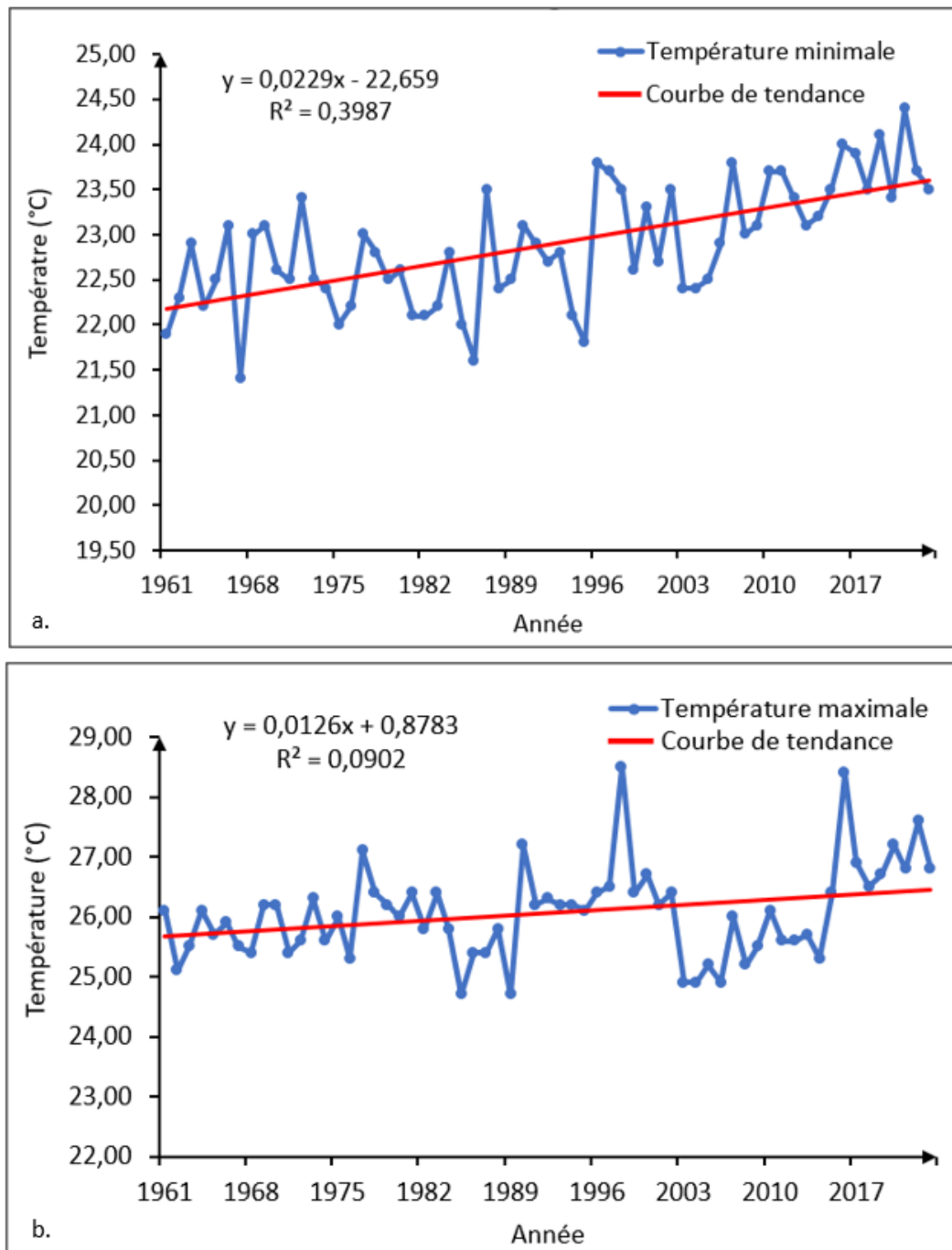


Figure 45 : Distribution des températures annuelles (1961-2023) de la station synoptique de Man

✓ **Température de la périodes sèche et de la période humide**

La figure 46 présente la distribution des températures annuelles (1961-2023) de la station synoptique de Man en période sèche et en période pluvieuse. La courbe des températures pendant la saison sèche (Figure 46a) présente quasiment la même allure que celle de la température minimale tandis que la courbe des températures pendant la saison pluvieuse (Figure 46b) a presque la même allure que celle de la température maximale. En somme, les courbes de température de la figure 46 présentent une tendance à la hausse.

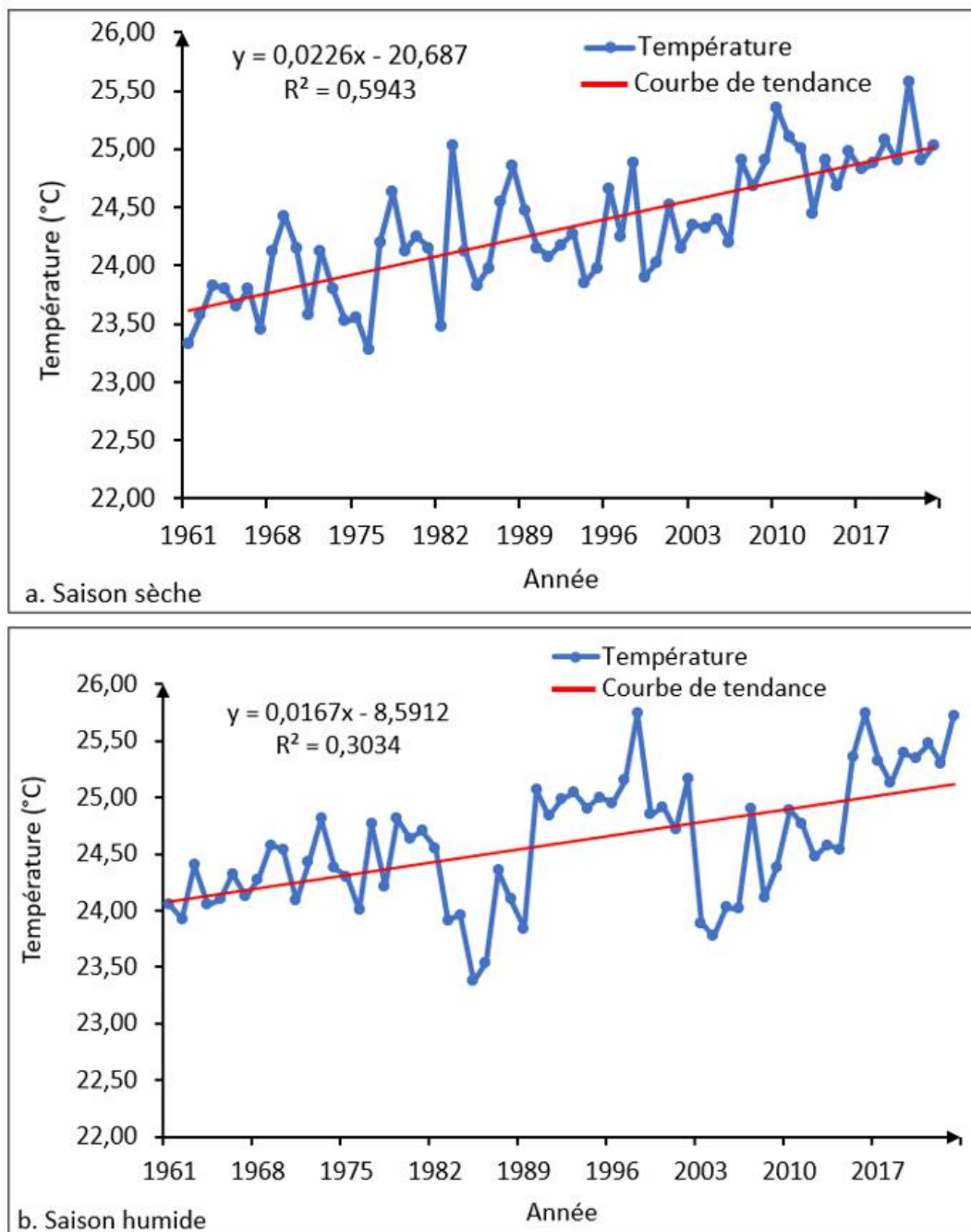


Figure 46 : Distribution des températures annuelles (1961-2023) de la station synoptique de Man

5.1.4. Tests statistiques de tendances de Mann-Kendall

5.1.4.1. Cas des précipitations

Aux séries pluviométriques des stations de Man, Danané, Gbonné et Biankouma sur la période 1961-2023, le test de Mann-Kendall a donné les résultats sont consignés dans le tableau VIII. Ces résultats de la tendance pluviométrique montrent que les p-values des données pluviométriques des stations de Man (0,618), Danané (0,618), Gbonné (0,962) et Biankouma (0,868) sont supérieures à 5% (seuil de confiance). L'hypothèse nulle H_0 « absence de tendance » est donc acceptée. Dans ce cas, les séries chronologiques des stations étudiées ne présentent pas de tendance. Cependant, les données pluviométriques de la station de Biankouma ont une p-value (0,868) et ayant un U_{MK} (0,015) > 0 . Une tendance pluviométrique à la hausse est constatée à cette station. Ce constat est bien remarquable par la mise en évidence de la courbe de tendance dans le graphe de la figure 47 suite à l'application du test de Mann-Kendall sur les données de la station pluviométrique de Biankouma (Figure 47d). Tandis que les autres graphes de cette même figure présentent une tendance à la baisse au niveau des stations climatiques de Man (Figure 47a), Danané (Figure 47b) et Gbonné (Figure 47c).

Tableau VIII : Résultats du test de Mann-Kendall appliqué aux données pluviométriques des stations climatiques (1961-2023)

Stations	p-value	H_0 : absence de tendance	U_{MK}	Sens de la tendance
Man	0,618	Oui	-0,044	Pas de tendance
Danané	0,618	Oui	-0,044	Pas de tendance
Gbonné	0,962	Oui	-0,005	Pas de tendance
Biankouma	0,868	Oui	0,015	Pas de tendance

U_{MK} = Coefficient statistique de Mann-Kendall

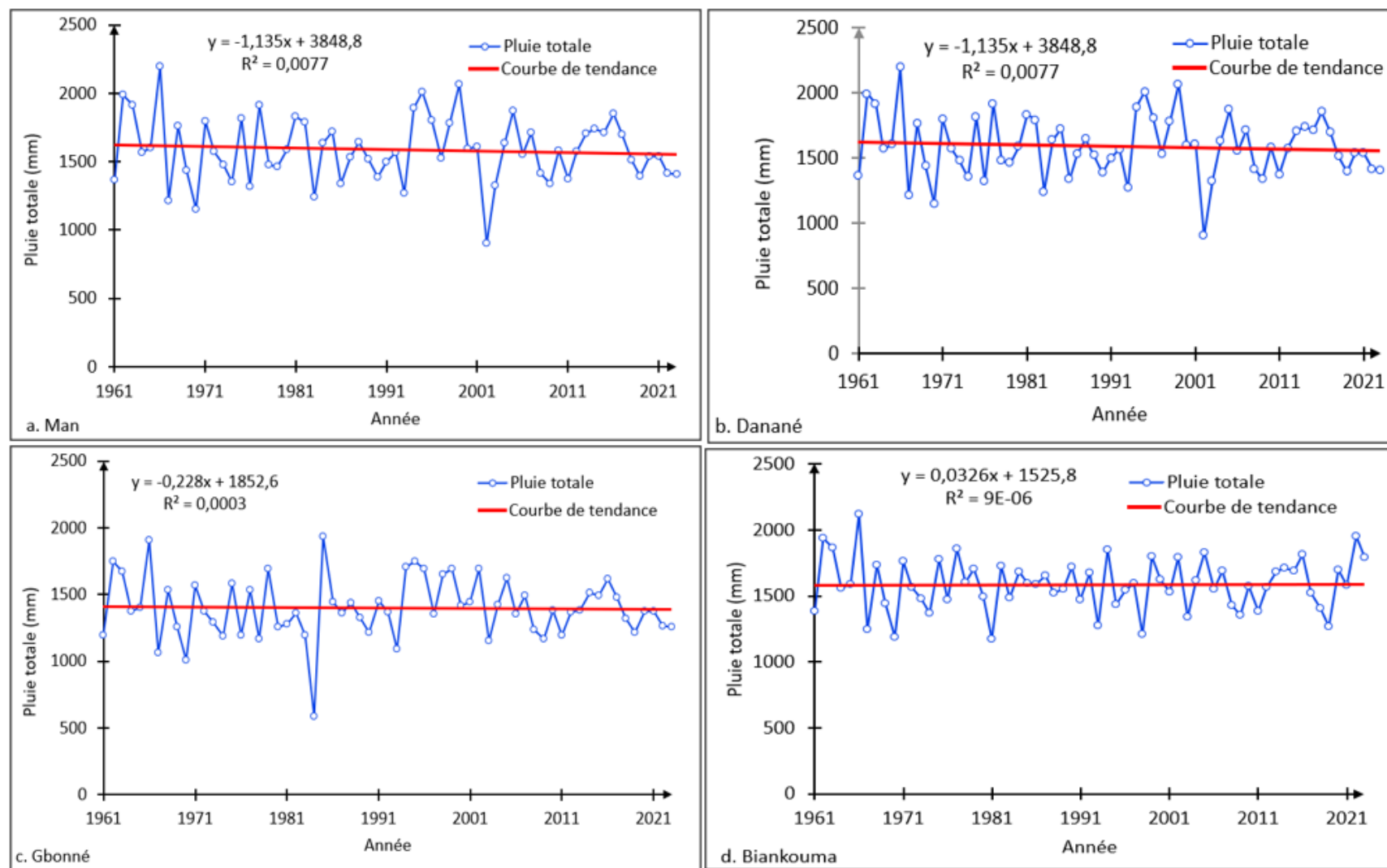


Figure 47 : Tendances pluviométriques au niveau des stations pluviométriques du Département de Man déterminées par le test de Mann-Kendall

5.1.4.2. Cas de la température moyenne

Les résultats du test de tendance de Mann-Kendall appliqué à la température moyenne de la station synoptique de Man de 1961 à 2023 sont consignés dans le tableau IX. Ces résultats montrent que cette station présente une tendance à la hausse avec une p-value ($< 0,0001$) inférieure à 5 % et un $U_{MK} > 0$. Cette tendance à la hausse est confirmée par la droite de tendance mise en évidence dans le graphe de la figure 48.

Tableau IX : Détection de tendance dans la série des températures de la station synoptique de Man (1961-2023) par le test de Mann-Kendall

Station Synoptique	p-value	H_0 : absence de tendance	U. MK	Sens de la tendance
Man	$<0,0001$	Non	0,543	Tendance à la hausse

U_{MK} = Coefficient statistique de Mann-Kendall

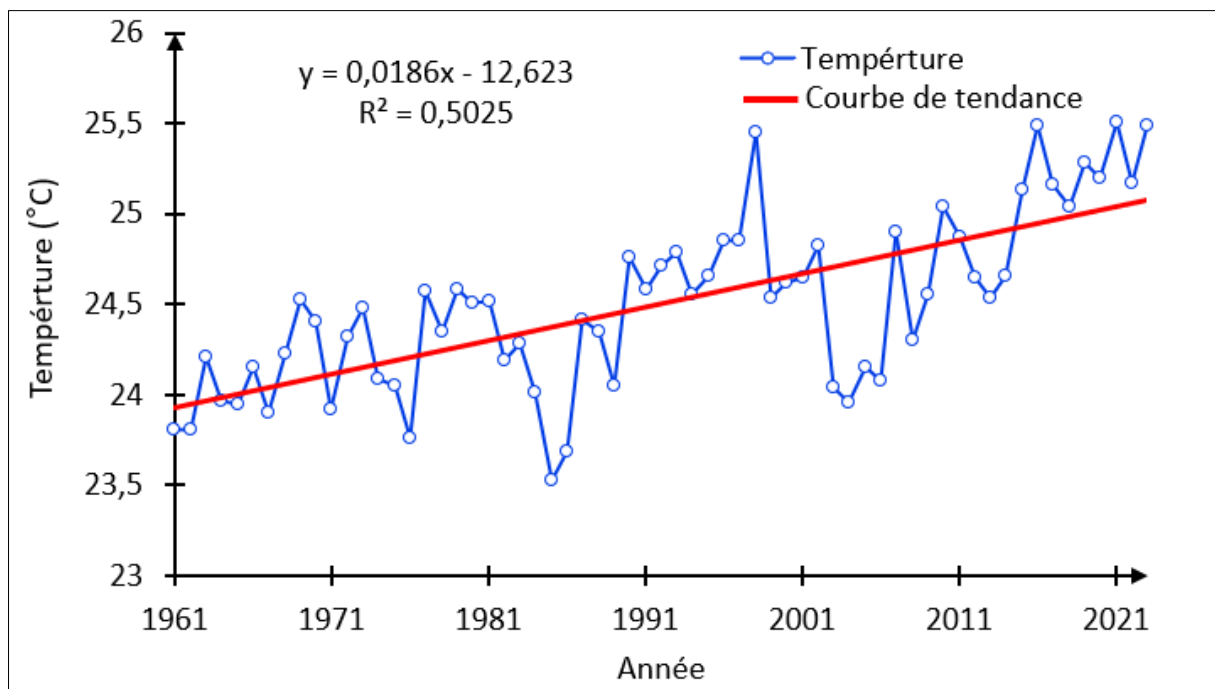


Figure 48 : Tendance à la hausse des températures à la station synoptique de Man (1961-2023)

5.2. Impact de la variabilité du climat sur la recharge de la nappe des aquifères fracturés

5.2.1. Infiltrations efficaces en fonction des périodes saisonnières

Le tableau X présente les infiltrations efficaces au niveau de la station synoptique de Man de 1961 à 2023. L'analyse du tableau montre que l'infiltration efficace, estimée à 372,5 mm au cours des périodes humides 1961-1967 et 1994-2000, est passée à 212 mm au cours des périodes sèches 1968-1993 et 2018-2023. Cela traduit une baisse de l'infiltration efficace de 42,9%. L'infiltration efficace moyenne au niveau de cette station est estimée à 272,5 mm/an sur la période de l'étude (1961-2023). Cependant, elle enregistre une période normale sur la période 2001-2017 avec une infiltration efficace de 194,56 mm.

Quant au tableau XI, il présente les infiltrations efficaces au niveau de la station pluviométrique de Danané couvrant la période 1961-2023. Ce tableau montre que ladite station enregistre une infiltration estimée à 850,98 mm au cours des périodes humides (1961-1968 et 2013-2018). Cette infiltration est passée à 548,88 mm au cours des périodes sèches (1969-1992 et 2019-2023), soit une baisse de l'infiltration efficace de 35,5%. L'infiltration efficace moyenne au niveau de cette station est de 682,47 mm/an sur la période de l'étude (1961-2023). Ladite station enregistre également une période normale de 1993 à 2012 avec une infiltration efficace de 612,62 mm.

En ce qui concerne les infiltrations efficaces au niveau de la station de Gbonné de 1961 à 2013 (Tableau XII), l'infiltration efficace qui était estimée à 180,27 mm au cours des périodes humides (1961-1967 et 1995-2007) est passée à 86,11 mm au cours de la période sèche (1968-1994) soit une chute de l'infiltration efficace de 52,23%. L'infiltration efficace moyenne durant cette même période est de 133,19 mm.

Au niveau de la station pluviométrique de Biankouma, les infiltrations efficaces sont enregistrées dans le tableau XIII. Au cours des périodes humides (1961-1967 et 2000-2007), l'infiltration efficace qui était de 258,14 mm est passée à 215,17 mm pendant la période sèche (1968-1999), soit une diminution de 16,65% de l'infiltration efficace. Cette station a enregistré une infiltration efficace moyenne est de 224,76 mm/an. Une période normale est détectée entre 2008 et 2023 avec une infiltration efficace de 167,58 mm.

Tableau X : Infiltrations efficaces au niveau de la station synoptique de Man (1961-2023)

Station	Station synoptique de Man				
Périodes	Périodes humides		Périodes sèches		Période normale
Années	1961-1967	1994-2000	1968-1993	2018-2023	2001-2017
Pluie brute (mm)	1693,4	1809.9	1542,6	1468,5	1564,5
ETR (mm)	1055,2	1178,7	1071,9	1063,35	1135,3
R (mm)	254	271,5	231,4	220,3	234,7
Ie (mm)	384,2	359,8	239,3	184,9	194,6
Ie moy/P (mm)	372		212		194,6
Ie moy (mm)	272,5				
% de réduction Ie	43				-

Ie moy/P : Infiltration moyenne par période

Tableau XI : Infiltrations efficaces au niveau de la station pluviométrique de Danané (1961-2023)

Station	Station pluviométrique de Danané				
Périodes	Périodes humides		Périodes sèches		Période normale
Années	1961-1968	2013-2018	1969-1992	2019-2023	1993-2012
Pluie brute (mm)	2358,2	2370.4	1990,9	1979,7	2119,7
ETR (mm)	1124,4	1193	1114.9	1162,5	1189,2
R (mm)	353,7	355,5	298,6	296,9	317,9
Ie (mm)	880,1	821,8	577,5	520,3	612,6
Ie moy/P (mm)	850,98		548,9		612,6
Ie moy (mm)	682,5				
% de réduction Ie	35,5				

Ie moy/P : Infiltration moyenne par période

Tableau XII : Infiltrations efficaces au niveau de la station pluviométrique de Gbonné
(1961-2023)

Station	Station pluviométrique de Gbonné			
Périodes	Périodes humides		Périodes sèches	
Années	1961-1967	1995-2007	1968-1994	2008-2023
Pluie brute (mm)	1478,8	1517,8	1347,4	1351,8
ETR (mm)	1034,2	1152,4	1062	1060,1
R (mm)	221,8	227,7	202,1	202,8
I (mm)	222,8	137,7	83,3	88,9
I moy/P (mm)	180,27		86,11	
I moy (mm)	133,2			
% de réduction Ie	52,2			

Ie moy/P : Infiltration moyenne par période

Tableau XIII : Infiltrations efficaces au niveau de la station pluviométrique de Biankouma
(1961-2023)

Station	Station pluviométrique de Biankouma			
Périodes	Périodes humides		Période sèche	Période normale
Années	1961-1967	2000-2007	1968-1999	2008-2023
Pluie brute (mm)	1673,4	1625,6	1564,4	1590,4
ETR (mm)	1099,4	1186,8	1114,6	1184,3
R (mm)	251	243,5	234,7	238,6
Ie (mm)	323	193,2	215,2	167,6
Ie moy/P (mm)	258,1		215,2	167,6
Ie moy (mm)	224,7			-
% de réduction Ie	16,6			

Ie moy/P : Infiltration moyenne par période

Après cette brève présentation sur les infiltrations efficaces au niveau des différentes stations climatiques précitées, celle synoptique de Man est choisie pour expliciter l'impact de la variabilité climatique sur les eaux souterraines du Département de Man. Les caractéristiques des épisodes de recharge des réservoirs souterrains du Département de Man sur la période 1961-2023 sont consignées dans le tableau XIV.

Tableau XIV : Caractéristiques des épisodes d'infiltrations efficaces des réservoirs souterrains du Département de Man sur la période 1961-2023

Episodes	P (mm)	% par rapport à P			Infiltration efficace	Observations
		ETR (mm)	R (mm)	Ie (mm)	Ie moy (mm)	
1961-1967	1693,4	73,2	15	22,7	384,2	Période humide
1968-1993	1542,6	69,5	15	15,5	239,3	Période sèche
1994-2000	1809,9	65,1	15	19,9	359,8	Période humide
2001-2017	1564,5	72,5	15	12,4	194,6	Période normale
2018-2023	1468,5	72,4	15	12,6	184,9	Période sèche
Moyenne	1587,9	70,5	15	16,6	272,5	

P= Pluie (mm), ETR= Evapotranspiration réelle (mm), R= ruissellement (mm), I= infiltration efficace (mm), Ie moy= Infiltration efficace moyenne de chaque épisode (mm).

Les précipitations interannuelles enregistrées au niveau de cette station synoptique de 1961 à 2023 sont estimées en moyenne à 1587,9 mm. La lame d'eau de 238,2 mm de ces pluies (soit 15%) contribue à l'alimentation moyenne de l'écoulement de surface. Ces précipitations assurent également la recharge moyenne des réservoirs souterrains du Département de Man par une infiltration estimée à 272,5 mm (soit 16,6% des précipitations). La part des précipitations perdue par évapotranspiration réelle est de 1119,5 mm (70,5% de celles-ci). L'analyse du tableau montre que :

- le premier épisode (1961-1967) d'infiltration efficace à caractère excédentaire est marqué par une ETR de 73,2% des précipitations et une recharge des réservoirs souterrains de 22,7% plus importante que le ruissellement évalué à 15%. La recharge moyenne très exceptionnelle a atteint une lame d'eau moyenne d'environ 384,2 mm soit 24,2% des pluies

reçues par le Département. Cette recharge a entraîné un excédent d'environ 111,7 mm par rapport à la recharge moyenne des réservoirs souterrains de 1961 à 2023 ;

- le second épisode (1968-1993) d'infiltration efficace à caractère déficitaire est caractérisé par une ETR estimée à 69,5% et une recharge des réservoirs souterrains de 15,5% sensiblement identique que le ruissellement estimé à 15%. Sur l'ensemble des vingt-six (26) années qui constituent cet épisode, l'infiltration efficace moyenne observée est de 239,3 mm. Elle est déficitaire vis-à-vis de l'infiltration efficace moyenne du Département de Man (le moy = 272,5 mm). Ce déficit s'élève à -33,2 mm par rapport à la recharge moyenne des réservoirs souterrains de 1961 à 2023 ;

- le troisième épisode (1994-2000) est marqué par une ETR de 65,1% des précipitations et une recharge des réservoirs souterrains de 19,9% importante que le ruissellement évalué à 15 %. L'infiltration efficace moyenne a atteint une lame d'eau moyenne de 359,8 mm. Cette recharge a entraîné un déficit de -87,3% par rapport à la recharge moyenne des réservoirs souterrains de 1961 à 2023 ;

- le quatrième épisode (2001-2017) est caractérisé par une ETR de 72,5% des pluies et une recharge des réservoirs souterrains de 12,4%. Cette recharge a atteint une lame d'eau moyenne d'environ 194,6 mm soit 12,4% des précipitations reçues par le Département de Man sur la période 1961-2023 ;

- le dernier épisode (2018-2023) d'infiltration efficace à caractère déficitaire est marquée par une ETR estimée à 72,4% et une recharge des réservoirs souterrains de 12,6% moins important que le ruissellement estimé à 15,5%. Sur l'ensemble des six (6) années, l'infiltration efficace moyenne est de 184,9 mm. Elle est déficitaire vis-à-vis de l'infiltration efficace moyenne du Département de Man (le moy = 272,5 mm). Ce déficit s'élève à -87,6 mm par rapport à cette infiltration des réservoirs souterrains de 1961 à 2023.

5.2.2. Infiltrations efficaces par le couplage des méthodes de Thornthwaite et de Thiessen

Les valeurs de la lame d'eau ruisselée, de l'infiltration efficace et du coefficient de ruissellement de chaque sous-bassin versant sont consignées dans le tableau XV. Une valeur d'infiltration de 457 mm est enregistrée dans le sous-bassin du N'zo à Zoba. Ensuite, vient le sous-bassin Kô à Logoualé avec une infiltration efficace de 191 mm et enfin, 341 mm au niveau des deux sous-bassins (Kô-N'zo). Comparativement au sous-bassin du N'zo, une réduction de la recharge dans les sous-bassins versants du Kô et du Kô-N'zo a respectivement enregistré 58,2% et 25,4%. La figure 49 montre l'histogramme qui présente des termes du bilan des différents sous-bassins versants. Selon l'histogramme, le sous-bassin versant du N'zo a

enregistré de fortes valeurs de pluie tombée et d'infiltration efficace avec une faible valeur de la lame d'eau écoulee par rapport aux autres stations de 1980 à 2000. L'infiltration efficace est donc fonction de la quantité de pluie tombée. Plus la pluie est abondante, plus l'infiltration efficace est élevée. Egalement, plus l'ETR est élevée, plus l'infiltration est forte.

Tableau XV : Valeurs de la lame d'eau ruisselée, de l'infiltration efficace et du coefficient de ruissellement au niveau de chaque sous-bassin.

Sous-bassins versants	Kô (Logoualé)	N'Zo (Zoba)	Kô -N'Zo
Superficie (km²)	1 529,4	1 952,2	3 482,8
Pluie moyenne (mm)	1 564,8	1 758,6	1 674,4
ETR (mm)	1 094	1 105,8	1 100,6
Lame d'eau écoulee (R)	279,7	195,9	232,6
Débit (m³/s)	13,6	12,1	25,7
Coefficient de ruissellement (%)	17,9	11,1	13,9
Infiltration efficace (mm)	191	457	341
% de réduction	58,2	-	25,4

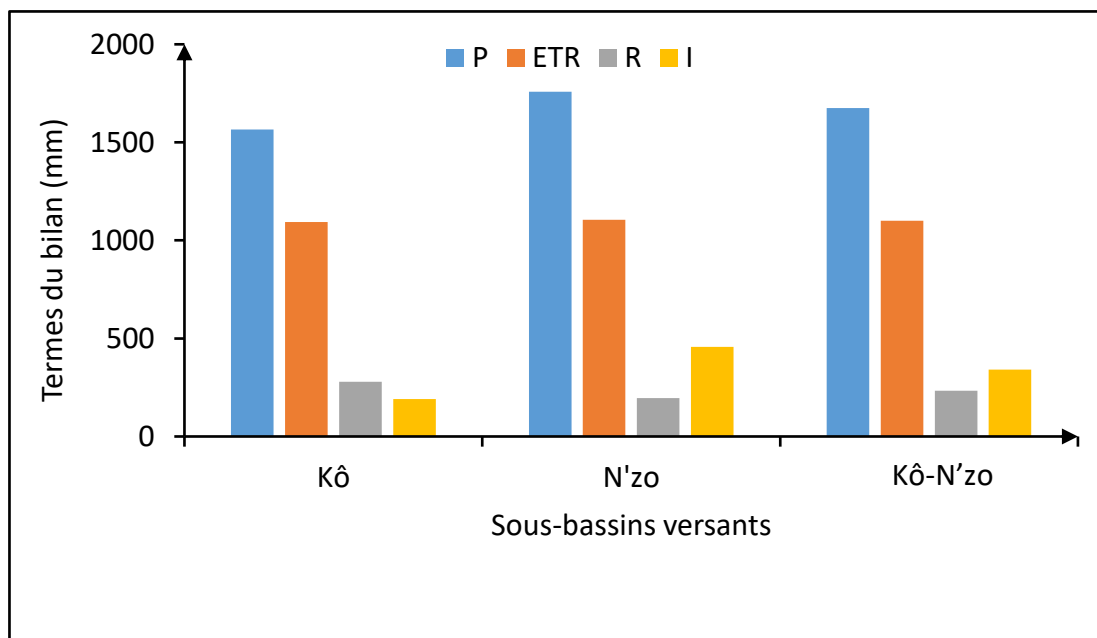


Figure 49 : Histogramme des termes du bilan des sous-bassins versants du Kô, N'zo et Kô -N'zo (1980-2000)

5.2.3. Estimation des infiltrations efficaces sur les périodes de 2018, 2019 et 2020

Les résultats du bilan hydrologique des années 2018, 2019 et 2020 sont consignés dans le tableau XVI. L'analyse du tableau montre que les infiltrations efficaces varient d'une année à une autre. La plus forte valeur d'infiltration efficace a été enregistrée en 2020 avec une valeur de 293,3 mm. La deuxième valeur la plus forte est de 280,5 mm en 2018. La valeur la plus faible d'infiltration efficace soit 194,9 mm a été observée en 2019. Toutes ces valeurs d'infiltrations efficaces ont servi dans l'élaboration du modèle numérique d'écoulement en régime permanent comme en régime transitoire.

Tableau XVI : Valeurs des paramètres du bilan hydrologique des années 2018, 2019 et 2020 déterminées par la méthode de Thorntwaite dans le sous bassin versant du Kô à Man.

Années	Paramètres du bilan hydrologique			
	Précipitation (mm)	ETR (mm)	Écoulement (mm)	Infiltration efficace (mm)
2018	1512,2	1004,9	226,8	280,5
2019	1393,8	989,8	209,1	194,9
2020	1542,4	1017,7	231,4	293,3

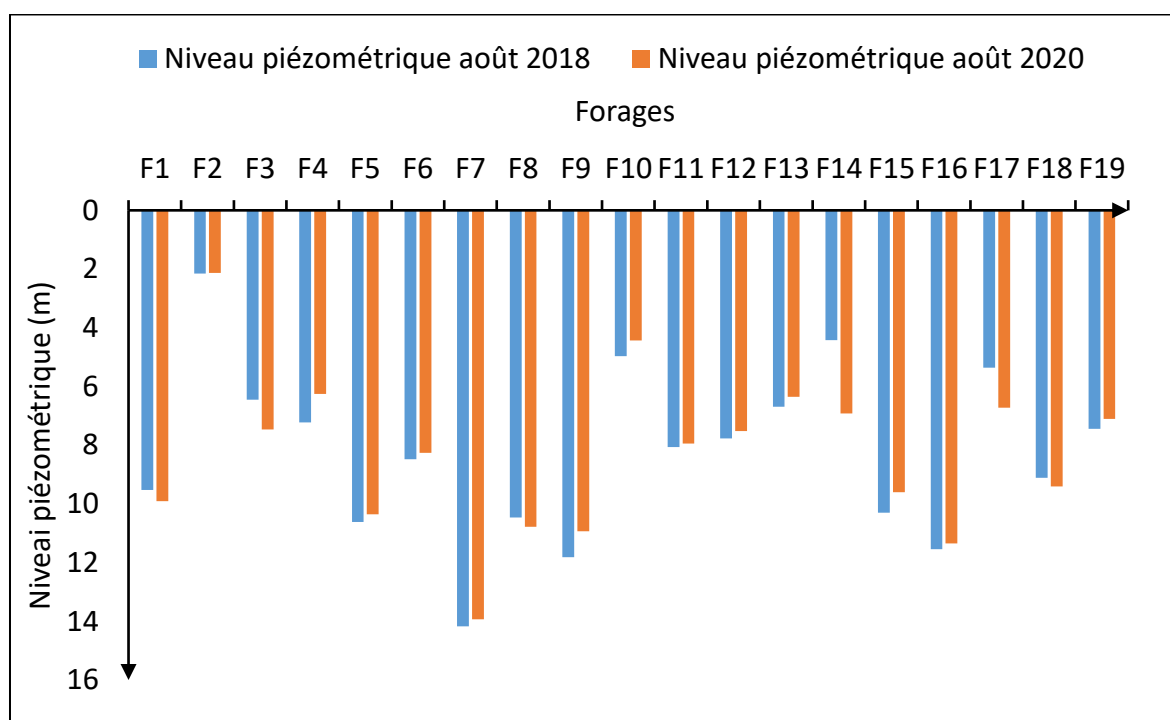
5.3. Analyse temporelle des niveaux d'eau souterraine des aquifères fracturés

5.3.1. Evolution de la piézométrie en août 2018 et en août 2020

L'évolution de la piézométrie dans la zone d'étude est illustrée par la figure 50. L'analyse de cette figure indique une variation du niveau d'eau dans les ouvrages entre août 2018 et août 2020. Une faible variation du niveau d'eau est enregistrée dans l'ensemble des ouvrages au cours des deux campagnes (août 2018 et août 2020), hormis le forage F14 (Gouétimba) qui a connu une baisse importante de 2,5 m en août 2020 (Annexe 9). L'ensemble des ouvrages a enregistré des fluctuations piézométriques saisonnières positives (Annexe 10). Les différentes variations du niveau de la nappe témoignent de la complexité du fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du Département de Man. De plus, le résultat du test t de Student appliqué aux échantillons de mesures des niveaux d'eau des années août 2018 et août 2020 est consigné dans le tableau XVII. Les statistiques descriptives indiquent que le niveau d'eau moyen des forages est passé de 8,24 m en août 2018 à 8,28 m en août 2020 avec une différence de -0,04 m. Mais selon le test t de Student, la vraie différence des moyennes se trouve entre les valeurs allant de -0,14 à 0,36 m. Il y a donc 95% de chance d'observer cette vraie

différence dans l'intervalle de confiance. Puisque cet intervalle contient la valeur nulle (0), l'hypothèse H_0 d'égalité de moyennes est acceptée. Sur la base de cet intervalle de confiance, il n'y a pas de différence significative entre les moyennes sur le plan statistique. La p-valeur du test t de Student est égale à 93%. Elle est supérieure à α (5%). Cela confirme le résultat de l'intervalle de confiance à 95%.

Au regard de ces résultats, le niveau d'eau dans l'ensemble des ouvrages a baissé durant la période interannuelle (août 2018-août 2020). Cette baisse se situe dans l'intervalle de -0,14 à 0,36 m sans aucune différence significative entre les valeurs moyennes des niveaux d'eau.



F1= Biélé ; F2= Bofesso ; F3= Douélé ; F4= Fangnampleu ; F5= Gbangbégoniné Yati ; F6= Glégouin ; F7= Gongouiné 1 ; F8= Gongouiné 2 ; F9= Gontogouiné Blouno ; F10= Gotongouiné 1 ; F11= Gotongouiné 2 ; F12= Gouagonopleu ; F13= Gouélé ; F14= Gouétimba ; F15= Guiapleu ; F16= Kassiapleu ; F17= Kiélé ; F18= Mélapleu ; F19= Yapleu.

Figure 50 : Variation du niveau d'eau dans les forages du Département de Man au cours des deux campagnes (août 2018 et août 2020)

Tableau XVII : Test de t Student des échantillons (août 2018 - août 2020)

	Moy. (m)	Ecart- Type	Moy. d'erreur Standard	Intervalle de confiance de la différence à 95%		t	df	Sig. (bilatéral)
				Inf.	Sup.			
NP août 2018	8,24	2,92	0,67					
NP février 2019	8,28	2,70	0,62					
NP août 2018-NP août 2020	-0,04	0,83	0,19	-0,14	0,36	-0,22	18	0,93

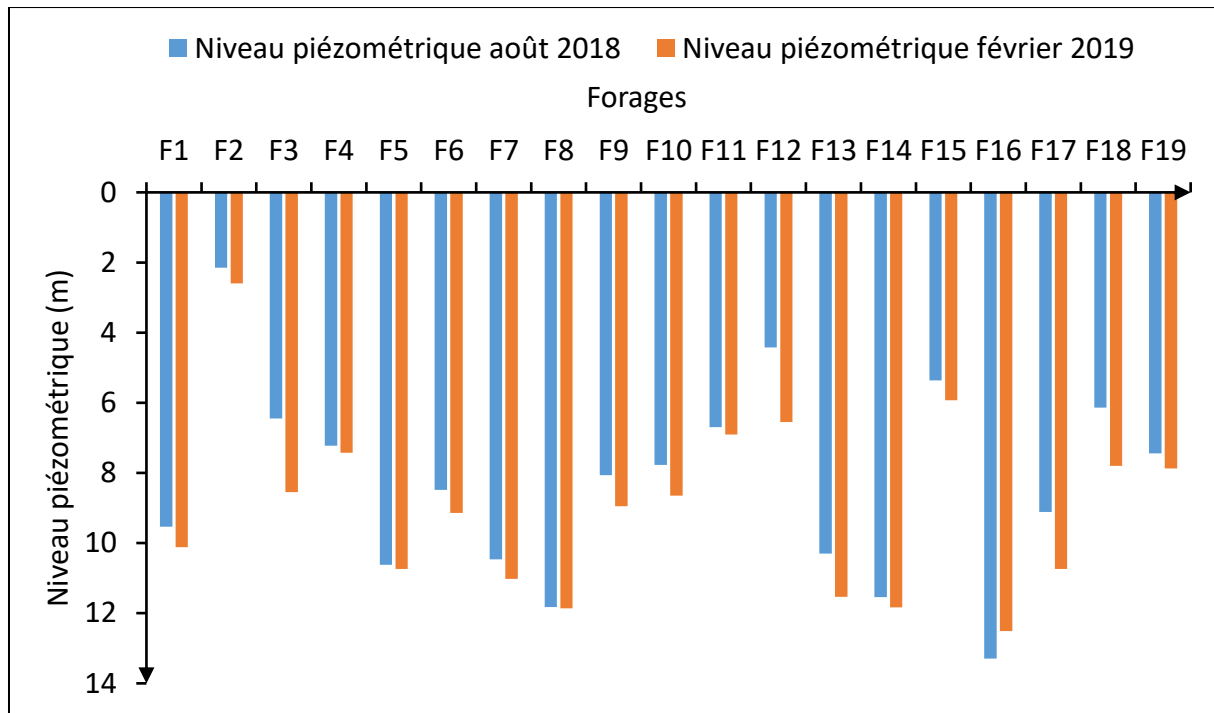
NP : Niveau piézométrique, Moy. : Moyenne, Inf. : Inférieur, t : Indice de Student, df : Degré de liberté, Sig. (bilatéral) : p-value du test t

5.3.2. Evolution saisonnière de la piézométrie en août 2018 et en février 2019

L'évolution saisonnière (août 2018 et février 2019) de la piézométrie dans la zone d'étude est illustrée par la figure 51. L'analyse de cette figure indique une variation du niveau d'eau dans les ouvrages entre août 2018 et février 2019. Une faible variation du niveau d'eau est enregistrée dans l'ensemble des ouvrages au cours des deux campagnes (août 2018 et février 2019). L'ensemble des ouvrages a enregistré des fluctuations piézométriques saisonnières négatives (Annexe 9). Cette variation négative traduit une baisse de l'eau dans la nappe de la saison humide à la période sèche. Cependant, le forage F16 (Kouitongouiné 2) enregistre une variation positive lors des mesures d'eau dans cet ouvrage. Cette variation positive traduit une remontée d'eau dans la nappe. Le résultat du test t de Student appliqué aux échantillons de mesures des niveaux d'eau des années août 2018 et février 2019 est consigné dans le tableau XVIII. Les statistiques descriptives indiquent que le niveau d'eau moyen des forages est passé de 8,25 m en août 2018 à 8,98 m en août 2020 avec une différence de -0,73 m. Mais selon le test t de Student, la vraie différence des moyennes se trouve entre les valeurs allant de -1,08 à -0,37 m. Il y a donc 95% de chance d'observer cette vraie différence dans l'intervalle de confiance. Puisque cet intervalle ne contient pas la valeur nulle (0), l'hypothèse H_0 d'égalité de moyennes est rejetée et l'hypothèse H_1 est acceptée. Sur la base de cet intervalle de confiance, il y a une différence significative entre les moyennes sur le plan statistique. La p-valeur du test t de

Student presque de 0,1% est inférieure à α (5%). Ce qui confirme le résultat de l'intervalle de confiance à 95%.

Au regard de ces résultats, le niveau d'eau dans l'ensemble des ouvrages a baissé durant la saison pluvieuse (août 2018) et la saison sèche (février 2019). Cette baisse se situe dans l'intervalle de -1,08 à -0,37 m avec une différence significative entre les valeurs moyennes des deux niveaux d'eau.



F1= Biélé, F2= Bofesso, F3= Douélé, F4= Fangnampleu, F5= Gbangbégoniné Yati, F6= Glégouin, F7= Gongouiné 2, F8= Gontogouiné Blouno, F9= Gotongouiné 2, F10= Gouagonopleu, F11= Gouélé, F12= Gouétimba, F13= Guiapleu, F14= Kassiapleu, F15= Kiélé, F16= Kouitongouiné 2, F17= Mélapleu, F18= Soapleu, F19= Yapleu.

Figure 51 : Variation du niveau d'eau dans les forages au cours des deux campagnes (février 2019 et août 2018)

Tableau XVIII : Test des échantillons appariés de t Student (août 2018 - février 2019)

	Moy. (m)	Ecar t- Type	Moy. d'erreur Standard	Intervalle de confiance de la différence à 95 %		t	df	Sig. (bilatéral)
				Inf.	Sup.			
NP août 2018	8,25	2,77	0,64					
NP février 2019	8,98	2,50	0,57					
NP août 2018-NP février 2019	-0,73	0,74	0,17	-1,08	-0,37	-4,28	18	< 0,001

NP : Niveau Piézométrique ; Moy. : Moyenne ; Inf. : Inférieur ; t : Indice de Student ; df : Degré de liberté ; Sig. (bilatéral) : p-value du test t

5.4. Discussion

Variabilité interannuelle de la pluviométrie

Les représentations graphiques et les méthodes statistiques s'accordent sur la baisse de la pluviométrie dans le Département de Man. Cette baisse pluviométrique est mise en évidence par les indices de Nicholson de 1968 à 1993 à la station synoptique de Man, de 1969 à 1992 à la station pluviométrique de Danané, de 1968-1994 à la station pluviométrique de Gbonné et de 1968 à 1999 à la station pluviométrique de Biankouma. Ces années s'intègrent dans la période des grandes sécheresses intervenues en Afrique de l'Ouest et particulièrement en Côte d'Ivoire : 1971, 1972, 1983 et 1984 (Biémi, 1992). La baisse pluviométrique à ces périodes pourrait s'expliquer par la dérégulation dans la migration saisonnière du front intertropical (FIT) vers le Nord. Ce déplacement du FIT est sous la dépendance du contraste thermique entre le continent et les océans. Selon Saley (2003), cette baisse se justifierait aussi par certaines caractéristiques singulières liées à l'influence du microclimat de montagne (effet foehn) qui se combine aux facteurs climatiques d'échelle régionale et globale pour contrôler la variabilité temporelle des pluies. Dans des travaux récents sur les variabilités climatiques (Bahin & Probst, 2017 ; Gnamba *et al.*, 2020), l'utilisation de l'indice de Nicholson a mis en évidence les périodes sèches et humides de la pluviométrie de façon plus nette. Les successions des périodes humides et sèches permettent de mettre en évidence les variabilités climatiques des séries

pluviométriques. À l'Ouest de la Côte d'Ivoire, c'est la décennie 1961-1970 qui a été identifiée par Saley (1998), Savané *et al.* (2001), Kouassi (2007) et Kouamé (2011) comme le début de la baisse pluviométrique. Cependant, le découpage des différentes périodes diffère d'une étude à l'autre au niveau des stations climatiques. En effet, au niveau de la station synoptique de Man de 1923 à 1996, Kouamé (1999) a détecté une période sèche entre 1967 et 1993. Ce même auteur en 2011 a signalé également une baisse de la pluviométrie au niveau des stations climatiques de Man et de Danané après la période 1966-1967. Au niveau des stations climatiques de Man et Danané, Savané *et al.* (2001) ont observé une période sèche respectivement en 1966-1996 et 1966-1995. Par ailleurs, la présente étude a montré une reprise de la baisse de pluviométrie de 2018 à 2023 à la station synoptique de Man, de 2019 à 2023 à la station pluviométrique de Danané et de 2008 à 2023 à la station pluviométrique de Gbonné. Cette reprise pourrait s'expliquer par une récurrence du déplacement du FIT à cette période.

Une période normale a été détectée au niveau des stations climatiques de Man (2001-2017), de Danané (1993-2012) et de Biankouma (2008-2023) alors qu'elle n'a pas été détectée au niveau de la station pluviométrique de Gbonné. Les auteurs comme Kouamé (1999), Savané *et al.* (2001) et Kouamé (2011) en ont détecté respectivement durant les périodes 1951-1966, 1950-1966 et 1956-1965 au niveau de la station synoptique de Man. L'absence de période normale au niveau de la station synoptique de Man à ces périodes indiquées par ces auteurs pourrait s'expliquer par le fait que la période dite normale n'a pas été prise en compte dans la présente étude. Cependant, la période normale a été observée au niveau de la station pluviométrique de Danané entre 1993 et 2012. Une partie de cette période (1993-1997) intègre la période normale (1990-1997) détectée par Kouamé (2011). Vu les fluctuations pluviométriques enregistrées au niveau des différentes stations climatiques, il paraît important de connaître leurs impacts sur la recharge de la nappe.

Impact de la variabilité climatique sur la recharge de la nappe

La méthode de Thornthwaite a servi à établir le bilan hydrologique sur la période 1961-2023 au niveau des stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma. A travers ce bilan, les infiltrations efficaces ont été estimées. Mais, l'intérêt s'est porté sur la station synoptique de Man. L'infiltration efficace moyenne dans ce Département a été estimée à 272,5 mm soit 42,9% des pluies moyennes reçues de 1961 à 2023. Ce résultat se trouve dans la même gamme de valeur que celle obtenue dans la région des montagnes (226,1 mm) par Lasm (2000) ainsi que par d'autres auteurs sur divers bassins versants de la Côte d'Ivoire (Kouakou, 2011 ; Mangoua, 2013 ; Yao, 2021). Les infiltrations efficaces estimées dans ces bassins représentent entre 10%

à 30% des pluies. L'infiltration efficace au niveau du Département de Man représentant 42,9% des pluies moyennes, s'intègre dans cet intervalle. Cependant, cette infiltration est faible par rapport à celles obtenues par Kouassi (2007) au niveau du bassin versant du N'Zi (compris entre 332 mm et 354 mm), par Saley (2003) en climat de montagne dans l'Ouest de la Côte d'Ivoire (I moy=375 mm) et par Dibi (2008) dans le Sud-Est, dans la région d'Aboisso (compris entre 365 mm et 470 mm). La valeur de recharge directe estimée est aussi supérieure à celle obtenue par Oularé (2015) qui varie de 0 à 80 mm/an et à la valeur maximale de 114 mm/an obtenue par Kouamé (2011) avec le modèle distribué Hydrotel. La différence au niveau des valeurs des recharges directes estimées, proviendrait de l'approche de calcul du ruissellement. En effet, Oularé (2015) a calculé le ruissellement à partir des caractéristiques physiographiques (type de sol, pente, couverture végétale, etc.). Il en est de même pour Kouamé (2011), qui a pris en compte l'influence du ruissellement dans le modèle Hydrotel. Dans cette étude, en raison du relief très accidenté de la région ouest par rapport aux autres régions, la valeur de 15% de la pluie brute a été retenue comme valeur du coefficient de ruissellement (Lasm, 2000). La répartition des épisodes de recharge exprime nettement l'exacerbation des déficits hydriques endurés dans le Département, car le second épisode (1968-1993) et le dernier épisode (2018-2023) ont été marqués par des déficits respectifs de -45,3 mm et -119,4 mm. La forte recharge de 384,2 mm (soit 24,2% des précipitations au cours de la période 1961-20123) du premier épisode (1961-1967), qui a entraîné un excédent de 105,5 mm, a certainement contribué à atténuer statistiquement les déficits de recharge. Durant cet épisode, les réserves en eau souterraine ont eu le temps de se reconstituer et ont été soumises à plusieurs contraintes notamment la diminution des précipitations qui a occasionné l'amenuisement des ressources en eau souterraine.

Les infiltrations efficaces ont été également évaluées à partir du bilan hydrologique en couplant la méthode de Thornthwaite à celle des polygones de Thiessen. Elles ont concerné la station synoptique de Man et les stations pluviométriques voisines (Danané, Biankouma, Gbonné, Facobly, Bangolo, Sipilou et Kouibly) qui ont une influence sur les sous-bassins versants de N'zo, de Kô et N'zo-Kô. L'analyse des valeurs de pluie moyenne au niveau des trois (3) sous-bassins versants montre qu'elles varient de 1 564,77 mm à 1 758,63 mm avec une moyenne de 1 665,93 mm. La plus forte valeur est enregistrée au niveau du sous-bassin de N'zo à Zoba (1 758,63 mm) soit un excédent de 92,7 mm. Ce qui correspond à une forte recharge de 457 mm/an. La plus petite valeur au niveau de Kô à Logoualé (1 564,77 mm) soit à un déficit de 101,16 mm, entraînant ainsi une petite valeur de la recharge de 191 mm/an. Quant au sous-bassin versant de Kô-N'zo, une pluie moyenne de 1 674,40 mm est enregistrée soit un faible

excédent de 8,47 mm, donnant ainsi une recharge plus ou moins remarquable de 341 mm/an. En comparant les valeurs de la recharge au niveau de chaque sous-bassin et en tenant compte de la recharge du sous-bassin versant de N'zo dont la pluviométrie moyenne est élevée, la recharge du sous-bassin du Kô et celle du sous-bassin de Kô-N'zo ont subi respectivement une réduction de 58,2% et de 25,4%. A la lumière de ce qui précède, la baisse de la pluviométrie influence la recharge des eaux souterraines alors qu'une augmentation de la pluviométrie est susceptible d'entraîner une forte recharge dans ces aquifères. La corrélation entre les pluviométries et les recharges dans les différentes périodes (excédentaire et déficitaire) a été mise en évidence par Assémian *et al.* (2018) dans les eaux souterraines du socle de Dimbokro. Ces auteurs ont observé une forte corrélation entre les pluviométries annuelles et les recharges en période humide (202 mm/an) avec un coefficient de corrélation égal à 0,97 et une corrélation plus ou moins acceptable en période sèche (141 mm/an) avec un coefficient de corrélation égal à 0,77. La faible corrélation en période déficitaire montre que les alternances de faibles pluviométries successives, ne favorisent pas d'importantes infiltrations de l'eau dans l'aquifère (Assémian *et al.*, 2018).

Dynamique temporelle des niveaux d'eau souterraine des aquifères fracturés

Une variation du niveau d'eau de la nappe est constatée dans l'ensemble des forages durant la période (août 2018 et août 2020) et des saisons (août 2018 et février 2019). Cette variation montre la complexité du fonctionnement hydrodynamique de la nappe des aquifères fracturés du Département du Man. Elle pourrait s'expliquer par l'influence des pluviométries, la nature et l'épaisseur des altérations ainsi que la position géomorphologique liée à la profondeur de cette nappe. Ce constat a été fait par Grillot (1992) qui a signalé que les niveaux piézométriques sont dépendants des apports pluviométriques. Les travaux de cet auteur portant sur le régime des eaux souterraines en milieu cristallin altéré à Madagascar confirment l'influence des précipitations sur les variations piézométriques. En effet, selon ce même auteur, une réponse rapide des nappes des altérites est notée au signal pluie (10 jours) pour des précipitations cumulées de 100 mm. Elle pourrait aussi être due aux apports souterrains soit d'une autre nappe souterraine, soit d'un cours d'eau de surface. De plus, les faibles variations positives du niveau d'eau ont été enregistrées dans les différents ouvrages échantillonnés. Ces faibles valeurs pourraient traduire de faibles remontées des niveaux d'eau et montrer que la réaction des nappes n'est pas immédiate après la saison des pluies. Ce résultat est en accord avec les travaux de Soro (2014) dans le bassin versant du Haut Bandama à Tortiya ainsi que ceux de Kouadio (2022) dans le bassin versant de Lobo à Nibéhibé.

Aux périodes (août 2018 et août 2020), le niveau d'eau moyen dans les forages est passé de - 8,24 m dans le mois d'août 2018 à - 8,28 m dans le mois d'août 2020 soit une baisse comprise entre 0,14 et 0,36 m. Cette baisse pourrait être due au niveau statique des forages qui semble être influencé par le temps (années). Ce résultat est similaire à celui obtenu par Kouakou *et al.* (2014) dans le bassin versant du Bandama blanc. Cet auteur a révélé que le niveau statique moyen de l'eau dans 30 forages de ce bassin est passé de 8,89 m en 1994 à 9,29 m en 2009, soit une diminution d'environ 0,4 m en 15 années.

Quant aux périodes des saisons (février 2019 et août 2020), le niveau d'eau dans les ouvrages est passé de 8,25 m dans le mois d'août 2018 à 8,98 m en février 2019, soit une baisse comprise entre 0,37 et 1,08 m. Cette diminution du niveau d'eau pourrait être liée non seulement à la baisse de la pluviométrie mais à la variation du cumul pluviométrique annuel. Selon Hung & Broder (2019), la pluviométrie est la principale source de recharge directe des eaux souterraines qui pourrait avoir un impact sur celle-ci. En effet, elle est passée de 1 512,2 mm en 2018 à 1 393,8 mm en 2019, soit une baisse de 118,4 mm. Cette baisse pourrait avoir un impact considérable sur la recharge directe des eaux souterraines.

La variation des précipitations influence le niveau d'eau dans l'aquifère. Une diminution peut être liée à la baisse de la pluviométrie. Par conséquent, une longue période de déficit pluviométrique pourrait jouer un rôle important dans l'abaissement du niveau statique de l'eau dans le département.

Conclusion partielle

Les analyses de la variabilité des précipitations de 1961 à 2023 ont mis en évidence une période humide, une période sèche et une période normale au niveau des stations climatiques de Man, Gbonné, Danané et Biankouma. Une baisse de la pluviométrie est enregistrée au niveau de toutes ces stations climatiques. Les infiltrations efficaces estimées au niveau de chaque station climatique sont plus élevées en période humide qu'en période sèche. Le test de Mann-Kendall a montré que la pluviométrie n'a connu aucune tendance au niveau de ces stations alors que la température a connu une hausse. Le couplage de la méthode des polygones de Thiessen et celle de Thonothwaite appliqué aux sous-bassins versants du N'zo à Zoba, du Kô à Logoualé et du N'zo-Kô de 1980 à 2000 a permis de déterminer les recharges directes au niveau de chaque sous-bassin qui varient de 191 à 457 mm. L'analyse de l'évolution des périodes (août 2018-août 2020 et août 2018-février 2019) des niveaux d'eau de l'aquifère fracturé du Département de Man a montré une diminution du niveau de la nappe.

Chapitre 6 : Caractéristiques hydrogéochimiques des ressources en eaux souterraines

Cette étude hydrogéochimique est consacrée à l'exploitation des résultats des analyses physico-chimiques, chimiques et de quelques métaux en début de saison humide et en saison sèche de l'année 2019. D'abord, les principaux types de faciès chimiques ont été déterminés. Ensuite, la variation spatiale des différents types d'eaux, l'origine et le processus de la minéralisation des eaux souterraines puis l'âge relatif des eaux souterraines pendant ces deux périodes ont été mis évidence à partir d'une approche statistique multivariée (CHA et ACP). Enfin, la qualité des eaux souterraines a été mis en exergue à l'aide de la méthode de la logique floue puis le lien a été établi entre cette qualité et les variables climatiques qui sont la précipitation, la température et la recharge.

6.1. Variation saisonnière de la qualité physico-chimique et chimiques des eaux souterraines

6.1.1. Validité des mesures

Les résultats de la balance ionique des analyses chimiques des eaux souterraines du Département de Man en 2019 sont consignés dans le tableau de l'annexe 11. La balance ionique est calculée à partir des teneurs en ions majeurs dosés. En effet, la majeure partie des échantillons d'eaux présentent tantôt une nette dominance des anions par rapport aux cations, tantôt l'inverse.

6.1.2. Caractéristiques physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines du Département de Man

6.1.2.1. Analyse des paramètres physico-chimiques et chimiques des eaux

L'ensemble des données de paramètres physico-chimiques et chimiques des eaux souterraines du Département de Man en saison sèche comme en début de saison humide est classé en deux catégories pour une analyse objective des moyennes. Ces catégories sont en outre les valeurs faibles et les valeurs élevées. Les résultats des statistiques élémentaires de ces paramètres sont consignés dans le tableau XIX ci-dessous.

Tableau XIX : Statistiques élémentaires des paramètres physico- chimiques et chimiques des eaux souterraines

Paramètres	V	Saison						Directives OMS (2017)
		Sèche			Humide (début)			
		Min	Max	Moy ±σ	Min	Max	Moy ±σ	
T°(C)	F	23,7	26,9	25,94 ± 1,07	23,9	26,7	25,54 ± 1,29	25
	E	27,2	31,3	28,36 ± 1,32	27,2	33,6	28,88 ± 1,67	
Turbidité (NTU)	F	0,32	0,73	0,46 ± 0,14	0,49	1,08	0,78 ± 0,17	<5
	E	0,8	2,81	1,33 ± 0,71	1,21	4,38	2,14 ± 1,40	
CE (µS/cm)	F	113,8	266	157,7 ± 45,4	83,4	281	160,39 ± 65,77	400
	E	234	391	304,5 ± 60,52	300	376	335,6 ± 34,58	
pH	F	5,58	6,93	6,4 ± 0,40	5,25	6,33	5,95 ± 0,34	6,5-8,5
	E	7,01	7,74	7,25 ± 0,27	6,4	7,11	6,59 ± 0,26	
Eh (mV)	F	-28,5	7,6	-6,49 ± 12,74	1	48,2	31,23 ± 14,11	-
	E	20,8	72,7	39,97 ± 16,37	59,1	100,6	75,92 ± 15,14	
O ₂ dissous (mg/L)	F	2,3	3,9	3,32 ± 0,53	2,9	4,7	4,1 ± 0,57	5
	E	4	5,6	4,88 ± 0,56	5,1	6,5	5,36 ± 4,94	
Ca ²⁺ (mg/L)	F	13	41	25,08 ± 9,31	1,44	4,54	3,89 ± 1,37	100
	E	68	129	94 ± 23,63	8,11	49,63	17,66 ± 9,84	
Mg ²⁺ (mg/L)	F	8	29	18,07 ± 6,73	1,53	9,49	4,92 ± 2,45	50
	E	32	80	50,83 ± 17,32	11,64	70,74	27,04 ± 24,69	
Na ⁺ (mg/L)	F	3,49	10,2	6,55 ± 2,13	1,03	5,68	3,81 ± 1,41	-
	E	11,02	17,23	12,93 ± 2,73	6,3	7,48	6,66 ± 0,43	
K ⁺ (mg/L)	F	1,1	3,1	2,29 ± 0,71	0,3	3	1,83 ± 0,88	-
	E	3,5	18,9	7,28 ± 5,85	3,2	8,9	4,77 ± 1,97	
Cl ⁻ (mg/L)	F	-	0,01	0,01 ± 0	0,01	0,9	0,28 ± 0,27	-
	E	0,35	4,35	1,61 ± 1,35	1,1	7,3	3,38 ± 2,32	
SO ₄ ²⁻ (mg/L)	F	-	2	2 ± 0	1	2	1,62 ± 0,5	-
	E	5	15	9,25 ± 4,19	3	9	6 ± 3	
HCO ₃ ⁻ (mg/L)	F	6,4	52,2	25,88 ± 14,25	3,4	17,4	12,66 ± 5,7	65-160
	E	69,2	132,9	94,57 ± 27,47	25,2	139,2	61,15 ± 33,61	
NO ₃ ⁻ (mg/L)	F	2,5	13,6	8,27 ± 3,40	0,3	1,8	1,13 ± 0,53	50
	E	16,2	41,3	23,1 ± 10,45	2,5	17,9	6,01 ± 5,39	
NO ₂ ⁻ (mg/L)	F	0,002	0,007	0,002 ± 0	-	-	0,002 ± 0	3
	E	0,01	0,02	0,011 ± 0	0,01	0,08	0,023 ± 0,022	
NH ₄ ⁺ (mg/L)	F	-	0,02	0,02 ± 0	-	0,02	0,02 ± 0	-
	E	-	0,03	0,03	-	0,03	0,03	
PO ₄ ³⁻ (mg/L)	F	0,19	0,53	0,42 ± 0,10	0,29	1,08	0,59 ± 0,23	0,2
	E	0,59	3,5	1,45 ± 1,21	1,18	4,2	2,37 ± 1,12	
Cu ²⁺ (mg/L)	F	-	0,04	0,04 ± 0	0,01	0,03	0,024 ± 0,008	0,05
	E	0,05	0,11	0,07 ± 0,028	0,04	0,08	0,049 ± 0,014	
Fe ²⁺ (mg/L)	F	0,02	0,19	0,09 ± 0,06	0,01	0,08	0,03 ± 0,02	-
	E	0,31	4,49	1,32 ± 1,78	0,12	0,49	0,23 ± 0,15	
Al ³⁺ (mg/L)	F	0,005	0,008	0,007 ± 0	-	0,008	0,008 ± 0	3
	E	0,009	0,06	0,03 ± 0,02	0,01	0,06	0,02 ± 0,01	

V : valeurs ; E : valeur élevée ; F : valeur faible ; Min : minimal ; Max : maximal ; Moy : moyenne ; σ : écart-type ; Eh : potentiel rédox ; CE : Conductivité Electrique

✓ **Paramètres physico-chimiques des eaux souterraines**

• **Température (°C)**

Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des températures qui varient de 23,70 à 26,9°C avec une moyenne de $25,94 \pm 1,07^{\circ}\text{C}$ en saison sèche et de 23,9 à 26,7°C avec une valeur moyenne de $25,54 \pm 1,29^{\circ}\text{C}$ en début de la saison humide. Le forage F3 a enregistré la petite valeur et le forages F11 la grande valeur en saison sèche. Le forage F10 a enregistré la petite valeur et celui (F8) la grande valeur en début de la saison humide. Dans le cas des valeurs élevées, ces eaux ont des températures qui oscillent entre 27,2°C et 31,3°C avec une moyenne de $28,36 \pm 1,32^{\circ}\text{C}$ en saison sèche et de 27,2°C à 33,6°C avec une moyenne de $28,88 \pm 1,67^{\circ}\text{C}$ en début de la saison humide. Le forage F9 a enregistré la petite valeur et celui (F18) la grande valeur en saison sèche. Le forage F18 a enregistré la petite valeur et celui (F3) la grande valeur en début de la saison humide. Les températures moyennes dans le cas des valeurs faibles comme élevées en saison sèche et en début de la saison humide sont supérieures à celle des directives de l'OMS (25°C).

• **Turbidité**

Concernant les valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des valeurs de turbidité qui tournent autour de 0,32 à 0,73 NTU avec une moyenne de $0,46 \pm 0,14$ NTU en saison sèche et de 0,49 à 1,08 NTU avec une moyenne de $0,78 \pm 0,17$ NTU en début de la saison humide. Le forage F17 a enregistré la petite valeur et celui (F6) la grande valeur en saison sèche. Le forage F1 a enregistré la petite valeur et celui (F2) la grande valeur en début de la saison humide. Pour ce qui est des valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de turbidité qui oscillent entre 0,8 et 2,81 NTU avec une moyenne de $1,33 \pm 0,71$ NTU en saison sèche et de 1,21 à 4,38 NTU avec une moyenne de $2,14 \pm 1,4$ NTU en début de la saison humide. Le forage F9 a enregistré la petite valeur et celui (F8) la grande valeur en saison sèche. Le forage F12 a enregistré la petite valeur et celui (F8) la grande valeur en début de la saison humide. Toutes les valeurs de turbidité de tous les forages aussi bien en saison sèche qu'en début de la saison humide respectent celle de la turbidité des directives de l'OMS (5 NTU).

• **Conductivité électrique (CE)**

En ce qui concerne les valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des valeurs de conductivité électrique qui oscillent entre 113,8 et 266 $\mu\text{S/cm}$ avec une moyenne de $157,7 \pm 45,4$ $\mu\text{S/cm}$ en saison sèche et de 83,4 à 281 $\mu\text{S/cm}$ avec une valeur moyenne de $160,39 \pm 65,77$ $\mu\text{S/cm}$ en début de la saison humide. Le forage F15 a enregistré la petite valeur et celui (F9) la

grande valeur en saison sèche. Le forage F1 a enregistré la petite valeur et celui (F3) la grande valeur en début de la saison humide. Pour ce qui est des valeurs élevées, ces eaux ont des températures qui tournent autour de 234 à 391 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec une moyenne de $304,5 \pm 60,52$ $\mu\text{S}/\text{cm}$ en saison sèche et de 300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ à 376 $\mu\text{S}/\text{cm}$ avec une moyenne de $335,6 \pm 34,58$ $\mu\text{S}/\text{cm}$ en début de la saison humide. Le forage F2 a enregistré la petite valeur et celui (F7) la grande valeur en saison sèche. Le forage F16 a enregistré la petite valeur et celui (F7) la grande valeur en début de la saison humide. Toutes les valeurs de conductivité électrique de tous les forages aussi bien en saison sèche qu'en début de la saison humide respectent celle de la conductivité électrique des directives de l'OMS (400 $\mu\text{S}/\text{cm}$).

- **pH**

Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des valeurs de pH qui varient de 5,58 à 6,93 avec une moyenne de $6,4 \pm 0,4$ en saison sèche et de 5,25 à 6,33 avec une valeur moyenne de $5,95 \pm 0,34$ en début de la saison humide. Le forage F5 a enregistré la petite valeur et celui (F17) la grande valeur en saison sèche. Le forage F5 a enregistré la petite valeur et celui (F8) la grande valeur en début de la saison humide. Dans le cas des valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de pH qui oscillent entre 7,01 et 7,74 avec une moyenne de $7,25 \pm 0,27$ en saison sèche et de 6,4 à 7,11 avec une moyenne de $6,59 \pm 0,26$ en début de la saison humide. Le forage F3 a enregistré la petite valeur et celui (F3) la grande valeur en saison sèche. Le forage F13 a enregistré la petite valeur et celui (F15) la grande valeur en début de la saison humide.

- **Potentiel redox (Eh)**

Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des valeurs de potentiel redox qui varient de -28,5 à 7,6 mV avec une moyenne de $-6,49 \pm 12,74$ mV en saison sèche et de 1 à 48,2 mV avec une valeur moyenne de $31,23 \pm 14,11$ mV en début de la saison humide. Le forage F14 a enregistré la petite valeur et celui (F15) la grande valeur en saison sèche. Le forage F15 a enregistré la petite valeur et celui (F11) la grande valeur en début de la saison humide. Dans le cas des valeurs élevées, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des valeurs du potentiel redox qui oscillent entre 20,8 et 72,7 mV avec une moyenne de $39,97 \pm 16,37$ mV en saison sèche et de 59,1 à 100,6 mV avec une moyenne de $75,92 \pm 15,14$ mV en début de la saison humide. Le forage F12 a enregistré la petite valeur et celui (F5) la grande valeur en saison sèche. Le forage F1 a enregistré la petite valeur et celui (F5) la grande valeur en début de la saison humide.

- **O₂ dissous**

Concernant les valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des valeurs d'oxygène dissous qui tournent autour de 2,3 à 3,9 mg/L avec une moyenne de $3,32 \pm 0,53$ mg/L en saison sèche et de 2,9 à 4,7 mg/L avec une valeur moyenne de $4,1 \pm 0,57$ mg/L en début de la saison humide. Le forage F11 a enregistré la petite valeur et celui (F8) la grande valeur en saison sèche. Le forage F4 a enregistré la petite valeur et celui (F8) la grande valeur en début de la saison humide. Pour ce qui est des valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs d'oxygène dissous qui varient de 4 à 5,6 mg/L avec une moyenne de $4,88 \pm 0,56$ mg/L en saison sèche et de 5,1 à 6,5 mg/L avec une valeur moyenne de $5,36 \pm 4,94$ mg/L en début de la saison humide. Le forage F14 a enregistré la petite valeur et celui (F2) la grande valeur en saison sèche. Le forage F12 a enregistré la petite valeur et celui (F19) la grande valeur en début de la saison humide. Les forages échantillonnés F2, F4 et F9 en saison sèche et F3, F5, F11, F12, F13, F15, F16, F17, F18 et F19 en début de la saison humide ont des teneurs en oxygène dissous au-dessus de celle des directives de l'OMS (5 mg/L).

- ✓ **Paramètres chimiques des eaux souterraines**

- **Cations majeurs**

Le premier paramètre chimique à aborder est l'ion calcium (Ca^{2+}). Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en calcium qui varient de 17 à 41 mg/L avec une moyenne de $25,08 \pm 9,31$ mg/L en saison sèche et de 1,44 à 4,54 mg/L avec une valeur moyenne de $3,89 \pm 1,37$ mg/L en début de la saison humide. Quant aux valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de calcium qui tournent autour de 68 à 129 mg/L avec une moyenne de $94 \pm 23,63$ mg/L en saison sèche et de 8,11 à 49,63 mg/L avec une valeur moyenne de $17,66 \pm 9,84$ mg/L en début de la saison humide. Tous les points d'eau présentent des concentrations inférieures à la valeur des directives de l'OMS en calcium (100 mg/L) en début de la saison humide alors qu'en saison sèche, les forages F7 (129 mg/L), F14 (112 mg/L) et F17 (112 mg/L) ont des valeurs supérieures aux directives de l'OMS (100 mg/L).

Le second paramètre chimique est le magnésium (Mg^{2+}). Les eaux souterraines de la zone d'étude, dans le cas des valeurs faibles, ont des teneurs en magnésium qui oscillent entre 8 et 29 mg/L avec une moyenne de $18,07 \pm 6,73$ mg/L en saison sèche et entre 1,53 et 9,49 mg/L avec une valeur moyenne de $4,92 \pm 2,45$ mg/L en début de la saison humide. En ce qui concerne les valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de magnésium qui varient de 12 à 80 mg/L avec

une moyenne de $50,83 \pm 17,32$ mg/L en saison sèche et de 11,64 à 70,74 mg/L avec une valeur moyenne de $27,04 \pm 24,69$ mg/L en début de la saison humide. L'ensemble des forages échantillonnés respecte la valeur de magnésium des directives de l'OMS (50 mg/L) excepté le forage F3 (80 mg/L) en saison sèche et le forage F1 (70,74 mg/L) en début de la saison humide qui ont des teneurs en magnésium au-dessus de ces directives.

Le troisième paramètre est l'ion sodium (Na^+). Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en sodium qui oscillent entre 3,49 et 10,2 mg/L avec une moyenne de $6,55 \pm 2,13$ mg/L en saison sèche et entre 1,03 et 5,68 mg/L avec une valeur moyenne de $3,81 \pm 1,41$ mg/L en début de la saison humide. Concernant les valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de sodium qui varient de 11,02 à 17,23 mg/L avec une moyenne de $12,93 \pm 2,73$ mg/L en saison sèche et de 6,3 à 7,48 mg/L avec une valeur moyenne de $6,67 \pm 0,43$ mg/L en début de la saison humide.

Le dernier paramètre des cations majeurs à aborder est l'ion potassium (K^+). En ce qui concerne les valeurs faibles, les eaux souterraines du Département de Man ont des teneurs en potassium qui oscillent entre 1,1 et 3,1 mg/L avec une moyenne de $2,29 \pm 0,71$ mg/L en saison sèche et entre 0,3 et 3 mg/L avec une valeur moyenne de $1,83 \pm 0,88$ mg/L en début de la saison humide. Dans le cas des valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de potassium qui varient de 3,5 à 18,9 mg/L avec une moyenne de $7,28 \pm 5,85$ mg/L en saison sèche et de 3,2 à 8,9 mg/L avec une valeur moyenne de $4,77 \pm 1,97$ mg/L en début de la saison humide.

La variation temporelle des cations majeurs en saison sèche et en début de la saison humide de l'année 2019 est donnée par la figure 52. Cette figure montre que les cations majeurs en saison sèche sont abondants dans les eaux souterraines suivant l'ordre décroissant suivant :

$\text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$. Par contre en début de la saison humide, ces cations sont abondants dans ces eaux suivant l'ordre décroissant suivant : $\text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ > \text{K}^+$.

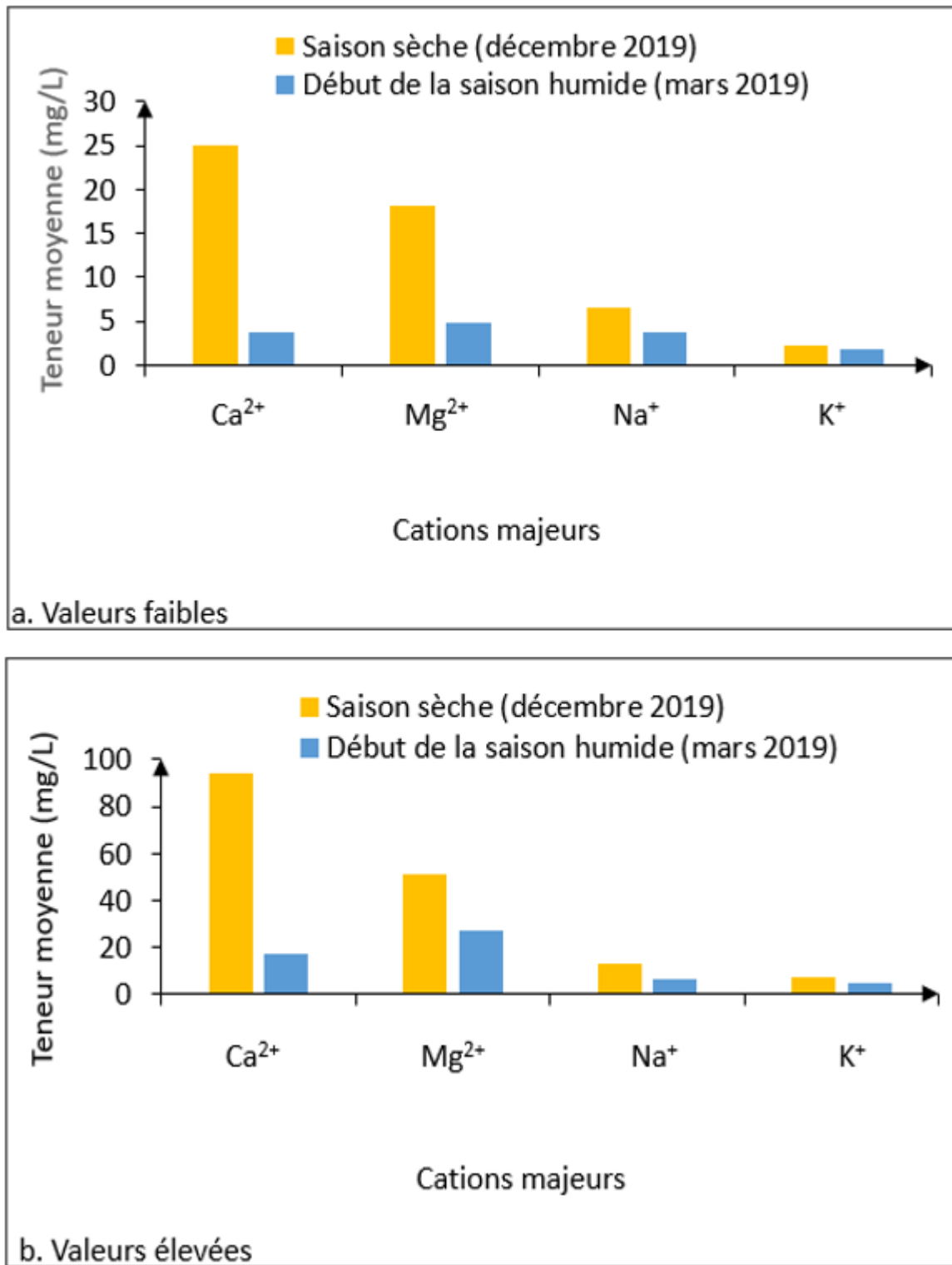


Figure 52 : Variation temporelle des cations majeurs des valeurs faibles et élevées des eaux souterraines du Département de Man en saison sèche et en début de la saison humide

- **Anions majeurs**

Le premier paramètre chimique à aborder est l'ion chlorure (Cl^-). Concernant les valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en chlorure de 0,01 mg/L avec une moyenne de $0,01 \pm 0$ mg/L en saison sèche et de 0,01 à 0,9 mg/L avec une valeur moyenne de $0,28 \pm 0,27$ mg/L en début de saison humide. Dans le cas des valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de chlorure qui varient de 0,35 à 4,35 mg/L avec une moyenne de $1,61 \pm 1,35$ mg/L en saison sèche et de 1,1 à 7,3 mg/L avec une valeur moyenne de $3,38 \pm 2,32$ mg/L en début de saison humide.

Quant au deuxième paramètre chimique, il s'agit de l'ion bicarbonate (HCO_3^-). En ce qui concerne les valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en bicarbonate qui oscillent entre 6,4 et 52,2 mg/L avec une moyenne de $25,88 \pm 14,25$ mg/L en saison sèche et entre 3,4 et 17,4 mg/L avec une valeur moyenne de $12,66 \pm 5,7$ mg/L en début de saison humide. Pour les valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de bicarbonate qui varient de 69,2 à 132,9 mg/L avec une moyenne de $94,57 \pm 27,47$ mg/L en saison sèche et de 25,2 à 139,2 mg/L avec une valeur moyenne de $61,15 \pm 33,61$ mg/L en début de saison humide.

Le dernier paramètre chimique à aborder est l'ion sulfate (SO_4^{2-}). Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en sulfate de 2 mg/L avec une moyenne de 2 ± 0 mg/L en saison sèche et de 1 à 2 mg/L avec une valeur moyenne de $1,62 \pm 0,5$ mg/L en début de saison humide. Concernant les valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de sulfate qui varient de 5 à 15 mg/L avec une moyenne de $9,25 \pm 4,19$ mg/L en saison sèche et de 3 à 9 mg/L avec une valeur moyenne de 6 ± 3 mg/L en début de saison humide.

La variation temporelle des anions majeurs aussi bien en saison sèche qu'en début de saison humide de l'année 2019 est donnée par la figure 53. Cette figure montre que les anions majeurs en saison sèche comme en début de la saison humide sont abondants dans les eaux souterraines suivant l'ordre décroissant suivant : $\text{HCO}_3^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^-$.

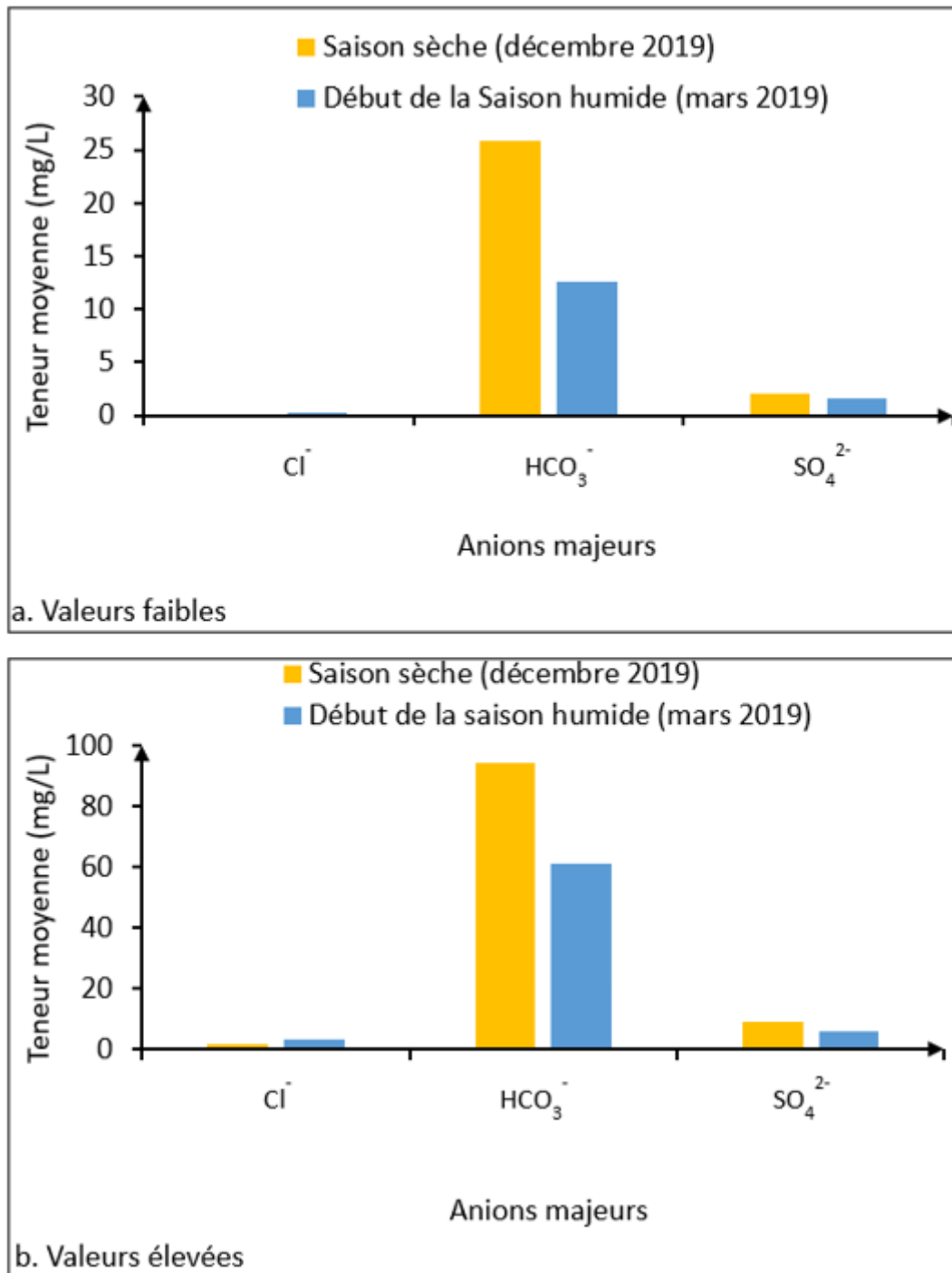


Figure 53 : Variation temporelle des anions majeurs des valeurs faibles et élevées des eaux souterraines du Département de Man en saison sèche et en début de la saison humide

- **Sels nutritifs**

Le premier paramètre chimique à aborder est l'ion nitrate (NO_3^-). Pour ce qui est des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en nitrate qui varient de 2,5 à 13,6 mg/L avec une moyenne de $8,27 \pm 3,4$ mg/L en saison sèche et de 0,3 à 1,8 mg/L avec une valeur moyenne de $1,13 \pm 0,53$ mg/L en début de la saison humide. Concernant les valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de nitrate qui tournent autour de 16,2 à 41,3 mg/L avec une moyenne de $23,1 \pm 10,45$ mg/L en saison sèche et de 2,5 à 17,9 mg/L avec une valeur moyenne de $6,01 \pm 5,39$ mg/L en début de la saison humide. Tous les forages échantillonnés respectent la valeur de nitrate des directives de l'OMS (50 mg/L).

Le second paramètre chimique est l'ion nitrite (NO_2^-). Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en nitrite qui oscillent entre de 0,002 et 0,007 mg/L avec une moyenne de $0,002 \pm 0$ mg/L en saison sèche et avec une valeur moyenne de $0,002 \pm 0$ mg/L en début de la saison humide. En ce qui concerne les valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de nitrite qui tournent autour de 0,01 à 0,02 mg/L avec une moyenne de $0,011 \pm 0$ mg/L en saison sèche et de 0,01 à 0,08 mg/L avec une valeur moyenne de $0,023 \pm 0,022$ mg/L en début de la saison humide. Tous les forages échantillonnés respectent la valeur de nitrite des directives de l'OMS (3 mg/L).

Le troisième paramètre chimique est l'ion ammonium (NH_4^+). Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en ammonium qui tournent autour de 0,02 mg/L avec une moyenne de $0,02 \pm 0$ mg/L en saison sèche et en début de la saison humide. Pour ce qui est des valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs d'ammonium de 0,03 mg/L avec une moyenne de 0,03 mg/L en saison sèche et en début de la saison humide.

Le dernier paramètre chimique est l'ion phosphate (PO_4^{3-}). En ce qui concerne les valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en phosphate qui varient de 0,19 à 0,53 mg/L avec une moyenne de $0,42 \pm 0,10$ mg/L en saison sèche et de 0,29 à 1,08 mg/L avec une moyenne de $0,59 \pm 0,23$ mg/L en début de la saison humide. Dans le cas des valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de phosphate qui varient de 0,59 à 3,5 mg/L avec une moyenne de $1,45 \pm 1,21$ mg/L en saison sèche et de 1,18 à 4,2 mg/L avec une moyenne de $2,37 \pm 1,12$ mg/L en début de la saison humide. L'ensemble des forages échantillonnés ont des valeurs supérieures à celle des directives de l'OMS en phosphate (0,2 mg/L).

La variation temporelle des sels nutritifs en saison sèche et en début de la saison humide de l'année 2019 est donnée par la figure 54. Cette figure montre que ces sels sont abondants dans les eaux souterraines aussi bien en saison sèche qu'en saison pluvieuse suivant l'ordre décroissant suivant : $\text{NO}_3^- > \text{PO}_4^{3-}$.

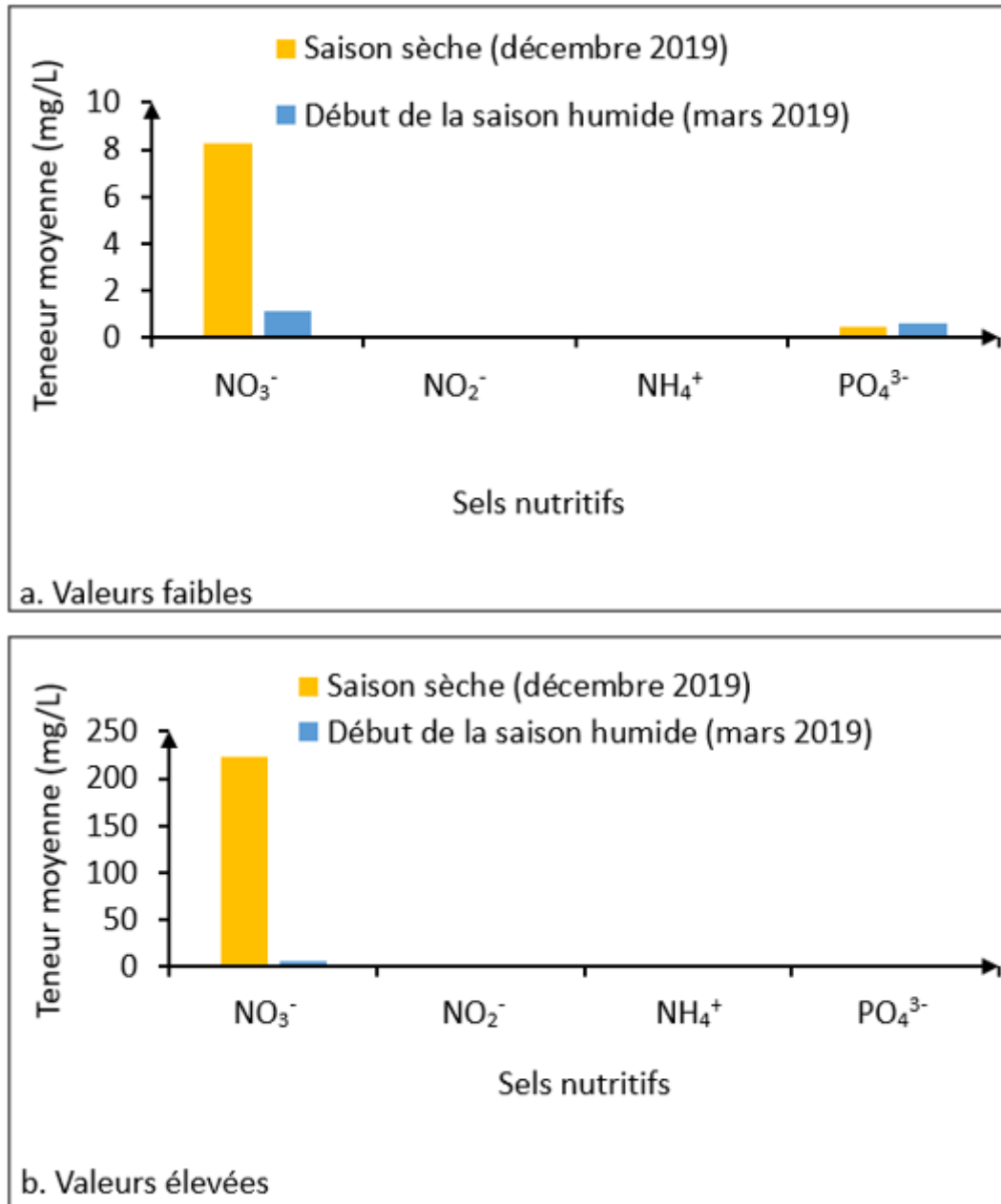


Figure 54 : Variation temporelle des sels nutritifs des valeurs faibles et élevées des souterraines du Département de Man en saison sèche et en début de la saison humide

- **Eléments traces métalliques**

Le premier paramètre chimique est l'ion cuivre (Cu^{2+}). En ce qui concerne les valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en cuivre de 0,04 mg/L avec une moyenne de $0,04 \pm 0$ mg/L en saison sèche. Ces teneurs varient de 0,01 à 0,03 mg/L avec une moyenne de $0,024 \pm 0,008$ mg/L en début de la saison humide. Pour ce qui est des valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de cuivre qui varient de 0,05 à 0,11 mg/L avec une moyenne de $0,07 \pm 0,028$ mg/L en saison sèche et de 0,04 à 0,08 mg/L avec une moyenne de $0,049 \pm 0,014$ mg/L en début de la saison humide. Tous les forages échantillonnés respectent la valeur de cuivre des directives de l'OMS (0,05 mg/L).

Le deuxième paramètre à aborder est l'ion ferreux (Fe^{2+}). Dans le cas des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en fer qui oscillent entre 0,02 et 0,19 mg/L avec une moyenne de $0,09 \pm 0,06$ mg/L en saison sèche et entre 0,01 et 0,08 mg/L avec une moyenne de $0,03 \pm 0,02$ mg/L en début de la saison humide. Concernant les valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs de fer qui tournent autour de 0,31 à 4,49 mg/L avec une moyenne de $1,32 \pm 1,78$ mg/L en saison sèche et de 0,12 à 0,49 mg/L avec une moyenne de $0,23 \pm 0,15$ mg/L en début de la saison humide. Les teneurs en fer sont très importantes dans les eaux des forages F4 (0,42 mg/L) et F7 (0,49 mg/L) en début de la saison humide. Les forages F5, F7 et F11 ont respectivement des teneurs en fer de 4,49 mg/L, 0,74 mg/L et 0,74 mg/L en saison sèche.

Le troisième paramètre concerne l'ion aluminium (Al^{3+}). Pour ce qui est des valeurs faibles, les eaux souterraines de la zone d'étude ont des teneurs en aluminium qui varient de 0,005 à 0,008 mg/L avec une moyenne de $0,007 \pm 0$ mg/L en saison sèche et de la valeur moyenne de $0,008 \pm 0$ mg/L en début de la saison humide. Concernant les valeurs élevées, ces eaux ont des valeurs d'aluminium qui oscillent entre 0,009 et 0,06 mg/L avec une moyenne de $0,03 \pm 0,02$ mg/L en saison sèche et entre 0,01 et 0,06 mg/L avec une moyenne de $0,02 \pm 0,01$ mg/L en début de la saison humide. Tous des forages échantillonnés respectent la valeur de cuivre des directives de l'OMS (0,05 mg/L)

La variation temporelle des éléments traces métalliques en saison sèche comme en début de la saison humide est donnée par la figure 55. Cette figure montre que les anions majeurs aussi bien en saison sèche qu'en début de la saison humide sont abondants dans les eaux souterraines suivant l'ordre décroissant suivant : $\text{Fe}^{2+} > \text{Cu}^{2+} > \text{Al}^{3+}$.

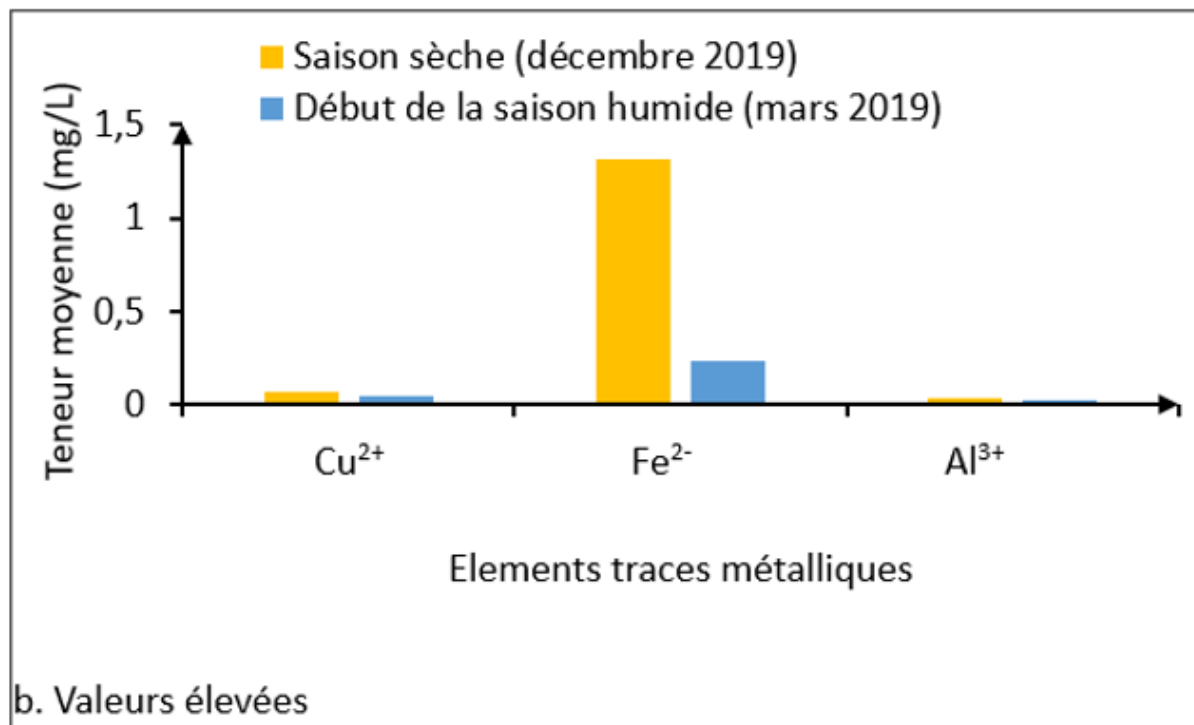
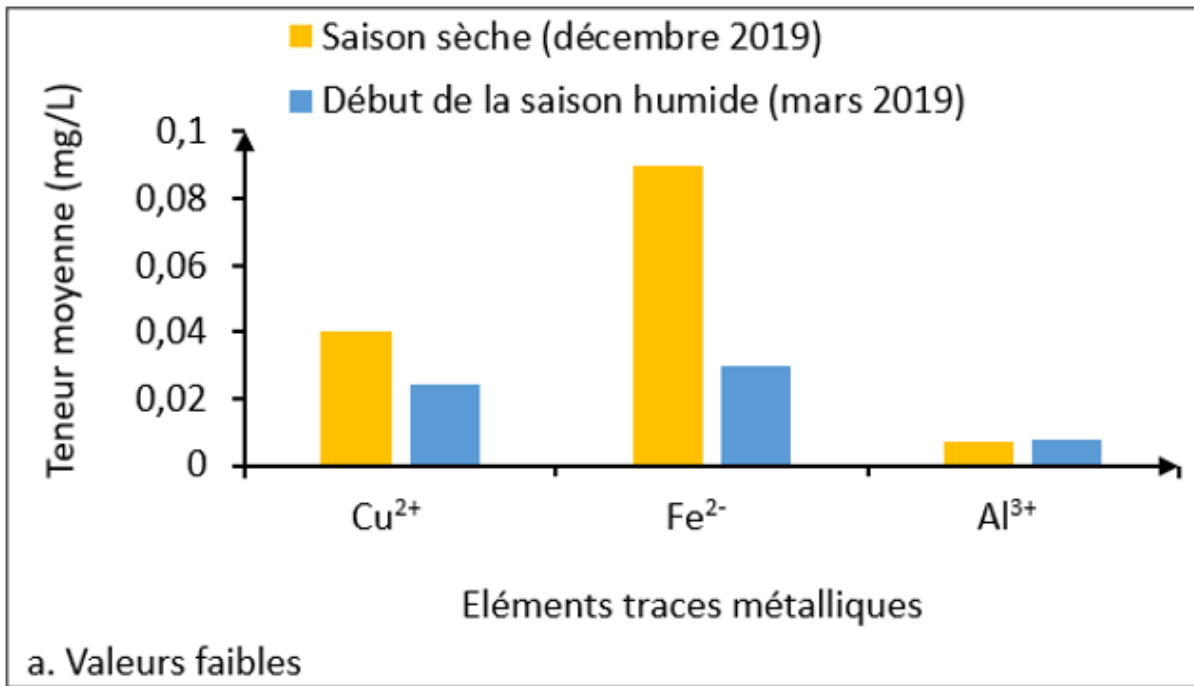


Figure 55 : Variation temporelle des éléments traces métalliques des valeurs faibles et élevées des eaux souterraines du Département de Man en saison sèche et en début de la saison pluvieuse

6.1.2.2. Faciès chimiques des eaux souterraines du Département de Man

L'analyse du diagramme de Piper révèle que les eaux souterraines de la zone d'étude présentent deux faciès chimiques pour la saison sèche et trois faciès pour la saison pluvieuse (Figure 56). En saison sèche (Figure 56a), on a un faciès bicarbonaté calcique et magnésien représentant 84,21% des eaux analysées. Il se compose de seize (16) forages : F1, F2, F3, F4, F6, F7, F8, F10, F11, F13, F14, F15, F16, F17, F18 et F19 (tableau I). A côté de ce faciès, on note un faciès chloruré calcique et magnésien avec 15,79% composé de trois (3) forages : F5, F9 et F12. En saison pluvieuse (Figure 56b), on rencontre le faciès bicarbonaté calcique et magnésien représentant 84,21% des eaux analysées et composé de seize (16) forages : F1, F2, F3, F4, F7, F8, F10, F11, F12, F13, F14, F15, F16, F17, F18 et F19. A côté de ce faciès, on a le faciès chloruré calcique et magnésien (10,53%) composé de deux (2) forages : F5 et F9. Le troisième faciès est le faciès bicarbonaté sodique et potassique (5,26%) représenté par le forage F6. Le faciès bicarbonaté calcique et magnésien est égal à 84,21% aussi bien en saison sèche qu'en saison pluvieuse. On remarque que les forages F6 et F12 ont changé de faciès de la saison sèche à la saison pluvieuse. Le forage F1 est passé du faciès bicarbonaté calcique et magnésien au faciès bicarbonaté sodique et potassique tandis que le forage F12 du faciès chloruré calcique et magnésien au faciès bicarbonaté calcique et magnésien de la saison sèche à la saison pluvieuse.

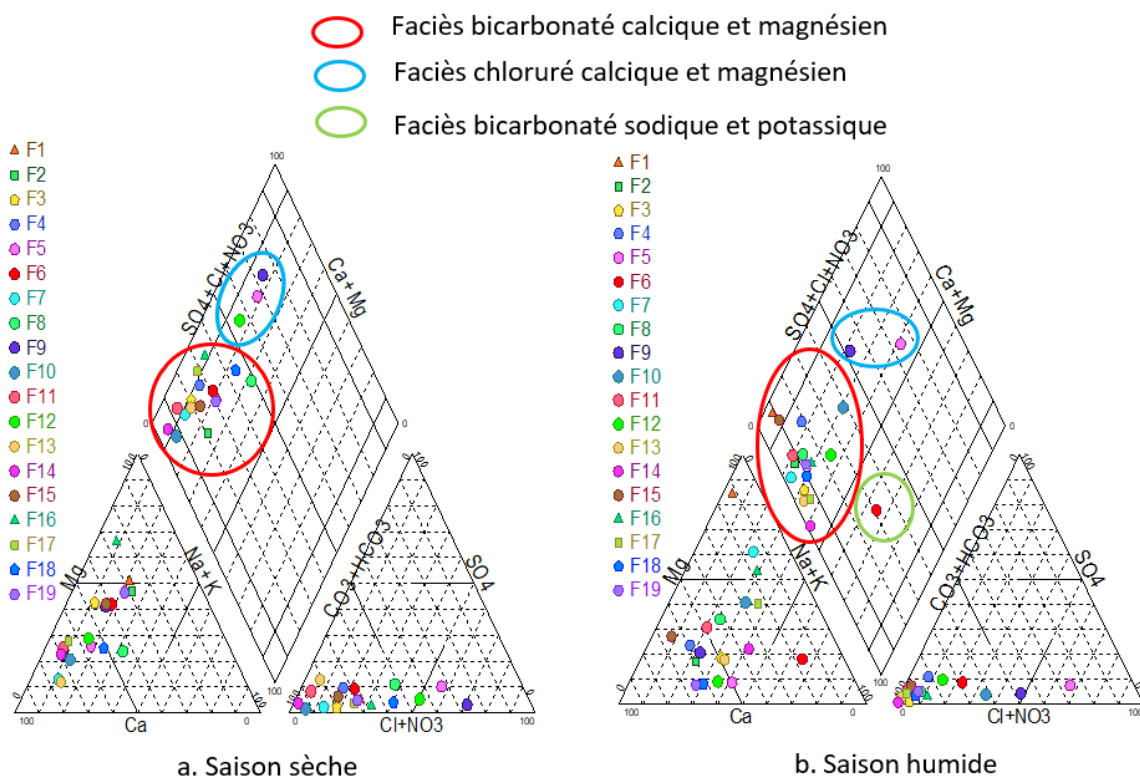


Figure 56 : Représentation des eaux souterraines dans le diagramme de Piper

6.1.3. Analyse statistique multivariée des eaux souterraines du Département de Man.

6.1.3.1. Analyse en Composantes Principales Normées (ACPN)

✓ Cas de la saison sèche

• Analyse du pourcentage de variance exprimée

Les valeurs propres consignées dans le tableau XX permettent d’apprécier la variance exprimée par chaque facteur. Les facteurs 1, 2, 3 et 4 expriment respectivement 25,40%, 17,29%, 12,73% et 11,80% de la variance. Le facteur 5 représente 7,77% de la variance.

Le facteur 1 est nettement le plus important de sorte que le plan factoriel F1-F2 exprime, à lui seul, 42,69% de la variance. Ce plan doit donc mieux prendre en compte, à l’examen de ces résultats, la structure des données.

L’analyse du tableau XX montre que les cinq (5) facteurs constituent 75% de la variance. Ces facteurs regroupent le maximum de la variance exprimée et sont suffisants pour donner l’information recherchée.

Les coordonnées des variables par rapport aux six facteurs sont reportées dans le tableau XXI.

Tableau XX : Valeurs propres et pourcentage de variance exprimée de la saison sèche

	F1	F2	F3	F4	F5
Valeur propre	4,32	2,94	2,16	2,01	1,32
% total variance	25,40	17,29	12,73	11,80	7,77
Cumul valeur propre	4,32	7,26	9,42	11,43	12,75
Cumul %	25,40	42,69	55,42	67,22	75

Tableau XXI : Coordonnées des variables de la saison sèche

Variables	F1	F2	F3	F4	F5
T°C	-0,003	0,138	0,531	0,296	0,641
CE	-0,738	0,512	0,173	-0,098	0,019
pH	-0,784	-0,225	-0,417	-0,018	-0,046
Eh	0,859	0,347	0,237	-0,071	-0,028
O ₂ dissous	0,146	0,291	-0,586	0,261	0,100
Ca ²⁺	-0,828	0,372	0,204	-0,046	0,189
Mg ²⁺	-0,281	0,677	-0,446	-0,001	-0,215
Na ⁺	-0,459	0,537	0,186	0,471	-0,217
K ⁺	0,049	0,347	-0,316	-0,416	-0,035
Cl ⁻	0,318	0,667	-0,142	-0,302	0,517
SO ₄ ²⁻	-0,601	-0,261	-0,016	-0,352	0,512
HCO ₃ ⁻	-0,844	-0,157	-0,038	-0,031	0,053
NO ₃ ⁻	0,321	0,682	-0,107	0,302	0,121
NO ₂ ⁻	0,110	-0,543	0,065	0,535	0,210
NH ₄ ⁺	-0,343	0,258	0,637	0,283	-0,369
PO ₄ ³⁻	-0,014	0,077	-0,138	0,731	0,176
Fe ²⁺	0,115	0,161	0,665	-0,480	-0,091

Fact. = Facteur

• Analyse de la matrice de corrélation

La corrélation entre deux variables est très bonne si le coefficient de corrélation r est proche de la valeur 1. Le tableau XXII donne les différentes corrélations qui existent entre les variables chimiques analysés dans les eaux souterraines en saison sèche. Ainsi les corrélations ont été établies entre les éléments physico-chimiques et chimiques pris deux à deux. A l'aide de cette matrice de corrélation réalisée à partir de vingt (20) variables, on peut dégager les observations suivantes :

- une très forte corrélation négative entre le pH et l'Eh ($r = -0,91$) dont le diagramme est donné à la figure 57 avec un coefficient de détermination $R^2 = 0,82$. Ladite corrélation est confirmée par la courbe de tendance avec le coefficient directeur négatif de -45,86 et un coefficient de détermination de 0,82 ;
- une forte corrélation entre la CE et le Ca²⁺ ($r = 0,77$), l'Eh et le HCO₃⁻ ($r = -0,73$), le pH et le HCO₃⁻ ($r = 0,66$), le Ca²⁺ et le HCO₃⁻ ($r = 0,62$) puis la CE et le Na⁺ ($r = 0,60$).
- une corrélation moyenne entre la CE et les éléments Mg²⁺ (0,52) et HCO₃⁻ (0,55), entre l'Eh et les éléments Ca²⁺ (-0,56) et SO₄²⁻ (-0,57), entre le Ca²⁺ et le Na⁺ (0,57), entre le

Mg^{2+} et le NO_2^- (-0,5), entre le Na^+ et le NH_4^+ (0,55), entre le Cl^- et le NO_3^- ($r= 0,58$) et entre le SO_4^{2-} et le HCO_3^- (0,54).

La très forte corrélation négative entre le pH et Eh ($r= -0,91$) pourrait indiquer le phénomène d'oxydo-réduction. La corrélation entre la conductivité électrique (CE) et le Ca^{2+} ($r= 0,77$) pourrait être liée à la minéralisation des eaux qui proviendrait également de l'hydrolyse des silicates. Le Ca^{2+} corrélée avec le HCO_3^- ($r= 0,62$) pourrait traduire l'abondance de ces ions par rapport aux autres dans la minéralisation des eaux. Cette corrélation signifierait que le processus chimique majoritaire qui gouverne ces eaux est la dissolution des formations silicatées. La corrélation moyenne qui existe entre le Cl^- et le NO_3^- ($r= 0,58$) pourrait indiquer que les nitrates ont une origine superficielle (Figure 58) avec un coefficient de détermination $R^2= 0,72$.

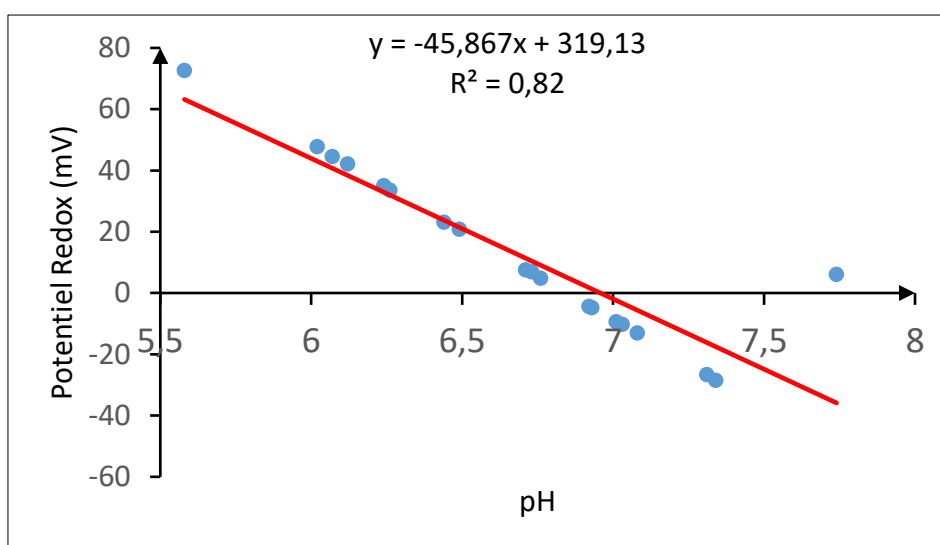


Figure 57 : Diagramme du Eh en fonction du pH de la saison sèche (2019)

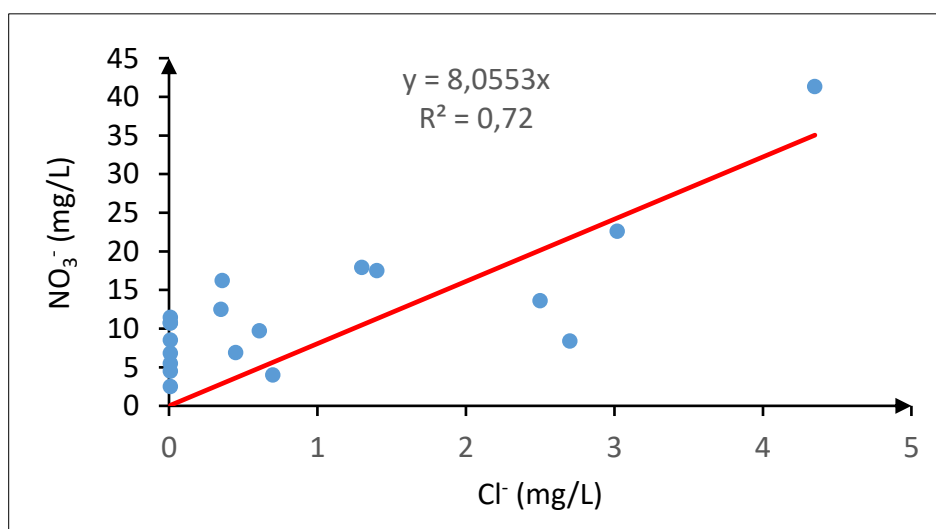


Figure 58 : Diagramme du NO_3^- en fonction du Cl^- de la saison sèche (2019)

Tableau XXII : Matrice de corrélation entre les variables de la saison sèche

	T°C	CE	pH	Eh	O ₂ dis	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺	PO ₄ ³⁻	Fe ²⁺
T°C	1,00																
CE	0,11	1,00															
pH	-0,23	0,34	1,00														
Eh	0,14	-0,37	-0,91	1,00													
O ₂ dis	-0,08	-0,04	0,11	0,06	1,00												
Ca ²⁺	0,29	0,77	0,46	-0,56	-0,17	1,00											
Mg ²⁺	-0,20	0,52	0,17	-0,05	0,32	0,37	1,00										
Na ⁺	0,11	0,60	0,14	-0,20	0,08	0,57	0,37	1,00									
K ⁺	-0,24	0,01	0,17	0,13	0,02	0,07	0,24	-0,08	1,00								
Cl ⁻	0,20	0,15	-0,35	0,47	0,24	0,05	0,25	-0,05	0,42	1,00							
SO ₄ ²⁻	0,06	0,38	0,46	-0,57	-0,17	0,46	-0,14	-0,07	-0,02	0,00	1,00						
HCO ₃ ⁻	-0,05	0,55	0,66	-0,73	-0,14	0,62	0,17	0,17	-0,12	-0,33	0,54	1,00					
NO ₃ ⁻	0,03	0,06	-0,35	0,40	0,42	-0,06	0,29	0,30	0,07	0,58	-0,35	-0,28	1,00				
NO ₂ ⁻	0,11	-0,26	-0,02	-0,08	0,02	-0,30	-0,50	-0,08	-0,34	-0,33	0,03	0,03	-0,04	1,00			
NH ₄ ⁺	0,21	0,46	0,03	-0,05	-0,24	0,38	-0,03	0,55	-0,09	-0,26	-0,12	0,18	0,05	-0,04	1,00		
PO ₄ ³⁻	0,32	-0,20	0,08	-0,08	0,06	0,05	0,10	0,24	0,08	-0,09	-0,20	0,00	0,24	0,23	0,11	1,00	
Fe ²⁺	0,17	0,10	-0,29	0,29	-0,30	0,10	-0,24	-0,08	0,12	0,08	-0,02	-0,07	0,05	-0,24	0,31	-0,40	1,00

- **Analyse des plans factoriels**

Le tableau XXI a permis de construire des cercles de corrélations entre les quatre facteurs. La figure 59 montre les cercles de corrélations des plans factoriels F1-F2, F1-F3 et F1-F4 en saison sèche.

Le facteur F1 est déterminé dans sa partie négative par les variables pH, Ca^{2+} , HCO_3^- , CE et à un degré moindre le SO_4^{2-} et dans sa partie positive par la variable Eh (Figure 59a). Le groupe de variables Ca^{2+} et HCO_3^- traduit la minéralisation bicarbonatée calcique acquise suite aux interactions eau-roche (minéralisation temps de séjour). Par contre la variable SO_4^{2-} semble caractériser une évolution qui s'effectuerait près de la surface du sol. La présence de la variable SO_4^{2-} dans la partie négative du facteur F1 signifie que cette variable est acquise après un temps de séjour court. Elle exprime une minéralisation anthropique liée aux activités agricoles. De plus, le facteur F1 est déterminé par la variable Eh dans sa partie positive à laquelle s'oppose le pH. La présence du Eh dans la partie positive traduit un phénomène d'oxydo-réduction. Eh permet de prévoir l'état des ions chimiques dans l'eau et la direction des réactions chimiques (oxydation ou réduction). L'opposition de cette variable avec le pH qui est un indicateur de l'hydrolyse des silicates rend compte de l'influence des conditions du milieu dans l'acquisition de la minéralisation. Le facteur F1 est considéré comme un axe de minéralisation d'origines à la fois naturelle (contact eau-roche) et anthropique. Il exprime donc le phénomène de minéralisation-temps de séjour.

Le facteur F2 est mis en relief par les variables Cl^- et NO_3^- dans sa partie positive et à un degré moindre Mg^{2+} . La proximité apparente de Cl^- et NO_3^- témoigne d'une origine commune de ces deux ions et ne doit pas faire allusion sur le coefficient de corrélation ($r=0,58$). Bien qu'il ne soit pas élevé, il demeure le meilleur qu'on puisse trouver entre ces deux ions puisque les autres plans factoriels ne permettent pas de mieux les analyser. La présence de ces deux éléments chimiques dans les eaux souterraines est attribuée au pluviolessivage de la voûte forestière et les sols humifères pour les chlorures (Cl^-) et aux activités anthropiques (utilisation des engrais) pour les nitrates (NO_3^-). Leurs présences dans ces eaux pourraient également être liée à la variabilité climatique. Cette variabilité ayant entraînée une modification de surface, va donc créer une modification de la chimie des eaux souterraines suite à l'infiltration de ces éléments dans le sol. Dans cette étude, le non regroupement des variables Na^+ , K^+ , NO_2^- et NH_4^+ pourrait signifier que ces éléments chimiques ne sont pas corrélés et que leur origine anthropique n'est pas avérée. Le facteur F2 exprime l'origine spatiale des éléments par infiltration directe des eaux superficielles et l'influence des activités anthropiques sur la qualité de l'eau.

Le facteur F3 est commandé dans sa partie négative par l'oxygène dissous (O_2 dis) et le Fe^{2+} dans sa partie positive (Figure 59b). L'Oxygène dissous dans l'eau dépend de la température. La concentration en oxygène dissous est un paramètre essentiel dans le maintien de la vie et donc dans les phénomènes de dégradation de la matière organique. La forte présence de matière organique, dans un plan d'eau permet aux micro-organismes de se développer tout en consommant de l'oxygène. Dans notre étude, les activités agricoles constituent la source de matières organiques. La dégradation de ces matières organiques se fait rapidement. L'élément Fe^{2+} est mis en solution par le phénomène d'oxydo-réduction. Son origine dans l'eau est liée aux conditions aérobies. La présence du Fe^{2+} serait liée au milieu réducteur que constitue l'aquifère captif. Sa position dans la partie positive est aussi interprétée comme un processus géochimique et biogéochimique naturel des eaux. Le facteur F3 exprime le phénomène de pollution organique des eaux souterraines et le phénomène d'oxydo-réduction qui favoriserait la mise en solution du fer.

Le facteur F4 est mis en relief par la variable PO_4^{3-} du côté positif (Figure 59c). La variable PO_4^{3-} est un paramètre de surface qui se retrouve en profondeur à la suite du lessivage des terres agricoles et d'infiltration. L'infiltration des phosphates est plus rapide que celles des ions ammonium. Les facteurs F2 et F4 renseignent donc sur l'origine spatiale des ions par infiltration directe des eaux superficielles et la dégradation anthropique d'origine agricole de la qualité de l'eau. Ce sont des indicateurs superficiels et de dégradation anthropique de la qualité de l'eau.

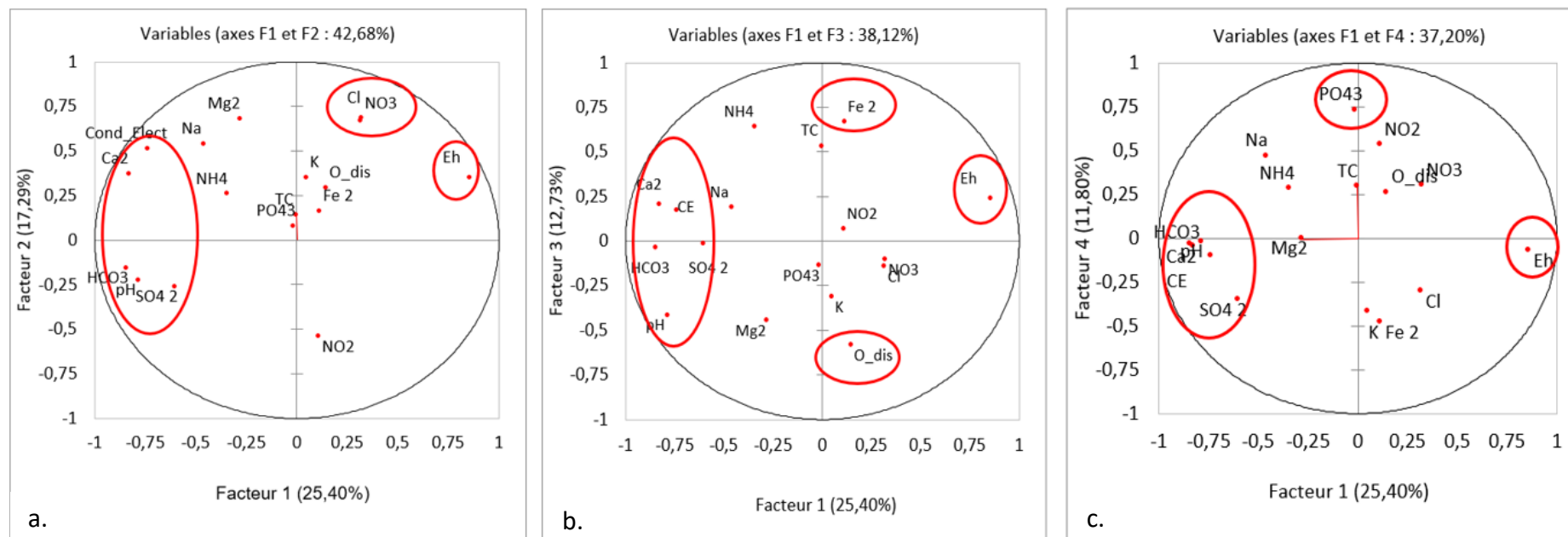


Figure 59 : Cercles de communauté des plans factoriels en saison sèche (décembre 2019)

✓ Cas du début de la saison humide

• Analyse du pourcentage de variance exprimée

Les valeurs propres qui permettent d'apprécier la variance exprimée par chaque facteur sont consignées dans le tableau XXIII. Les facteurs 1, 2, 3 et 4 expriment respectivement 26,46%, 16,14%, 13% et 9,94% de la variance. Le facteur 5 représente 7,72% de la variance.

Le facteur 1 est nettement le plus important de sorte que le plan factoriel F1-F2 exprime, à lui seul, 42,6% de la variance. Ce plan doit donc mieux prendre en compte la structure des données à l'examen de ces résultats.

L'analyse du tableau XXIII montre que les cinq (5) facteurs constituent 73,26% de la variance. Ces facteurs regroupent le maximum de la variance exprimée et sont suffisants pour donner l'information recherchée.

Les coordonnées des variables par rapport aux six facteurs sont reportées dans le tableau XXIV.

Tableau XXIII : Valeurs propres et pourcentage de variance exprimée du début de la saison pluvieuse

	F1	F2	F3	F4	F5
Valeur Propre	4,50	2,74	2,21	1,68	1,31
% total variance	26,46	16,14	13	9,94	7,72
Cumul Valeur Propre	4,50	7,24	9,45	11,13	12,44
Cumul %	26,46	42,6	55,6	65,54	73,26

Tableau XXIV : Coordonnées des variables du début de la saison humide

Variables	F1	F2	F3	F4	F5
T°C	-0,225	-0,365	0,328	0,187	-0,636
CE	-0,001	-0,300	0,792	0,041	0,010
pH	0,818	-0,216	0,121	-0,323	0,085
Eh	-0,736	0,211	0,252	0,227	0,113
O dis	-0,304	-0,615	-0,427	-0,284	0,061
Ca ²⁺	0,140	-0,400	-0,611	0,501	-0,301
Mg ²⁺	0,578	0,220	-0,177	0,000	-0,212
Na ⁺	-0,232	-0,543	-0,190	0,165	0,350
K ⁺	-0,757	0,066	-0,175	-0,177	-0,146
Cl ⁻	-0,554	-0,196	0,241	0,576	-0,032
SO ₄ ²⁻	0,446	-0,112	0,388	0,601	0,077
HCO ₃ ⁻	0,602	-0,428	0,550	-0,216	0,147
NO ₃ ⁻	-0,419	0,408	-0,089	0,296	0,523
NO ₂ ⁻	0,790	0,143	-0,387	0,338	-0,196
NH ₄ ⁺	0,229	0,733	-0,016	-0,036	0,115
PO ₄ ³⁻	0,331	-0,660	-0,268	0,164	0,487
Fe ²⁺	0,577	0,388	0,058	0,370	0,119

• **Analyse de la matrice de corrélation**

Le tableau XXV donne les différentes corrélations qui existent entre les variables chimiques analysés dans les eaux en saison humide (mars 2019). A l'aide de cette matrice de corrélation réalisée à partir de vingt (20) variables, on peut dégager les observations suivantes :

- une très forte corrélation entre température et Na⁺ (r= 0,73) et entre pH et Eh (r= -0,83) dont le diagramme est donné à la figure 60. Ladite corrélation est confirmée par la courbe de tendance avec le coefficient directeur négatif de -55,44 et le coefficient de détermination R²= 0,99.
- une forte corrélation entre pH et HCO₃⁻ (r= 0,68), Eh et NO₂⁻ (-0,61) et entre K⁺ et HCO₃⁻ (r= -0,60).
- une corrélation moyenne entre la CE et le HCO₃⁻ (0,53), entre pH et les éléments K⁺ (-0,57), Cl⁻ (-0,51) , entre le Ca²⁺ et le NO₂⁻ (0,53), entre le Mg²⁺ et le NO₂⁻ (0,54), entre le K⁺ et NO₂⁻ (-0,55), entre le NO₂⁻ et le Fe²⁺ (-0,51), entre le NH₄⁺ et le Fe²⁺ (0,52).

Une très forte corrélation négative entre pH et Eh (-0,83) pourrait indiquer l'hydrolyse des silicates. Contrairement à la saison sèche, il n'y a de corrélation entre les variables NO₃⁻ et Cl⁻; ce qui est bien confirmé par le graphe de la figure 61 avec le coefficient de détermination R²= 0,14.

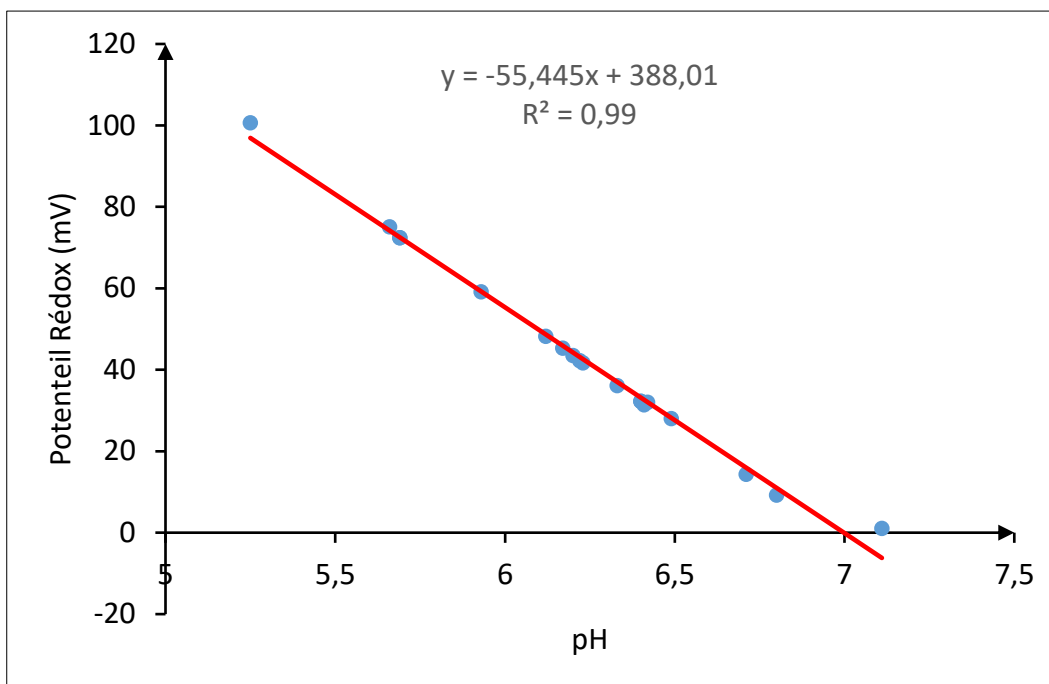


Figure 60 : Diagramme de Eh en fonction du pH du début de la saison humide (2019)

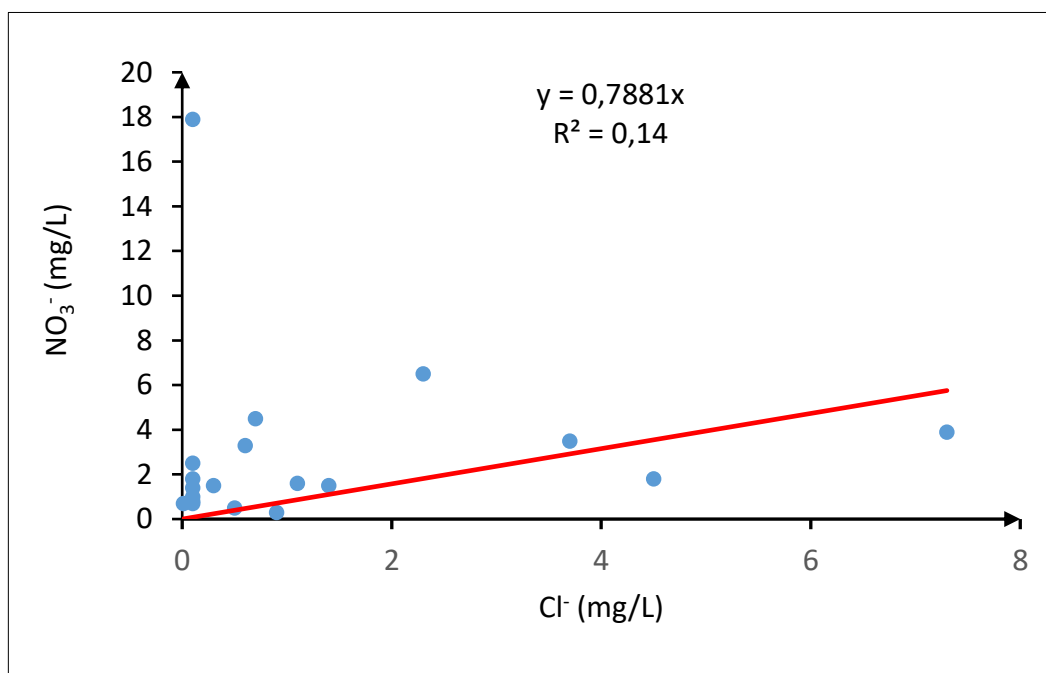


Figure 61 : Diagramme de NO_3^- en fonction du Cl^- du début de la saison humide (2019)

Tableau XXV : Matrice de corrélation entre les variables du début de la saison humide (mars 2019)

	T°C	CE	pH	Eh	O ₂ dis	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	NH ₄ ⁺	PO ₄ ³⁻	Fe ²⁺
T°C	1,00																
CE	0,36	1,00															
pH	-0,10	0,13	1,00														
Eh	0,11	0,02	-0,83	1,00													
O₂ dis	0,14	0,14	-0,14	0,02	1,00												
Ca²⁺	0,25	-0,25	-0,05	-0,32	0,26	1,00											
Mg²⁺	-0,22	-0,15	0,28	-0,30	-0,09	0,08	1,00										
Na⁺	0,73	0,19	-0,10	0,06	0,40	0,39	-0,20	1,00									
K⁺	0,09	-0,04	-0,57	0,39	0,30	-0,05	-0,35	0,18	1,00								
Cl⁻	0,32	0,27	-0,51	0,45	0,02	0,09	-0,33	0,16	0,18	1,00							
SO₄²⁻	0,02	0,27	0,19	-0,03	-0,37	0,07	0,15	-0,12	-0,41	0,12	1,00						
HCO₃⁻	0,11	0,53	0,68	-0,33	-0,06	-0,21	0,19	0,07	-0,60	-0,32	0,39	1,00					
NO₃⁻	-0,18	-0,14	-0,37	0,36	-0,14	-0,13	-0,25	0,15	0,20	0,27	-0,14	-0,45	1,00				
NO₂⁻	-0,21	-0,32	0,43	-0,61	-0,32	0,53	0,54	-0,19	-0,55	-0,38	0,39	0,09	-0,25	1,00			
NH₄⁺	-0,25	-0,05	0,02	-0,09	-0,39	-0,19	0,17	-0,22	-0,14	-0,35	-0,12	-0,14	0,26	0,24	1,00		
PO₄³⁻	-0,22	-0,05	0,33	-0,32	0,46	0,36	-0,05	0,34	-0,37	-0,01	0,29	0,34	-0,14	0,22	-0,38	1,00	
Fe²⁺	-0,13	0,01	-0,32	-0,20	-0,38	0,05	0,43	-0,16	-0,36	-0,21	0,39	0,17	0,06	-0,51	0,52	0,05	1,00

- **Analyse des plans factoriels**

Le tableau XXIV a permis de construire des cercles de corrélations entre les quatre facteurs. La figure 62 montre les cercles de communauté des plans factoriels F1-F2, F1-F3 et F1-F4 en début de la saison humide de l'année 2019.

Le facteur F1 est commandé dans sa partie négative par la variable Eh, K^+ et Cl^- puis dans sa partie positive par pH, HCO_3^- , Fe^{2+} , Mg^{2+} et NO_2^- (Figure 62a). La variable K^+ a une origine superficielle et témoigne d'une pollution anthropique. La variable Eh dans sa partie négative à laquelle s'oppose le pH. La présence de cette variable dans la partie négative traduit un phénomène d'oxydo-réduction. Cette variable permet de prévoir l'état des ions chimiques dans l'eau. La variable HCO_3^- est issue de l'altération des roches et de l'hydrolyse acide des minéraux silicates. Ce phénomène est un processus lent qui pourrait être lié à la nature des formations géologiques. Le facteur F1 rend compte des conditions d'acquisition de la minéralisation. Il exprime donc le temps de séjour des eaux dans l'aquifère et le mécanisme d'acquisition de la minéralisation des eaux. Ces processus se déroulent naturellement dans l'aquifère. Le facteur F1 est donc à la fois une minéralisation naturelle par hydrolyse acide des silicates-temps de séjour (contact eau-roche) et anthropique.

Le facteur F2 est déterminé dans sa partie positive par la variable NH_4^+ et dans sa partie négative par les variables O_2 dissous et PO_4^{3-} . La variable NH_4^+ est un paramètre de surface qui se retrouve en profondeur à la suite du lessivage des terres agricoles et d'infiltration. La variable O_2 dissous est dépendante de la température. C'est un paramètre essentiel dans le maintien de la vie, et donc dans les phénomènes de dégradation de la matière organique. Le facteur F2 exprime le phénomène de pollution organique des eaux souterraines et le phénomène de la dégradation anthropique de la qualité de l'eau.

Le facteur F3 est commandé dans sa partie positive par la variable CE et dans la partie négative par Ca^{2+} (Figure 62b). Quant au facteur 4, il est mis en relief par la variable SO_4^{2-} dans sa partie négative (Figure 62c). Le facteur F3 exprime la minéralisation naturelle tandis que le facteur F4 est un indicateur des apports superficiels.

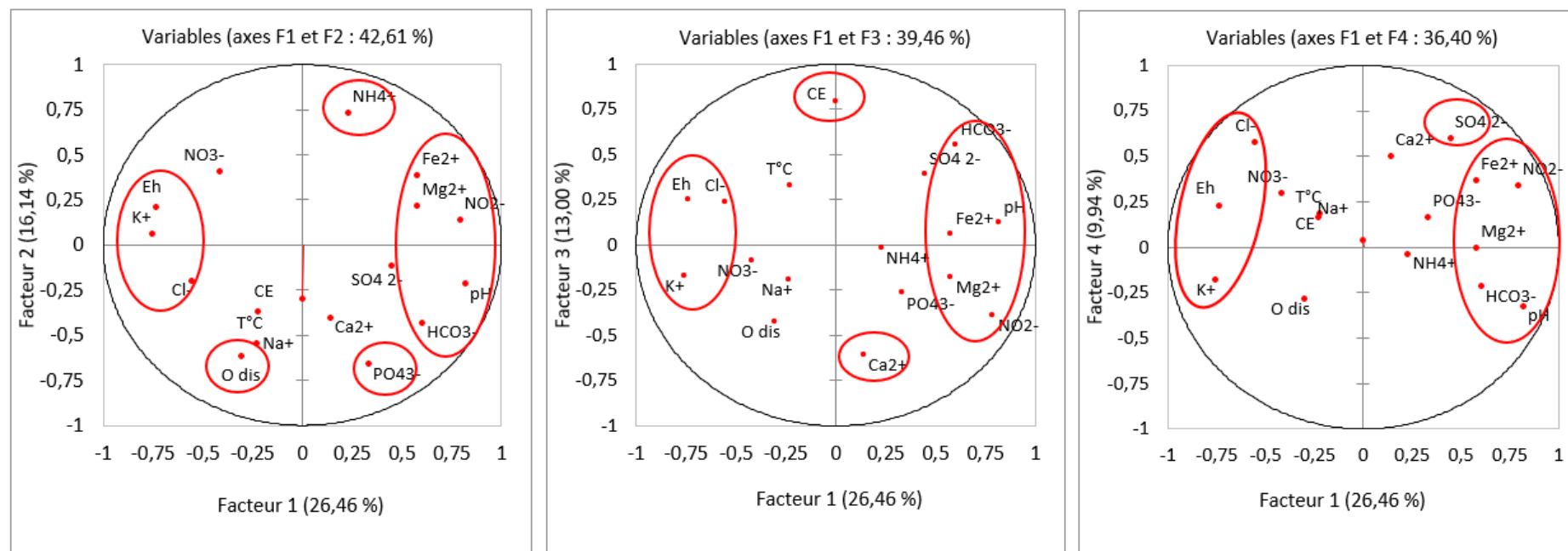


Figure 62 : Cercles de communauté des plans factoriels en début de la saison humide (mars 2019)

6.1.3.2. Classification Ascendante Hiérarchique (CAH)

Les figures 63 et 64 présentent les dendrogrammes des variables chimiques de la saison sèche et du début de la saison pluvieuse issu de la CAH. L'analyse de ces figures montre que les variables physico-chimiques et chimiques se regroupent en différentes classes.

✓ Cas de la saison sèche

Les résultats de la classification ascendante hiérarchique sont présentés par le dendrogramme de la figure 63. A l'analyse de graphe, on distingue trois grandes classes statistiques distinctes.

- Classe 1 (en bleu) : elle est déterminée par HCO_3^- , pH, SO_4^{2-} et CE. Dans cette classe, on remarque l'influence prépondérante de HCO_3^- sur la minéralisation des eaux souterraines. Les variables CE et HCO_3^- traduisent la minéralisation temps de séjour (contact eau-roche). Les variables SO_4^{2-} et pH sont liées au phénomène de dissolution de la matière organique et des minéraux tels que l'arsénopyrite dont la dissolution produit des sulfates ;
- Classe 2 (en rouge) : elle est composée de Mg^{2+} , NH_4^+ , Ca^{2+} , NO_2^- , Température et PO_4^{3-} . Les variables NH_4^+ , NO_2^- et PO_4^{3-} traduisent la minéralisation liée aux apports des sels nutritifs d'origine anthropique. Les variables Mg^{2+} et Ca^{2+} sont liées au phénomène d'hydrolyse des silicates. Dans cette classe, la température a un effet sur le processus de précipitation de la calcite et de l'altération des silicates par hydrolyse ;
- Classe 3 (en vert) : elle regroupe les variables O_2 dissous, Cl^- , NO_3^- , Eh, Fe^{2+} , Na^+ , K^+ . Le regroupement des variables telles que Cl^- et NO_3^- indique que les nitrates sont liés à une pollution d'origine anthropique et les chlorures sont issus d'une infiltration des précipitations. La présence des variables O_2 dissous et Fe^{2+} indique le phénomène d'oxydo-réduction. On remarque dans cette classe, l'effet des conditions du milieu dans son acquisition exprimée par le potentiel d'oxydo-réduction (Eh). Les variables K^+ , Cl^- , Na^+ , NO_3^- correspondent au pôle anthropique de la minéralisation.

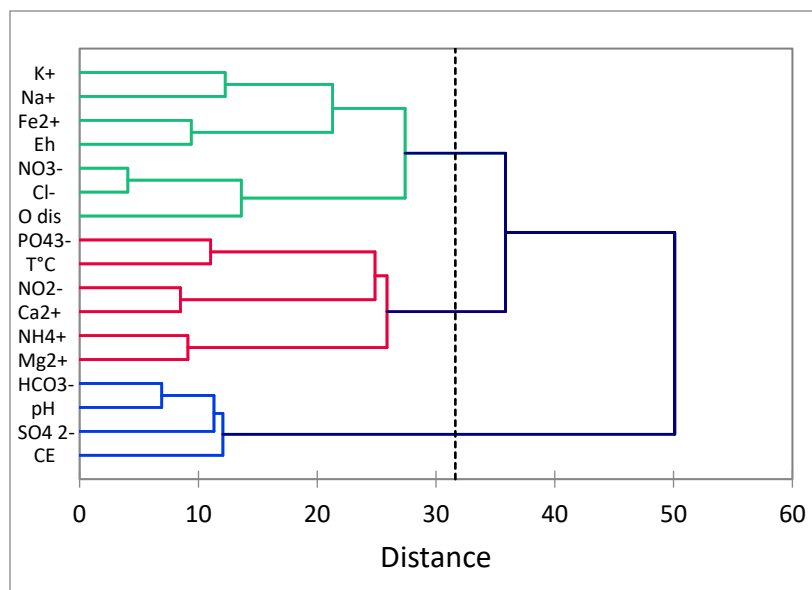


Figure 63 : Dendrogramme des variables chimiques des eaux souterraines de la saison sèche

✓ Cas du debut de la saison humide

Les résultats de la classification ascendante hiérarchique sont présentés par le dendrogramme de la figure 64. A l'analyse de graphe, on distingue trois grandes classes statistiques distinctes.

- Classe 1 (en bleu) : elle est composée de variables Température, Cl^- , SO_4^{2-} , NH_4^+ , Fe^{2+} , CE et HCO_3^- . Dans cette classe, les variables CE et HCO_3^- indique la minéralisation temps de séjour (contact eau-roche) tandis que les variables Cl^- , SO_4^{2-} et NH_4^+ traduisent le pôle anthropique de la minéralisation.
- Classe 2 (en rouge) : elle comprend les variables NO_3^- , Eh et K^+ . Les variables NO_3^- et Eh traduisent le phénomène d'oxydo-réduction.
- Classe 3 (en vert) : elle est déterminée par les variables Na^+ , O_2 dissous, PO_4^{3-} , Mg^{2+} , Ca^{2+} , NO_2^- . Les variables Mg^{2+} et Ca^{2+} sont liées au phénomène d'hydrolyse des silicates.

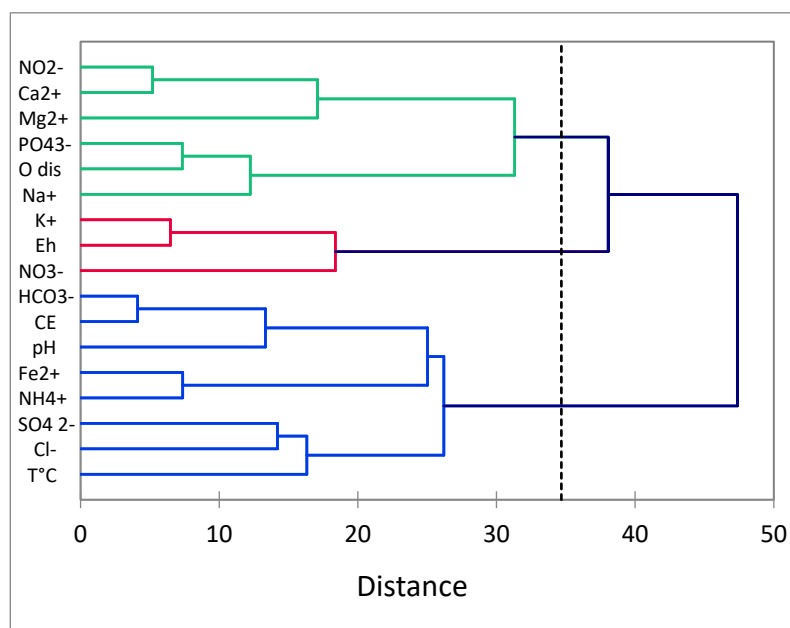


Figure 64 : Dendrogramme des variables chimiques des eaux souterraines du début de la saison humide

6.1.4. Age relatif des eaux souterraines du Département de Man

6.1.4.1. Cas de la saison sèche

Le diagramme ISD (Indices de Saturation en Dolomite) en fonction de ISC (Indices de Saturation en Calcite) de la saison sèche de l'année 2019 (Figure 65) montre que la majorité des eaux analysées présente une sursaturation en calcite ($ISC > 0$) et en dolomite ($ISD > 0$). Les points représentatifs des échantillons d'eau souterraine s'alignent d'une manière générale suivant une droite de régression dont l'équation est : $ISD = 1,8342 \cdot ISC + 0,1617$ avec un coefficient de régression $R^2 = 0,976$. Ceci montre qu'il existe une très bonne corrélation entre les ISC et les ISD. L'analyse du diagramme permet de distinguer 3 familles comme suit :

- Famille 1 : les eaux de ces ouvrages sont les eaux très anciennes dans l'aquifère avec un temps de séjour très long et une vitesse de circulation des eaux très lente ou nulle. Les ouvrages représentant cette famille sont les forages F17, F2, F3, F4, F7, F10, F11, F13 et F14. Ils correspondent à 47,37 % des forages échantillonnés.

- Famille 2 : les eaux anciennes dans l'aquifère ont un temps de séjour long et une vitesse de circulation lente. Cette famille regroupe les forages F1, F6, F8, F9, F12, F15, F16, F18 et F19 soit 47,37 % des forages échantillonnés.

- Famille 3 : c'est une eau récente et qui a eu un temps de séjour court dans l'aquifère avec une vitesse de circulation élevée. Cette famille représente les eaux sous saturées en calcite

et en dolomite. Elle représente également 5,26 % des forages échantillonnés. Pendant cette période sèche, 94,74 % des eaux dans l'aquifère sont plus anciens et 5,26 % des eaux se renouvellent dans l'aquifère.

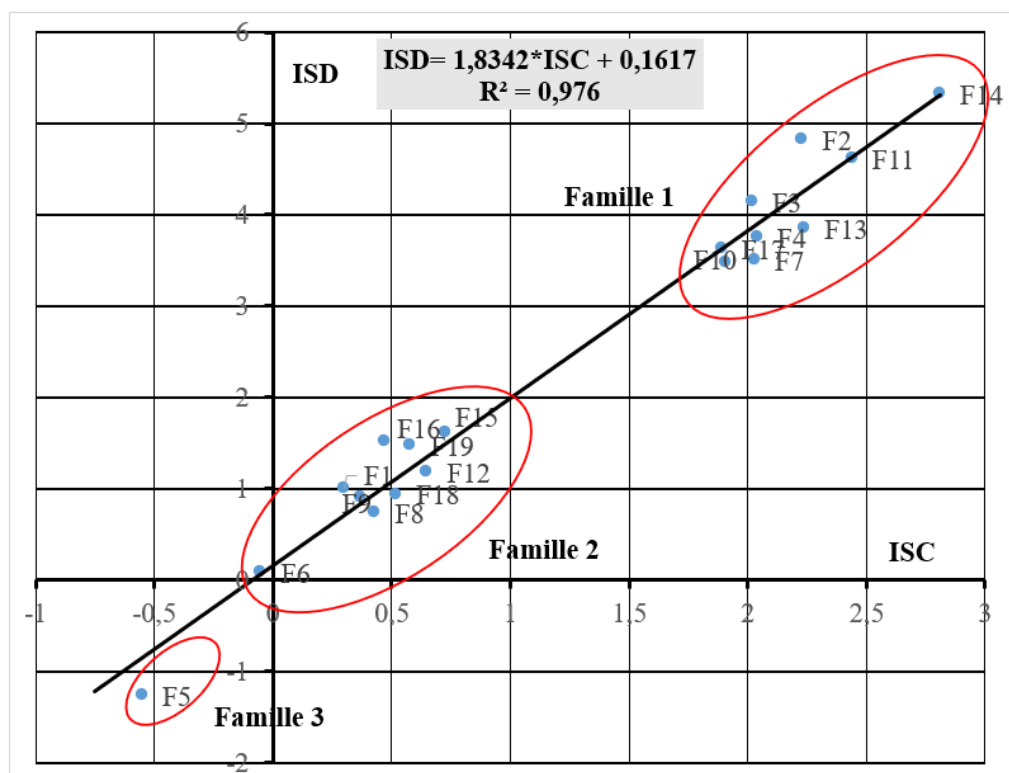


Figure 65 : Diagramme ISD en fonction de ISC de la saison sèche

6.1.4.2. Cas du début de la saison humide

Le diagramme ISD en fonction de ISC de la saison pluvieuse de l'année 2019 (Figure 66) montre que 73,68 % des eaux analysées présentent une sursaturation en calcite ($ISC > 0$) et en dolomite ($ISD > 0$). Les points représentatifs des échantillons d'eau souterraine s'alignent d'une manière générale suivant une droite de régression dont l'équation est : $ISD = 2,0172 * ISC - 0,0482$ avec un coefficient de régression $R^2 = 0,9028$. Ceci montre qu'il existe une très bonne corrélation entre les ISC et les ISD. L'analyse du diagramme permet de distinguer quatre (04) familles réparties comme suit :

- Famille 1 : elle représente les eaux très anciennes dans l'aquifère avec un temps de séjour très long. une vitesse de circulation des eaux très lente ou nulle. Les ouvrages appartenant à cette famille sont les forages F2, F3, F4, F7, F15, F11, F13 et F14. Ils correspondent à 42,11 % des forages échantillonnés.

- Famille 2 : elle représente les eaux anciennes dans l'aquifère ayant un temps de séjour long et une vitesse de circulation lente. Cette famille regroupe les forages F1, F8, F16, F17 et F19 soit 31,58 % des forages échantillonnés

- Famille 3 : les eaux sont moins anciennes que celles de la famille 2 avec un temps de séjour moyen dans l'aquifère et une vitesse de circulation moyenne. Cette famille regroupe les forages F6, F9, F12 et F18 représentant les eaux sous-saturées en calcite et en dolomite. Ils correspondent à 21,05 % des forages échantillonnés.

- Famille 4 : elle représente les eaux récentes ayant un temps de séjour court dans l'aquifère avec une vitesse de circulation très élevée. Elle regroupe le forage F5 sous-saturée en calcite et en dolomite. Elle représente 5,26 % des forages échantillonnés. Pendant cette période humide, 73,69 % des eaux sont plus anciennes, 21,05 % moins anciennes et 5,26 % des eaux se renouvellent dans l'aquifère.

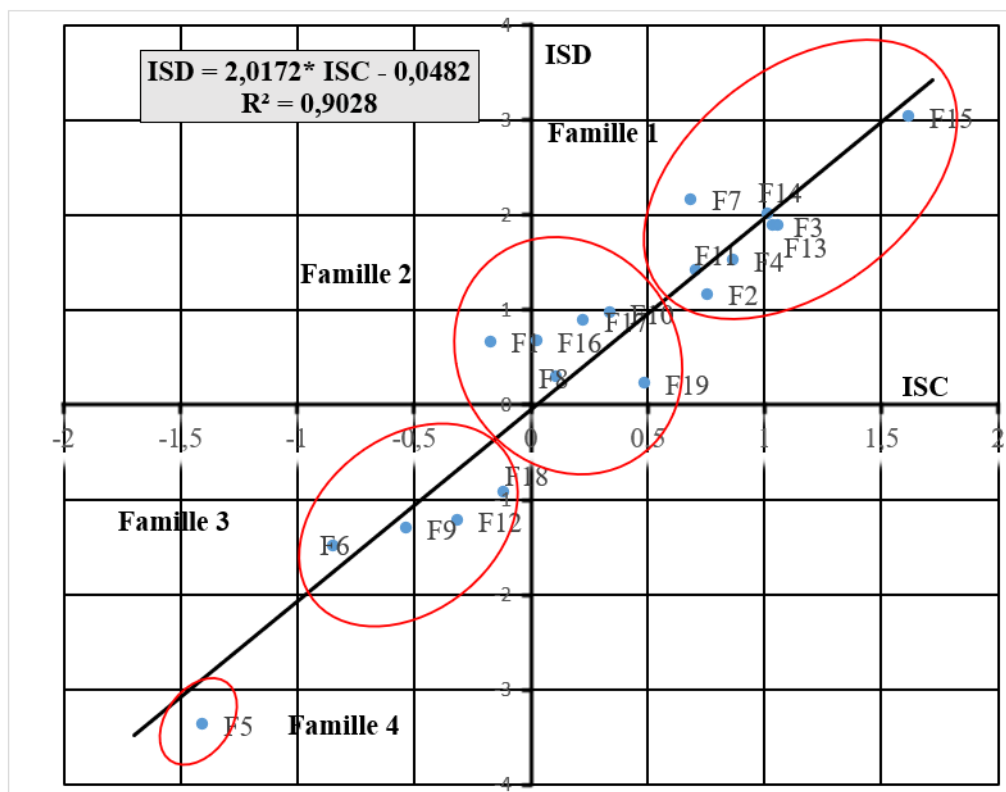


Figure 66 : Diagramme ISD en fonction ISC du début de la saison humide

6.2. Qualité des eaux souterraines à l'aide de la logique floue

6.2.1. Caractéristiques physico-chimiques des eaux souterraines de 2019 à 2023

Le tableau XXVI présente les valeurs moyennes des paramètres d'entrée de la logique floue de l'eau des dix-neuf (19) forages de 2019 et de 2023. L'analyse du tableau montre que les valeurs moyennes de température, de turbidité et du pH de 2023 sont supérieures à celles de 2019 tandis que celles de la conductivité électrique et de l'oxygène dissous de 2023 sont inférieures à celles de 2019. Les valeurs moyennes de sodium, potassium, nitrate et ammonium de 2023 sont toutes supérieures à celles de 2019. Les forages, dans leur ensemble, ont enregistré des valeurs moyennes élevées de température, de turbidité et d'ammonium en 2023 et de température en 2019 par rapport aux valeurs recommandées par l'OMS.

Tableau XXVI : Valeurs moyennes des paramètres d'entrée de la logique floue

Paramètres	Unités	2019	2023	Directives de l'OMS
Température	°C	28,20	23,91	25
Turbidité	NTU	1,29	5,71	<5
CE	µS/cm	212,33	207,70	400
pH	-	6,22	5,86	6,5-8,5
O ₂ dissous	mg/L	4,76	3,70	5
Na ⁺	mg/L	4,73	9,71	-
K ⁺	mg/L	2,85	5,88	-
NO ₃ ⁺	mg/L	3,93	14,27	50
NH ₄ ⁺	mg/L	0,02	7,29	-
Fe ²⁺	mg/L	0,14	0,09	-
Zn ²⁺	mg/L	0,01	0,13	-
Al ³⁺	mg/L	0,01	2,17	3
Cu ²⁺	mg/L	0,04	2,66	0,05

6.2.2. Indice de qualité des eaux souterraines à l'aide de la logique floue

Le tableau XXVII présente les valeurs des indices de qualité de l'eau de la logique floue des forages en mars 2019 et mars 2023. Les forages échantillonnés en mars 2019 sont soit de qualité acceptable soit d'excellente qualité selon le tableau V (précité) des classes des indices de qualité des eaux souterraines par la logique floue. Parmi ces forages, quatorze (14) sont de qualité

acceptable (F1, F2, F3, F4, F6, F7, E8, F10, F11, F12, F15, F16, F18 et F19) et cinq (5) sont d'excellente qualité (F5 à Gouétimba, F9 à Soapleu, F13 à Podiagouiné, F14 à Oulaiglepleu et F17 à Tiakeupleu). Le score numérique des IQELF des forages échantillonnés en mars 2019 varient de 45,45 à 75,07. Le forage F4 à Bantégouin a enregistré la valeur la plus faible et celui F5 à Gouétimba la plus grande valeur. Cependant, ces forages sont tous passé de qualité acceptable ou d'excellente qualité à la qualité médiocre en mars 2023. Le score numérique des IQELF des forages échantillonnés en mars 2023 varient de 19 à 19,32. Le score numérique 19 a été enregistré par treize (13) forages (F1, F7, F8, F9, F11, F12, F13, F14, F15, F16, F17, F18 et F19) et celui de 19,32 par six (6) forages (F2 à Kiélé, F3 à Gbatongouin, F4 à Bantégouin, F5 à Gouétimba, F6 à Gboapeulouleu et F10 à Dinégouiné).

A l'aide de la composition de l'indice de qualité des eaux souterraines de la logique floue (Figure 67), l'ensemble des dix-neuf (19) forages présente un IQELF dont le score numérique est de 46,21 en mars 2019 et de 19 en mars 2023 avec une variation de score numérique de 27,2 selon la méthode des centroïdes (Figure 68).

Au regard de ces résultats des IQELF des forages (mars 2019 et mars 2023), il y a une dégradation progressive de la qualité des eaux souterraines.

Tableau XXVII : Valeurs des indices de qualité de l'eau à partir de la logique floue des forages en 2019 et en 2023

Coordonnées des forages		Mars 2019			Mars 2023		
X (m)	Y (m)	Forages	IQELF	Q	Forages	IQELF	Q
660791	838278	F1	50,70	A	F1	19	M
647169	830427	F2	52,37	A	F2	19,32	M
651814	831852	F3	46,29	A	F3	19,32	M
656595	824636	F4	45,45	A	F4	19,32	M
669798	829181	F5	75,07	E	F5	19,32	M
665206	824224	F6	56,60	A	F6	19,32	M
665840	819124	F7	46,81	A	F7	19	M
655150	802295	F8	45,74	A	F8	19	M
659952	794620	F9	60,11	E	F9	19	M
661876	789577	F10	48,41	A	F10	19,32	M
652330	788011	F11	46,56	A	F11	19	M
642684	780962	F12	46,29	A	F12	19	M
638519	790343	F13	74,90	E	F13	19	M
634002	797219	F14	75,08	E	F14	19	M
632148	802874	F15	46,29	A	F15	19	M
638297	806158	F16	46,29	A	F16	19	M
650280	816958	F17	68,72	E	F17	19	M
654839	811454	F18	56,60	A	F18	19	M
671981	820951	F19	46,29	A	F19	19	M

F1 : Gbatodié ; F2 : Kiélé ; F3 : Gbatongouin ; F4 : Bantégouin ; F5 : Gouétimba ; F6 : Gboapeloulou ; F7 : Krikouma ; F8 : Bogouiné ; F9 : Soapleu ; F10 : Dinégouiné ; F11 : Kpoagouiné ; F12 : Tontigouiné-Douazéré ; F13 : Podiagouiné ; F14 : Oulaiglepleu ; F15 : Boleu ; F16 : Zoba 2 ; F17 : Tiaképleu ; F18 : Guialeu ; F19 : Glayogouin.

Q : Qualité de l'eau ; M : Médiocre ; A : Acceptable ; E : Excellente.

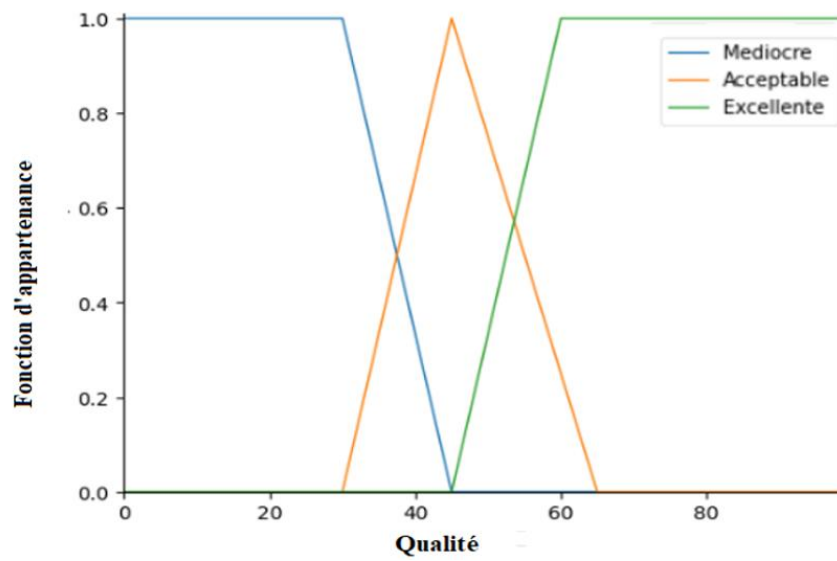


Figure 67 : Composition de l'indice de qualité des eaux souterraines de la logique floue

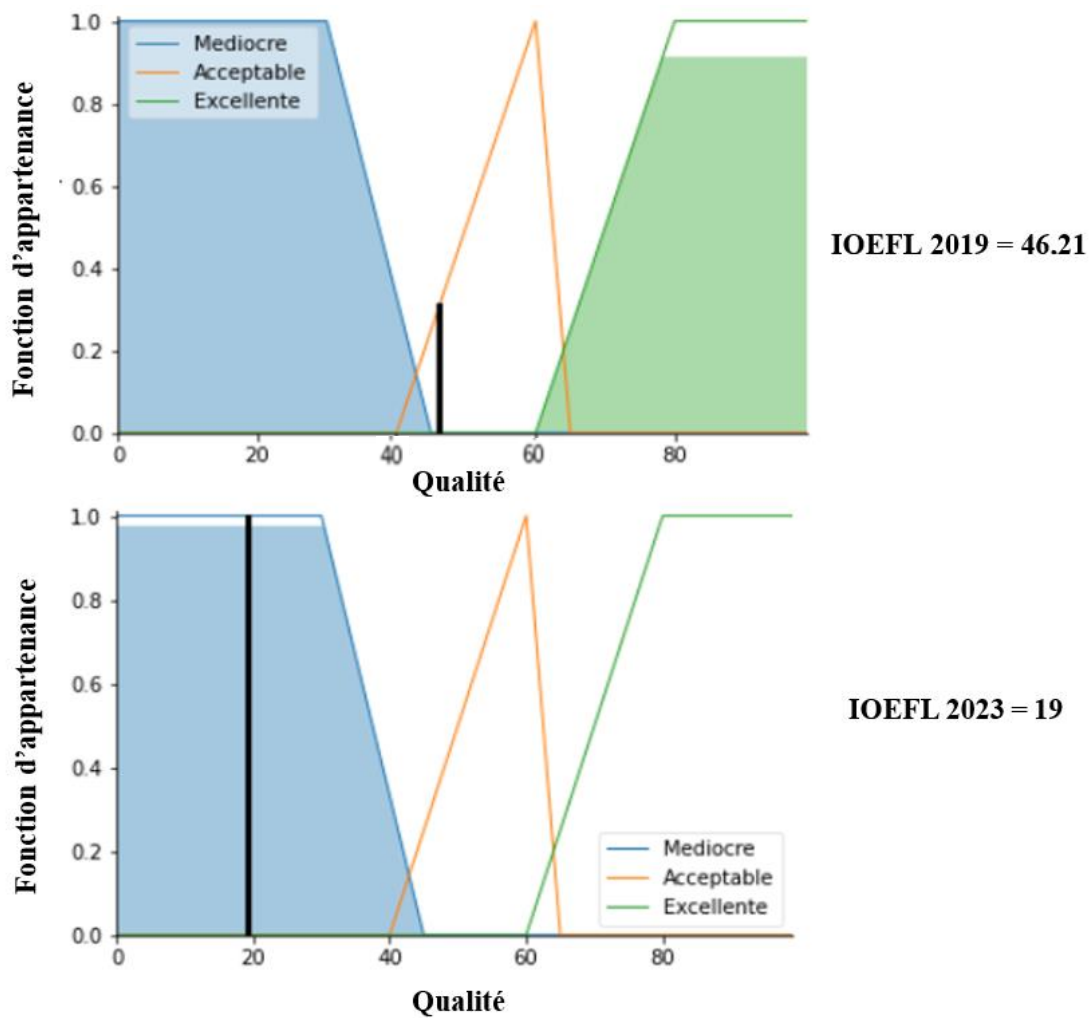


Figure 68 : Détermination de l'IQELF de 2019 et de 2023 par la méthode des centroïdes

6.3. Discussion

Variation saisonnière de la qualité physico-chimique des eaux souterraines

Les analyses des eaux souterraines de la zone d'étude montrent que les températures des eaux varient de 23,7 à 31,3°C en saison sèche et de 23,9 à 33,6°C en début de la saison humide dans les cas des valeurs faibles et élevées. Ces températures correspondent aux variations saisonnières des températures atmosphériques ambiantes définies par les données météorologiques (30 °C). Le pH de ces eaux oscille entre 5,58 et 7,74 en saison sèche puis entre 5,25 et 7,11 en début de saison humide dans le cas des valeurs faibles et élevées. Les eaux sont généralement acides au cours des deux saisons. L'acidité des eaux en zone tropicale humide est liée non seulement au CO₂ atmosphérique combiné à l'H₂O pour former l'acide carbonique mais aussi au CO₂ du sol généré à travers la respiration des racines des plantes et de la décomposition de la matière organique (Yaméogo, 2008 ; Matini *et al.*, 2009 ; Ahoussi *et al.*, 2010 ; Soro *et al.*, 2019). La présence dans l'eau de CO₂ provenant des sols facilite l'hydrolyse des silicates qui permet la formation de HCO₃⁻ (Tapsoba-Sy, 1995). C'est ce phénomène qui explique l'abondance des bicarbonates dans les eaux souterraines. En effet, l'hydrolyse des minéraux silicatés présents dans les roches constitue le principal mécanisme de production d'ions dans les eaux souterraines. La majeure partie des eaux du socle sont acides. Cette acidité des eaux a été observée dans des régions de Tiassalé (Oga *et al.*, 2009), de San-Pedro (Lasm *et al.*, 2011), d'Agboville (Orou *et al.*, 2016) et de Man (Ahoussi *et al.*, 2018). Les eaux de la zone d'étude ont des valeurs de conductivité électrique qui varient de 113,8 à 391 µS/cm en saison sèche et de 83,4 à 376 µS/cm en saison pluvieuse dans le cas des valeurs faibles et élevées. Ce sont des eaux peu minéralisées dans l'ensemble. Cette faible minéralisation serait liée au temps de séjour lent des eaux dans les différentes roches du Département de Man et du pluviolessivage. Ces roches sont composées de charnokites, de granitoïdes à biotite, d'itabirites, de mylonites, de quartzites et de granites divers tous riches en quartz ou en silice (SiO₂). La majorité des forages échantillonnés capte les eaux de ces formations géologiques ; ce qui est confirmé par la figure 25. La mise en solution des éléments chimiques sous forme ionique de ces formations géologiques est lente à la faveur de l'hydrolyse acide des minéraux silicatés ; ce qui pourrait donc expliquer la faible minéralisation des eaux souterraines de la zone d'étude. Ces résultats sont accord avec ceux de Soro *et al.* (2019) dans les eaux souterraines de la région des lacs.

En saison sèche, les valeurs du potentiel redox (Eh) varient de -28,5 à 72,7 mV tandis qu'en saison pluvieuse, elles varient de 1 à 100,6 mV dans le cas des valeurs faibles et élevées. Ces

valeurs d'Eh sont inférieures à celles obtenues par Soro (2014) dans le bassin versant du Haut Bandama qui est de 147,7 mV. Les valeurs positives obtenues signifient que les eaux sont bien oxygénées et qu'elles appartiennent à un système ouvert à l'atmosphère. Les valeurs très élevées du potentiel d'oxydo-réduction sont le signe d'une pollution anthropique (Lallahem, 2002). Les valeurs sont plus négatives en saison sèche qu'en saison pluvieuse indiquant une dégradation de la qualité de ces eaux en saison sèche. Ce résultat est similaire à celui d'Orou *et al.* (2016 ayant obtenu des valeurs négatives en saison sèche dans les eaux souterraines des aquifères d'altérites du département d'Agboville. Dans l'ensemble, les paramètres chimiques (Ca^{2+} , Mg^{2+} , NO_2^- , NO_3^- , PO_4^{3-} , SO_4^{2-} et HCO_3^-) des eaux souterraines du Département de Man respectent les recommandations fixées par l'OMS sauf la valeur de Mg^{2+} du forage F3 (80mg/L) et les valeurs de Ca^{2+} des forages F7, F14 et F17 (129 mg/L, 112 mg/L et 112 mg/L) qui dépassent la valeur guide de la directive de l'OMS en saison sèche. La valeur de Mg^{2+} du forage F1 (70,74 mg/L) est supérieure à la valeur guide de l'OMS en début de saison humide. Les teneurs en éléments traces métalliques observées dans les eaux de la zone sont faibles, Cependant, les teneurs en ion ferreux (Fe^{2+}) des forages F5, F7 et F11 (4,49, 0,74 et 0,74 mg/l) en saison sèche et celles de F4 et F7 (0,42 et 0,49 mg /L) en saison pluvieuse sont élevées. Selon l'OMS (2017), ce métal est une substance chimique affectant l'acceptabilité de l'eau de boisson par le consommateur de par son goût, son odeur et son aspect. C'est pourquoi aucune valeur guide reposant sur des arguments sanitaires n'a été proposée pour le fer. L'origine de ce métal dans les eaux étudiées pourrait être associée à la nature géologique des formations aquifères et du substratum rocheux qui les abritent comme l'ont signalé Mangoua *et al.* (2010) dans le bassin versant de la Baya. Ces résultats sont en accord avec ceux de Ahoussi *et al.* (2018) qui a trouvé une valeur élevée de fer dans les eaux de consommation de Kpangouin, une localité du département de Man. En effet, le département de Man constitue la zone où l'on rencontre les plus grands gisements métalliques de la Côte d'Ivoire. La géologie de la zone est mise en évidence par la présence des roches mafiques et ultramafiques riches en minéraux ferromagnésiens dont certains sont riches en fer, en plomb et en chrome. De nombreux gisements abritant des métaux précieux ont été mis en évidence et certains font actuellement l'objet d'une exploration : c'est le cas du gisement de fer du Mont Klahoyo (Ahoussi *et al.*, 2018). Tous les points d'eau analysés ont des teneurs en nitrates largement en-dessous de la norme OMS (2017) qui est de 50 mg/L. Ces teneurs varient de 2,5 à 41,3 mg/L en saison sèche et de 0,3 à 17,9 mg /L en saison pluvieuse. Les nitrates des eaux souterraines de la région proviennent en grande partie des pesticides et des engrais utilisés dans les activités agricoles.

Ces résultats sont également en accord avec ceux des travaux de Ahoussi *et al.* (2018) dans les forages de Kpangouin avec une teneur faible de 8,2 mg/L.

L'utilisation des techniques d'analyse statistique multivariée (ACP) pour l'étude du chimisme des eaux souterraines a révélé trois mécanismes responsables de l'évolution de la minéralisation des eaux dans les aquifères de fissures de la zone. Les principaux mécanismes sont : la minéralisation-temps de séjour, la dégradation anthropique de la qualité des eaux et la pollution organique. L'acquisition des ions se fait de façon rapide par l'hydrolyse acide des silicates et les interactions eaux-roches qui constituent le phénomène important dans la minéralisation des eaux. Les granites, les gneiss et les schistes sont riches en feldspaths alcalins et en plagioclases acides. Ces roches dominent la géologie du département comme dans plusieurs régions du socle cristallophyllien ivoirien. L'hydrolyse de telles roches explique les teneurs en Ca^{2+} dominantes pour les cations dans les eaux souterraines (Faillat & Drogue, 1993 ; Savané & Soro, 2001). L'acidité des eaux et l'abondance des précipitations provoquent une altération très intense et complète des minéraux primaires de la roche mère par hydrolyse (Eblin *et al.*, 2014). Cette hydrolyse est donc importante en saison sèche qu'en début de la saison humide. En effet, en saison sèche comme en début de la saison humide, la minéralisation des eaux étudiées est d'origine à la fois naturelle (contact eau-roche) et anthropique mais le degré anthropisation est moindre en saison sèche. Les apports superficiels sont aussi l'une des sources de l'acquisition de la minéralisation. Ces apports dégradent la qualité des eaux souterraines. En effet, la destruction de la végétation, la décomposition de la litière et les activités anthropiques menées dans la zone d'étude (agriculture, élevage) pourraient aussi contribuer à la dégradation de la qualité de ces eaux. C'est le cas du Cl^- , du NO_3^- , du NO_2^- , du NH_4^+ et du PO_4^{3-} provenant de la zone des engrais chimiques utilisés pour les cultures, de dépôts sauvages, de l'élevage, des eaux domestiques et la décomposition de la matière organique. Ce processus est contrôlé par l'infiltration directe des éléments dans la nappe occasionnant une pollution anthropique. La présence de métaux lourds indiquerait une pollution liée aux activités anthropiques dans le processus de la minéralisation des eaux. Ceci se justifierait par l'utilisation de fertilisants au cours des activités agricoles comme le soulignent El Amrani-Paaza *et al.* (2007) en Espagne. Ces trois principaux mécanismes à l'origine de la minéralisation des eaux souterraines ont été signalés par plusieurs travaux dans le bassin sédimentaire et dans le socle cristallo-phyllien. On peut citer en autres les travaux de Eblin *et al.* (2014), Soro (2014) et Orou *et al.* (2016) respectivement dans la région d'Adiaké, le bassin versant du Haut Bandama à Tortiya et le département d'Agboville.

L'analyse des graphes ISD fonction de ISC montre que les eaux souterraines sont sursaturées en dolomite et en calcite pour la majorité des forages en saison sèche et en saison pluvieuse. Cette sursaturation est liée à la participation de l'hydrolyse acide des roches dans la minéralisation des eaux souterraines du département. Ces eaux sont dans l'ensemble anciennes dans l'aquifère avec un long temps de séjour. En terme hydrogéologique et précisément en termes de productivité des ouvrages, les forages appartenant aux familles dont la vitesse de renouvellement des eaux est grande seront plus productifs. Au contraire, pour les familles dont la vitesse de renouvellement des eaux est faible, il faut craindre un tarissement suite à une forte sollicitation des eaux ou à une baisse de la pluviométrie (Goné, 2001).

Qualité de l'eau souterraine à l'aide du modèle flou

Le score numérique de l'IQELF des eaux souterraines du Département de Man qui était de 46,21 (qualité acceptable) en 2019 est passé à 19 (qualité médiocre) en 2023 ; impliquant ainsi une dégradation de la qualité de l'eau. Comme ce fut le cas du forage F19 à Glayogouin qui est un exemple éloquent de ladite dégradation confirmée à la figure 26b. Cette dégradation de la qualité des eaux souterraines de ce Département de 2019 à 2023 pourrait s'expliquer non seulement par la précipitation comme l'une des variables climatiques mais aussi par l'état de surface. En effet, la zone d'étude bénéficie d'un climat où la pluviométrie est élevée, avec plus de 1700 mm par an, allant de mars à octobre (Brou, 2015). L'abondance des pluies détermine l'importance de la manifestation de l'aléa en fonction des zones à risque. Plus il pleut, plus le volume d'eau devient important avec des inondations dans les dépressions sans oublier les crues torrentielles (Brou, 2015). De plus, selon les auteurs (Kouamé, 1999 ; Saley, 2003), la tendance à la hausse de la pluviométrie constatée depuis 1994 a entraîné des catastrophes d'une gravité exceptionnelle dont des inondations dans de nombreuses localités. La qualité de l'eau est affectée par des événements climatiques extrêmes (WHO, 2011), y compris les inondations, qui peuvent affecter cette qualité des eaux souterraines (Puczko & Jekatierynczuk-Rudczyk, 2020) en Pologne. A côté des inondations, la sécheresse pourrait impacter la qualité des eaux souterraines du département de Man faisant d'elles de qualité médiocre. Cela est confirmé par certains auteurs (Fallahati *et al.*, 2020) qui ont étudié les changements dans la chimie des eaux souterraines dus à une sécheresse prolongée, qui a conduit à un déclin significatif de la qualité chimique.

En ce qui concerne l'état de surface, il pourrait avoir un impact sur la qualité des eaux souterraines du Département de Man. Suite à une forte pluie, la quantité d'eau lessive les polluants vers les eaux souterraines, ce qui pourrait modifier le chimisme de ces eaux. Cela est confirmé par la quantité de pluies tombées en 2023 (1 409 mm) qui est supérieur à celle tombées

en 2019 (1394 mm). En effet, dans cette étude les teneurs des ions Na^+ , K^+ , NO_3^- , NH_4^+ en 2023 sont élevées dans les eaux que celle de ces ions en 2019. Or, ces ions précités sont principalement présents dans les intrants agricoles. La variabilité climatique modifie l'état de surface pourrait entraîner une percolation de ces ions vers la nappe suite une forte pluie ; ce qui modifierait le chimisme des eaux souterraines d'où leur contamination.

Conclusion partielle

Les résultats de la statistique descriptive montrent que les eaux du département sont acides au cours des deux saisons. Les températures moyennes de ces eaux sont de 28 °C en saison pluvieuse et de 27, 34 °C en saison sèche. Elles sont peu minéralisées dans l'ensemble avec des moyennes de conductivités électriques de 206,50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 219,51 $\mu\text{S}/\text{cm}$ respectivement en saison pluvieuse et en saison sèche. Le fer a des teneurs élevées (0,42 mg/L) dans les forages F4 et F7 en saison pluvieuse et en saison sèche dans les forages F4, F7 et F11 au-dessus de la valeur guide de l'OMS (0,3 mg/L). Ces eaux présentent un faciès bicarbonaté calcique et magnésien majoritaire à 84,21% et un faciès chloruré calcique et magnésien minoritaire qui représente 15,79% en saison sèche. En saison pluvieuse comme saison sèche ces eaux présentent un faciès bicarbonaté calcique et magnésien majoritaire à 84,21 %. Les différents phénomènes responsables de l'acquisition du chimisme des eaux souterraines de la zone d'étude sont la minéralisation-temps de séjour, l'apport superficiel et la dégradation anthropique de la qualité des eaux et la pollution organique. L'étude de l'âge relatif des eaux montre que les eaux souterraines du département de Man sont sursaturées en dolomite et en calcite pour la majorité des forages en saison sèche et en début de la saison humide. Ces eaux sont dans l'ensemble anciennes dans l'aquifère avec un long temps de séjour. L'indice de qualité des eaux souterraines à l'aide de la logique floue a montré que l'état de qualité des eaux des aquifères fracturés se détériore de 2019 à 2023. Cette dégradation de la qualité pourrait en partie être due aux variables climatiques telles que la pluviométrie et à l'état de surface.

Chapitre 7 : Impact de variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du sous-bassin versant du Kô à Man

7.1. Caractéristiques du système aquifère du sous-bassin versant du Kô

7.1.1. Lithologie de l'aquifère

L'interprétation des lithologs de forages couvrant la zone d'étude permet de connaître l'agencement lithologique des terrains du sous-bassin versant du Kô à Man. En se fondant sur les coupes géologiques des forages de Dainé 2, Melapleu, Zadepleu et Zélé F2, un profil d'altération dans la direction N-S (Figure 69) est verticalement distingué. L'analyse de ces différentes coupes a montré une hétérogénéité globale entre les différents profils d'altération. Cependant, quatre horizons distincts se dégagent de ces profils. Du sommet à la base, la structure lithologique du sous-bassin versant du Kô se compose de la terre végétale, de la saprolite, de la frange fissurée du socle et du socle sain :

- **la terre végétale** : elle constitue le premier horizon de surface identifié avec une épaisseur qui varie de 0,2 à 0,7 m en moyenne. Elle recouvre généralement la couche de saprolite ;

- **la saprolite** : elle a une épaisseur moyenne d'environ 11 m et varie localement entre 5,7 et 16,7 m de profondeur. Cette couche peut être subdivisée en deux sous-couches dont la sous-couche allotérite et la sous-couche d'isaltérite riche en sable ;

- **sous-couche d'allotérite**

Cette sous-couche est généralement constituée d'argile et de cuirasse avec quelques grains de sable par endroits. La cuirasse est de nature ferrugineuse. Sa partie supérieure est latéritique et sa partie inférieure argileuse. Elle n'est pas toujours visible à l'affleurement ;

- **sous-couche d'isaltérite**

Elle est riche en sable et est généralement constituée de sable fin et grossier, de sable argileux et parfois de granite très altéré ;

- **la frange fissurée du socle** : c'est une couche intermédiaire entre la roche saine et la sous-couche d'isaltérite où la plupart des arrivées d'eau est observée. Elle est caractérisée par des cuttings qui contiennent à la fois des éléments de roche altérée au niveau de sa partie supérieure et de roche saine. L'épaisseur de cette frange est généralement comprise entre 12 et 37 m avec une moyenne d'environ 28 m. Dans le sous-bassin versant du Kô, la frange fissurée du socle est principalement constituée de granite légèrement altéré ;

- **la roche saine** : elle est à la base du profil d'altération et peut être visible à l'affleurement. Elle n'est perméable que si des fractures profondes sont présentes. La densité de ces fractures avec la profondeur est nettement plus faible. Elle est généralement constituée de granitoïdes. Bien que cette structure soit typique des roches granitiques, il existe parfois des différences d'épaisseur marquées en fonction de la topographie.

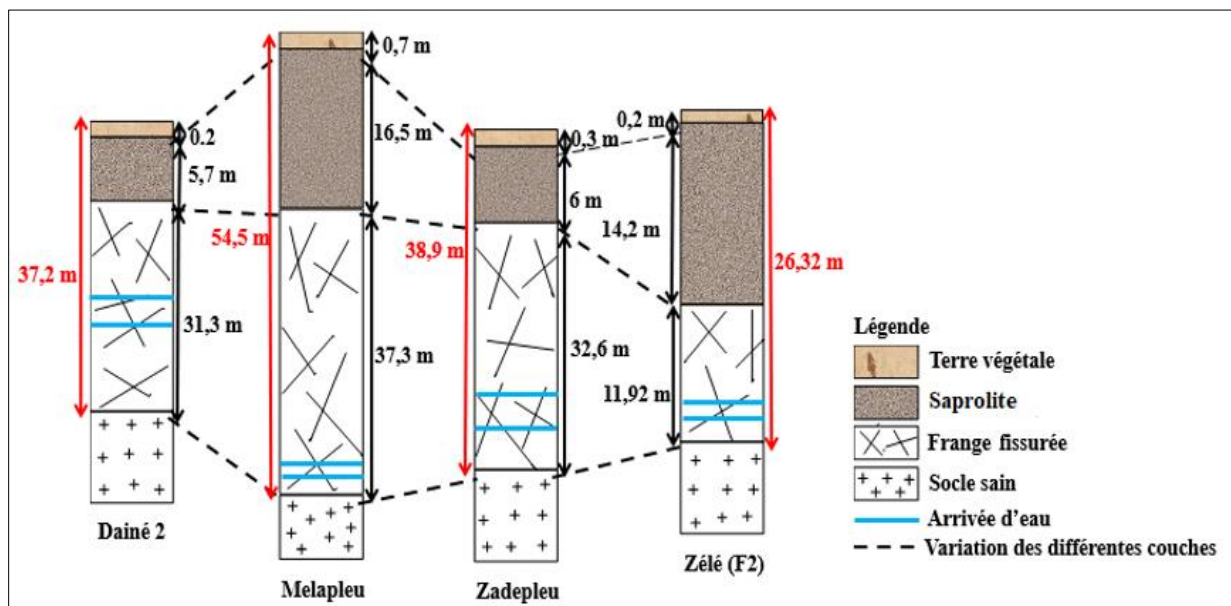


Figure 69 : Profil d'altération dans la direction N-S de 4 forages du sous-bassin versant du Kô à Man

7.1.2. Propriétés hydrodynamiques

7.1.2.1. Transmissivités

Les valeurs de transmissivités (Tableau XXVIII) des vingt-deux (22) forages répartis sur l'ensemble du sous-bassin versant du Kô sont comprises entre $4,6 \cdot 10^{-6}$ et $1,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ avec une moyenne de $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. L'écart type (égal à $4,1 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$) et le coefficient de variation (306,7%) montrent l'état de dispersion des valeurs de transmissivité autour de la valeur moyenne. Ce coefficient supérieur à 100% montre que le milieu est hétérogène. Les classes de transmissivité sont réparties sur quatre (4) ordres de grandeur : 10^{-3} , 10^{-4} , 10^{-5} et 10^{-6} .

Tableau XXVIII : Caractéristiques statistiques de la transmissivité des réservoirs de socle du sous-bassin versant du Kô

	Min (m ² /s)	Max m ² /s	Moy (m ² /s)	ET (m ² /s)	CV (%)
Transmissivité	4,6.10 ⁻⁶	1,9.10 ⁻³	1,3.10 ⁻⁴	4,1.10 ⁻⁴	306,7

Min : Minimum, Max : Maximum, Moy : Moyenne, ET : Ecart-type, CV : Coefficient de variation

7.1.2.2. Perméabilités

Le tableau XXIX présente les perméabilités des aquifères d'altérites et de fissures du sous-bassin versant du Kô à Man.

Tableau XXIX : Perméabilités des aquifères d'altérites et de fissures du sous-bassin du Kô à Man

	Min (m/s)	Max (m/s)	Moy (m/s)	ET (m/s)	CV (%)
Perméabilités des aquifères d'altérites	2,8.10 ⁻⁶	2,2.10 ⁻⁵	1,4.10 ⁻⁵	7,4.10 ⁻⁶	511,4
Perméabilités des aquifères de fissures	7,9.10 ⁻⁸	2,9.10 ⁻⁵	2,6.10 ⁻⁶	6,2.10 ⁻⁶	238,4

Min : Minimum, Max : Maximum, Moy : Moyenne, ET : Ecart-type, CV : Coefficient de variation

✓ Perméabilité des aquifères d'altérites

Les perméabilités des aquifères d'altérites varient entre 2,8.10⁻⁶ et 2,2.10⁻⁵ m/s, avec une moyenne de 1,4.10⁻⁵ m/s et un écart-type de 7,4.10⁻⁶ m/s. Le coefficient de variation est de 511,4%. La plus forte valeur de perméabilité est observée au quartier lycée (2,2.10⁻⁵ m/s) tandis que la plus faible valeur (2,7.10⁻⁶ m/s) est observée dans la localité de Bogouiné. Le coefficient de variation supérieur à 100% traduit une dispersion des valeurs et montre que le milieu est hétérogène.

✓ Perméabilité des aquifères de fissures

Les perméabilités des aquifères de fissures calculées varient de $7,9.10^{-8}$ à $2,9.10^{-5}$ m/s pour une moyenne de $2,6.10^{-6}$ m/s et un écart-type de $6,2.10^{-6}$ m/s avec un coefficient de variation de 238,4%. Le coefficient de variation supérieur à 100% traduit une dispersion des valeurs et montre que le milieu est hétérogène.

7.1.2.3. Porosités efficaces

Les résultats des porosités de drainage ou porosités efficaces (Tableau XXX) du sous-bassin versant du Kô à Man montrent que les valeurs sont comprises entre 3% et 11,4% avec une moyenne de 6,7% et un coefficient de variation de 50,8%. La plus faible valeur de porosité efficace a été observée dans la localité de Kassiapleu dans une proportion de 3%. La plus forte valeur se signale à Gboapeloueu avec 11,4%. Le coefficient de variation supérieur à 100% traduit une dispersion des valeurs de porosité efficace et montre que le milieu est hétérogène.

Tableau XXX : Porosités de drainage du sous-bassin versant du Kô

	Min	Max	Moy	ET	CV
Porosité efficace (%)	3	11,4	6,7	50,8	758

Min : Minimum, Max : Maximum, Moy : Moyenne, ET : Ecart-type, CV : Coefficient de variation

7.2. Modèle hydrodynamique de fonctionnement du système aquifère du Kô à Man

7.2.1. Modèle d'écoulement souterrain en zone saturée

7.2.1.1. Calage du modèle en régime permanent

Le calage du modèle en régime permanent a consisté à ajuster la conductivité hydraulique et la recharge directe. A partir des valeurs des paramètres hydrodynamiques, le calage effectué manuellement a permis d'obtenir une bonne corrélation entre les charges observées (mesurées) et calculées (simulées) avec une racine carrée de l'erreur quadratique moyenne (RMS) égale à 7,61 m. Le graphique de la figure 70 présente ainsi le niveau d'ajustement entre les charges observées et celles calculées par le modèle en milieu saturé. Les points d'observation sont proches de la droite de la première bissectrice.

Tableau XXXI : Valeurs initiales et simulées de la conductivité hydraulique (K) dans le sous-bassin versant du Kô à Man

Couche	Formation géologique	Valeurs initiales K(m/s)	Valeur simulées K(m/s)
1	Argile	$9,5.10^{-6}$	$2,6.10^{-7}$
	Argilo-sableux	$2,7.10^{-6}$	$1,8.10^{-5}$
	Sable fin	$2,0.10^{-5}$	$2,1. 10^{-6}$
	Sable latéritique	$1,9. 10^{-5}$	$5,0. 10^{-5}$
	Sablo-argileux	$1,2.10^{-5}$	$9,9.10^{-4}$
2	Amphibolite, pyroxénites	$2,1.10^{-6}$	$2,6.10^{-5}$
	Granitoïdes subalcalins	$2,2.10^{-6}$	$1,8.10^{-4}$
	Anorthosites, norites, charnockites	$3,6.10^{-6}$	$8,6.10^{-5}$
	Granitoides hétérogènes	$2,2.10^{-6}$	$5,0.10^{-5}$
	Itabirite	$4,9.10^{-7}$	$9,9.10^{-5}$

Tableau XXXII : Valeurs initiales et simulées de la recharge et de la porosité efficace dans le sous-bassin versant du Kô à Man

Paramètres hydrodynamiques	Valeurs initiales	Valeurs simulées
Recharge (mm/an)	194.9	184
Porosité efficace (%)	6,70	6.70

Le calage a été considéré satisfaisant lorsqu'il n'a plus été possible de diminuer les écarts entre les données mesurées et les données calculées. La figure 71 présente la corrélation des charges hydrauliques simulées et celles observées en régime permanent. Ce coefficient de détermination $R^2= 0,98$. Cela donne un bon coefficient de corrélation entre les différentes charges hydrauliques observées et simulées.

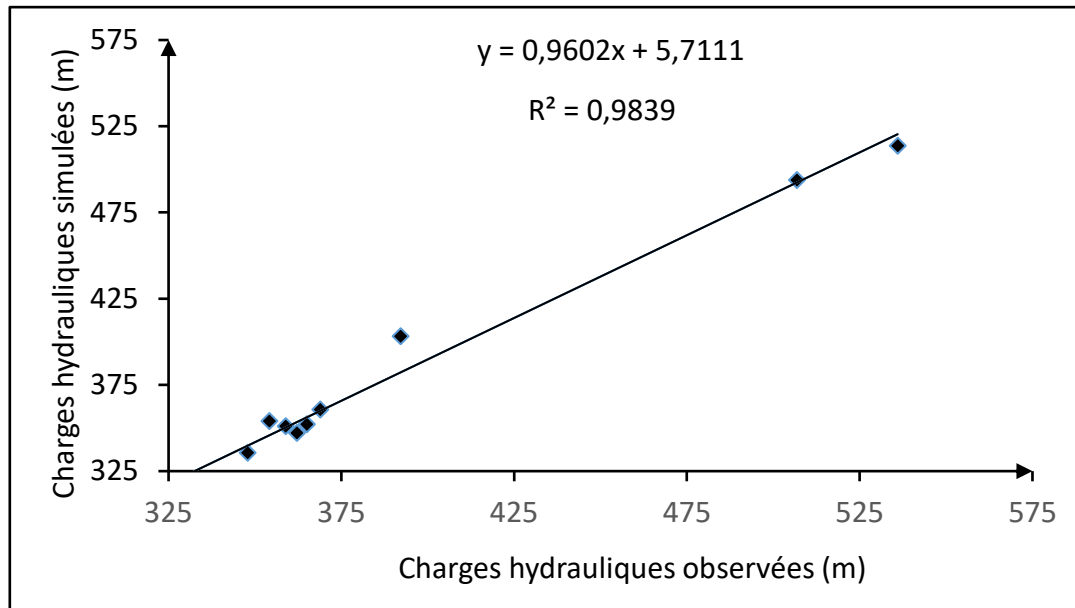


Figure 71 : Corrélation des charges hydrauliques simulées et celles observées en régime permanent

Les critères de performance du modèle sont consignés dans le tableau XXXIII. La racine carrée de la moyenne des carrés normalisés (NRMS) pour ce calage est égale à 4%. Le critère de Nash-Sutcliffe est de 98% avec une moyenne des écarts absolus entre la piézométrie observée et celle simulée de 4,26 m. L'écart-type entre les différentes charges hydrauliques est de 7,98 m. Ces valeurs obtenues témoignent du bon calage du modèle.

Tableau XXXIII : Critères de performance du modèle en régime permanent

Critères de performance	Symbole	Valeur	Unité
Moyennes des écarts des charges hydrauliques	$ \overline{E} $	4,26	m
Ecart-type des erreurs des charges hydrauliques	σ	7,98	m
Racine carrée de la moyenne des carrés	RMS	7,61	m
Racine carrée de la moyenne des carrés normalisés	NRMS	4	%
Nash-Sutcliffe	NS	98	%

Le tableau XXXIV illustre les écarts entre les charges hydrauliques simulées et celles observées en février 2019.

Tableau XXXIV : Ecart entre les charges observées et celles simulées (février 2019)

Forage	Charges observée (m)	Charges simulée (m)	Différence (m)
Bantegouin	392,2	403,2	-11
Boguiné	331,5	322,4	9,1
Gbangbéguiné Yati	364,9	352,1	12,8
Gbatongouin	506,9	493,8	13,1
Gongouiné 2	347,9	335,6	12,3
Guiapleu	362,1	347,2	14,9
Kassiapleu	358,9	351,1	7,8
Kouitongouiné 2	354,1	354,1	0
Krikouma	368,9	360,8	8,1
Lékpépleu	329,3	312,4	16,9
Mélapleu	535,9	513,6	22,3

La bonne corrélation entre les différentes charges hydrauliques n'empêche pas que des différences significatives existent entre elles. Les écarts entre les charges observées et celles simulées (Figure 72) atteignent au maximum 22,3 m à Mélapleu. Sur les onze (11) points d'observation du domaine modélisé, la différence entre les charges hydrauliques mesurées sur le terrain et celles simulées par le modèle est négative pour un (1) seul forage et positive pour les dix (10) points. De façon générale, les charges calculées par le modèle sont plus faibles que celles observées sur le terrain. Les plus grandes différences de charges s'observent à Mélapleu (22,3 m), Lékpépleu (16,9 m) et les plus faibles à Kouitongouiné 2 (0 m), Kassiapleu (7,8 m) et Krikouma (8,1 m). La figure 73 illustre les charges hydrauliques observées et simulées en régime permanent en 2019 sur le sous-bassin versant du Kô à Logoualé. L'analyse de cette figure indique que la direction principale des écoulements souterrains se fait du Nord vers le Sud ainsi que celle de la rivière du Kô. Au Sud du sous-bassin versant, les écoulements souterrains convergent vers la rivière du Kô et enfin de direction vers l'exutoire.

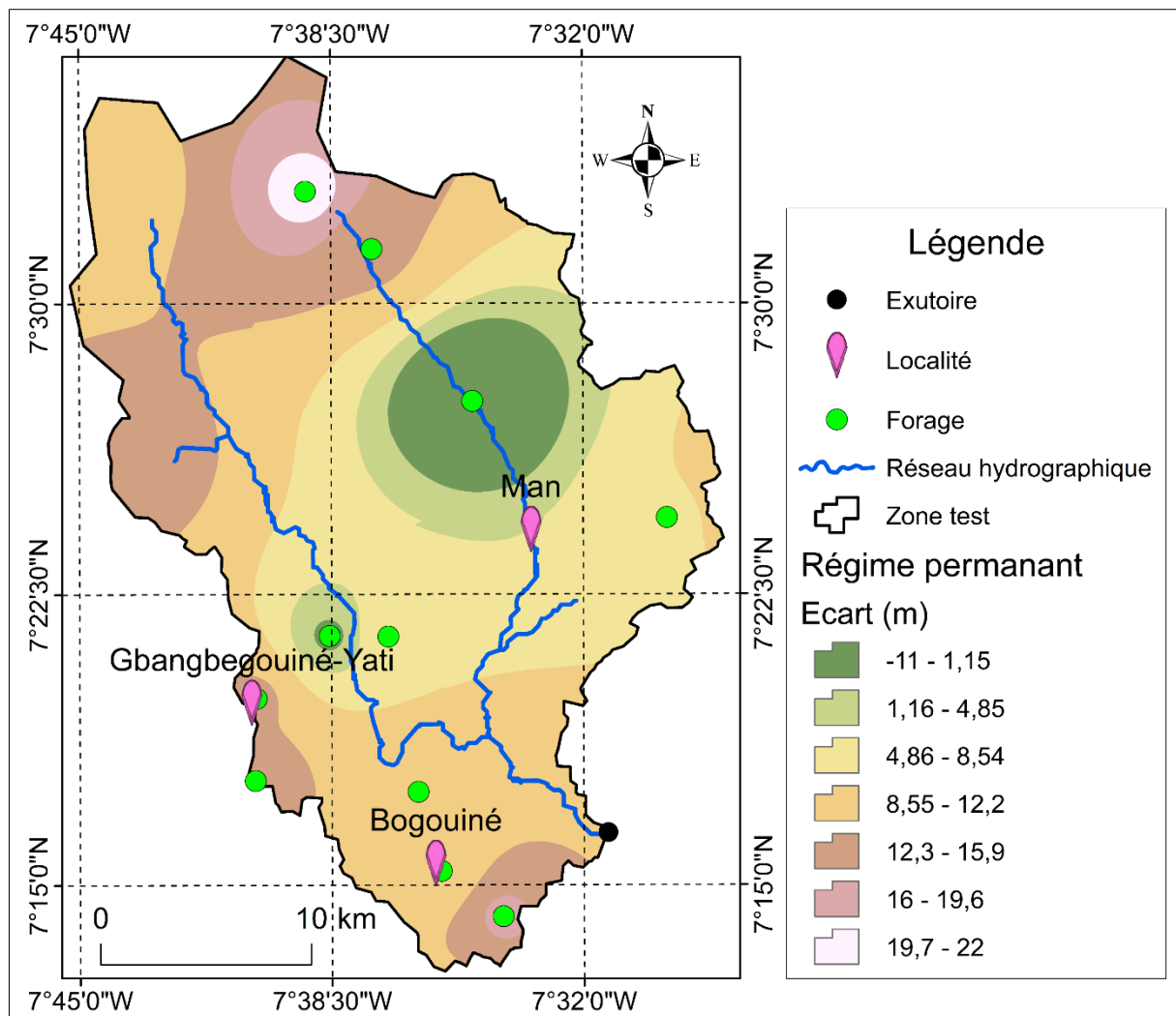


Figure 72 : Carte des écarts entre les charges observées et les charges simulées en régime permanent

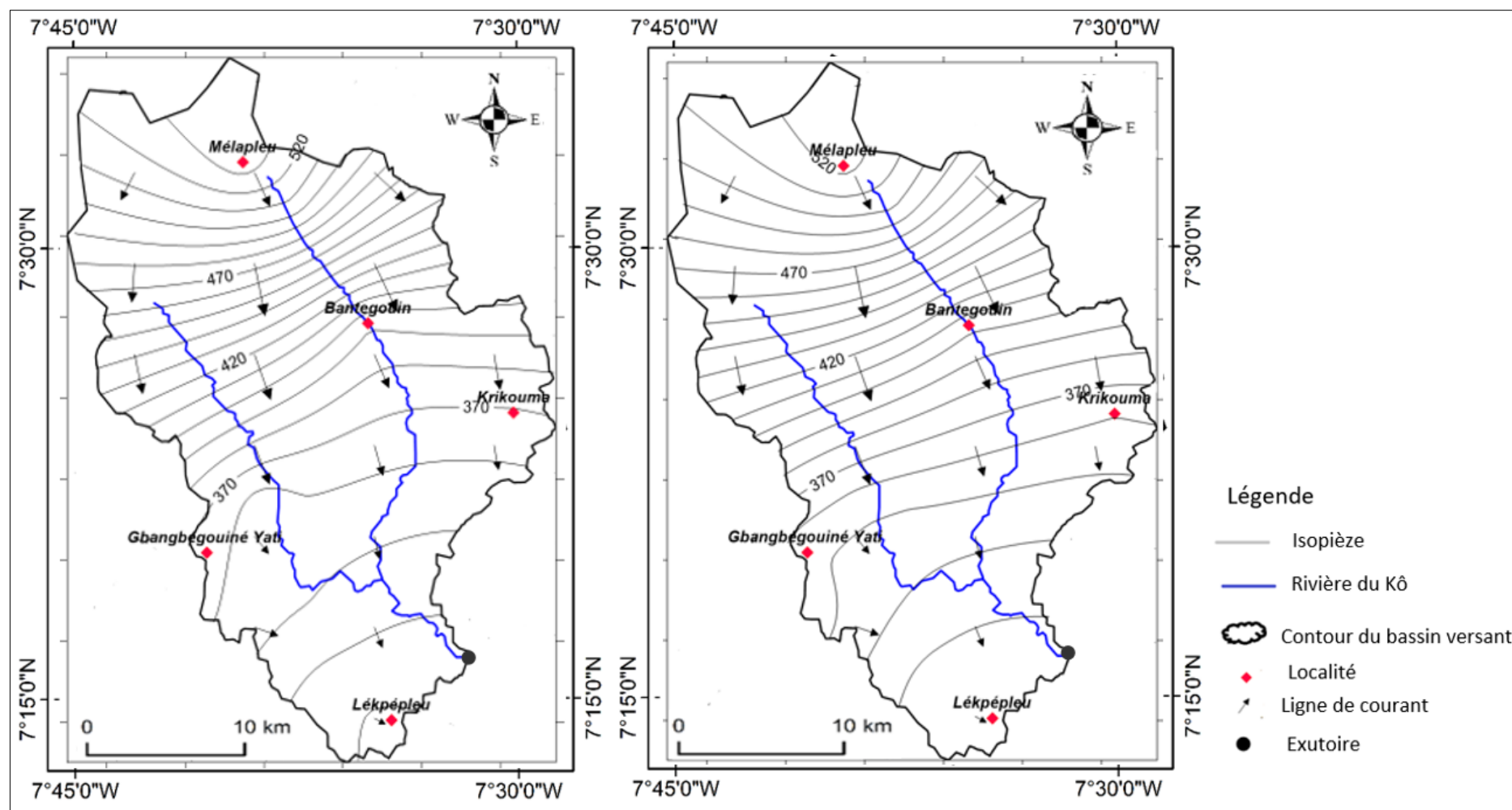


Figure 73 : Carte des charges hydrauliques en régime permanent en 2019 sur le sous-bassin versant du Kô à Man
(a) charges observées ; (b) Charges simulées

7.2.1.2. Validation du modèle en régime transitoire de Août 2018 à Août 2020

La simulation en régime transitoire a été effectuée sur une période de deux ans. Pour la validation du modèle en régime transitoire, deux années ont été choisies : l'année 2018 est l'année de référence et celle de 2020 sert de comparaison. Pour ce faire, les mêmes points d'observations considérés dans les simulations précédentes ont été utilisés. La figure 74 illustre la corrélation entre les charges simulées et celles observées en régime transitoire avec un coefficient de détermination $R^2 = 0,99$.

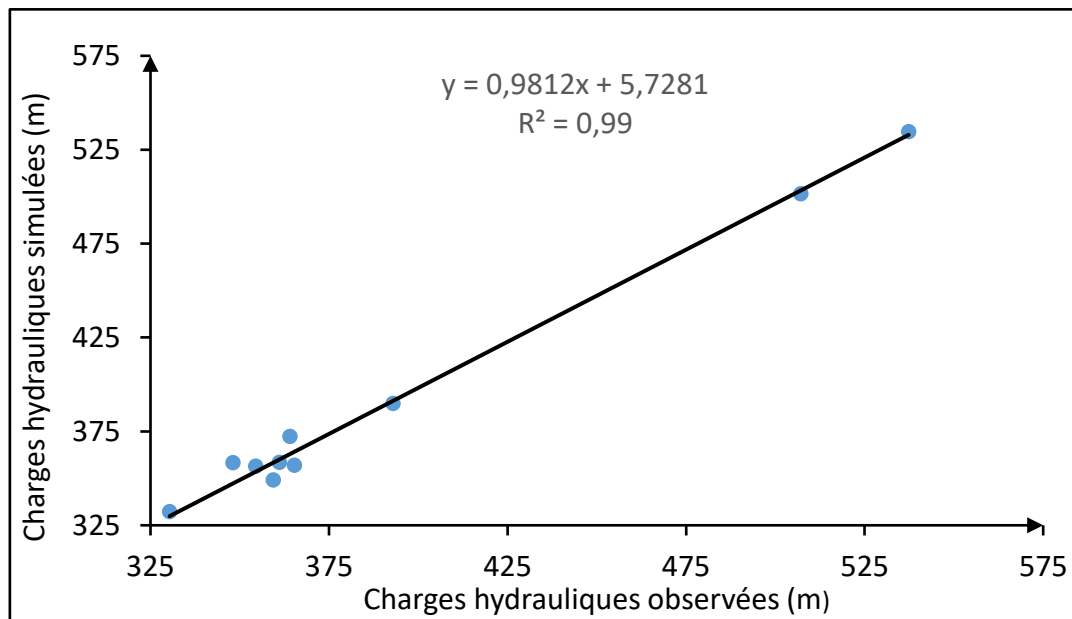


Figure 74 : Corrélation entre les charges simulées et celles observées en régime transitoire

Pour tester la stabilité du modèle, une simulation en régime transitoire a été réalisée et les paramètres hydrodynamiques calés lors des précédentes simulations en régime permanent ont permis de reproduire la piézométrie d'août 2020. Ces paramètres calés ont permis d'avoir une bonne corrélation entre les charges observées et simulées de 2020 (Figure 75).

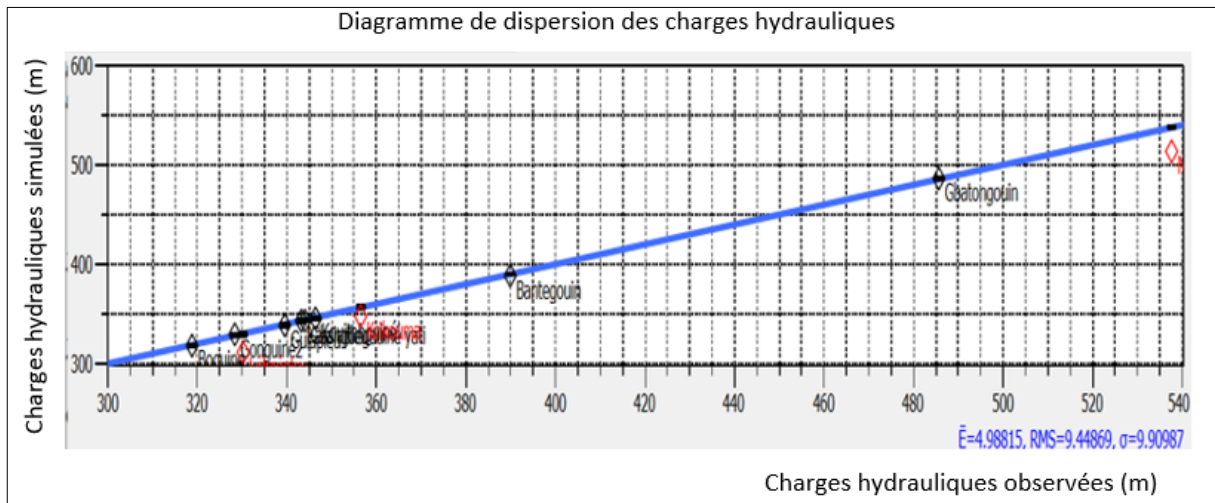


Figure 75 : Corrélation entre charges hydrauliques observées et charges calculées d’août 2020

Le tableau XXXV donne les critères de performance observées après la validation du modèle en régime transitoire. Ainsi, la racine carrée de la moyenne des carrées normalisées (NRMS) est égale à 4,56 % avec une moyenne des écarts absolus entre la piézométrie observée et celle simulée de 5 m. L’écart-type entre les différentes charges hydrauliques est 9,9 m. Le critère de Nash-Sutcliffe est de 92 %.

Tableau XXXV : Critères de performance du calage en régime transitoire

Critères de performance	Symbole	Valeur	Unité
Moyennes des écarts des charges hydrauliques	$ \bar{E} $	5	m
Ecart-type des erreurs des charges hydrauliques	σ	9,9	m
Racine carrée de la moyenne des carrées	RMS	9,45	m
Racine carrée de la moyenne des carrées normalisées	NRMS	4,56	%
Nash-Sutcliffe	NS	92	%

Le tableau XXXVI indique les écarts entre les charges observées et simulées en régime transitoire. Ces écarts (Figure 76) sont significatifs au niveau des forages de Bogouiné, Gbangbéguiné Yati et Kassiapleu où des écarts respectifs de 7,7 m, 8,2 m et 10,1 m ont été observés. Ces écarts sont positifs pour la plupart des points d’observations et négatifs pour quatre points (Gongouiné 2, Guiapleu, Krikouma, Lékpépleu).

Tableau XXXVI : Ecart entre les charges simulées et observées en régime transitoire (2020)

Forage	Charges observée (m)	Charges simulée (m)	Différence (m)
Bantegouin	392,2	390	2,2
Boguiné	332,5	324,8	7,7
Gbangbégouiné Yati	365,3	357,1	8,2
Gbatongouin	507,1	501,6	5,5
Gongouiné 2	348,1	358,5	-10,4
Guiapleu	364,1	377,4	-13,3
Kassiapleu	359,3	349,2	10,1
Kouitongouiné 2	361,1	358,5	2,6
Krikouma	354,4	356,5	-2,1
Lékpépleu	330,3	332,3	-2
Mélapleu	537,3	534,6	2,7

La figure 77 présente les résultats des charges observées et simulées en régime transitoire en 2020 sur le sous-bassin versant du Kô. Cette simulation permet de reproduire les principales directions d'écoulement des eaux souterraines sur ce sous-bassin versant. Cette validation du modèle en régime transitoire a permis de tester la robustesse et la stabilité du modèle. Le modèle calé et validé en régime transitoire peut permettre de faire des simulations prévisionnelles.

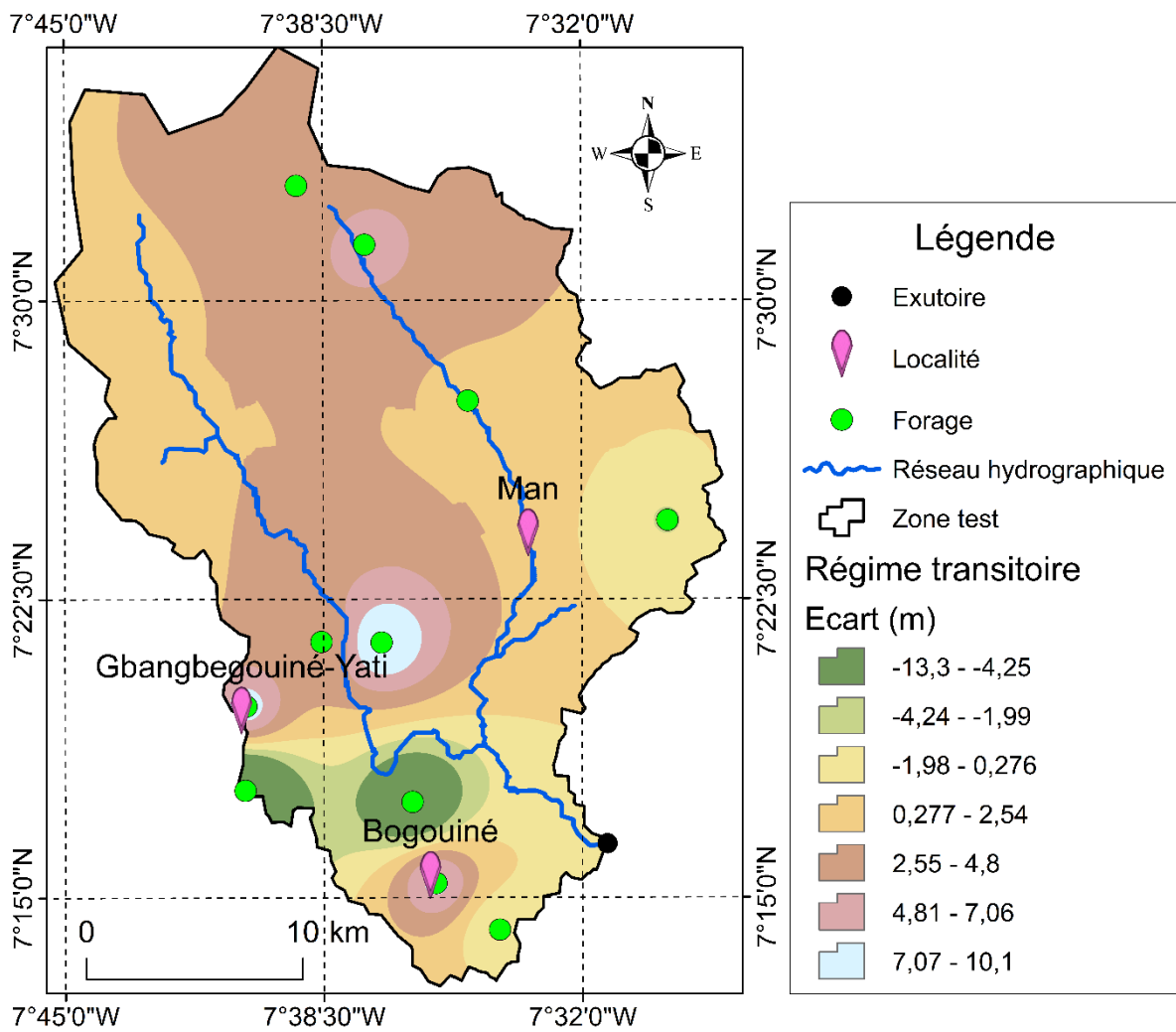


Figure 76 : Carte des écarts entre les charges observées et les charges simulées en régime transitoire (2020)

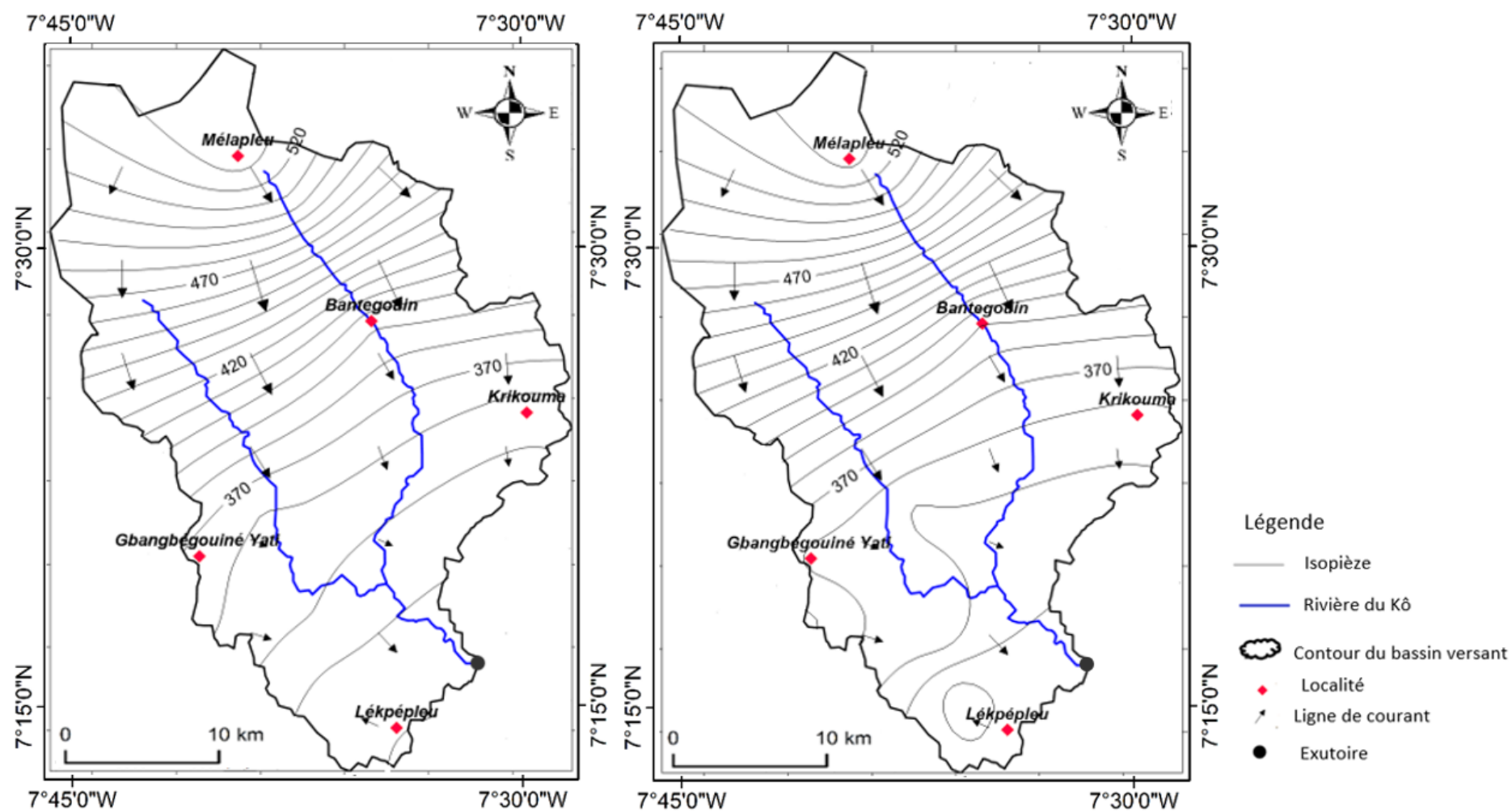


Figure 77 : Carte des charges hydrauliques en régime transitoire en 2020 sur le sous-bassin versant du Kô à Man
(a) Charges observées ; (b) charges simulées

7.2.1.3. Simulations prévisionnelles

Cette partie présente les résultats des différentes variations de la recharge directe sur le niveau des eaux souterraines du sous-bassin versant du Kô. Cette variation de la recharge directe est basée sur deux (2) scénarios dont le premier fait varier la recharge initiale calée (184 mm) de – 5 à -30 mm/an et le second fait passer cette recharge de +5 à +30 mm/an. La recharge initiale de 2019 (184 mm/an) connaît selon ces scénarios soit une baisse soit une hausse de 5 mm (Figure 78), de 20 mm (Figure 79) et de 30 mm (Figure 80). L'analyse de ces figures laisse entrevoir que les isopièzes (courbes de même niveau d'eau dans le sous-sol) présentent de façon générale les mêmes allures. L'espacement des isopièzes sur les cartes de baisse ou de hausse de recharge initiale sont quasi-identiques indiquant ainsi qu'un gradient hydraulique plus semblable. La direction de l'écoulement des eaux souterraines s'effectue du Nord vers le Sud. Ce sens de circulation est imposé par les charges hydrauliques du Nord plus élevées que celles du Sud. Les isopièzes sont plus ou moins resserrées vers le Nord que vers le Sud. Aucune différence significative n'a été constatée à travers ces cartes lorsque nous les comparons aussi bien en baisse qu'en hausse de recharge initiale. Cependant, une faible variation de charges simulées est constatée aussi bien en baisse qu'en hausse de la recharge simulée en 2019 (annexe 12) mais elle n'est pas perceptible au niveau des cartes de l'évolution du niveau des eaux souterraines. La baisse ou la hausse de 5 mm, 20 mm et 30 mm de recharge initiale n'a pas d'impact significatif sur les ressources en eaux souterraines.

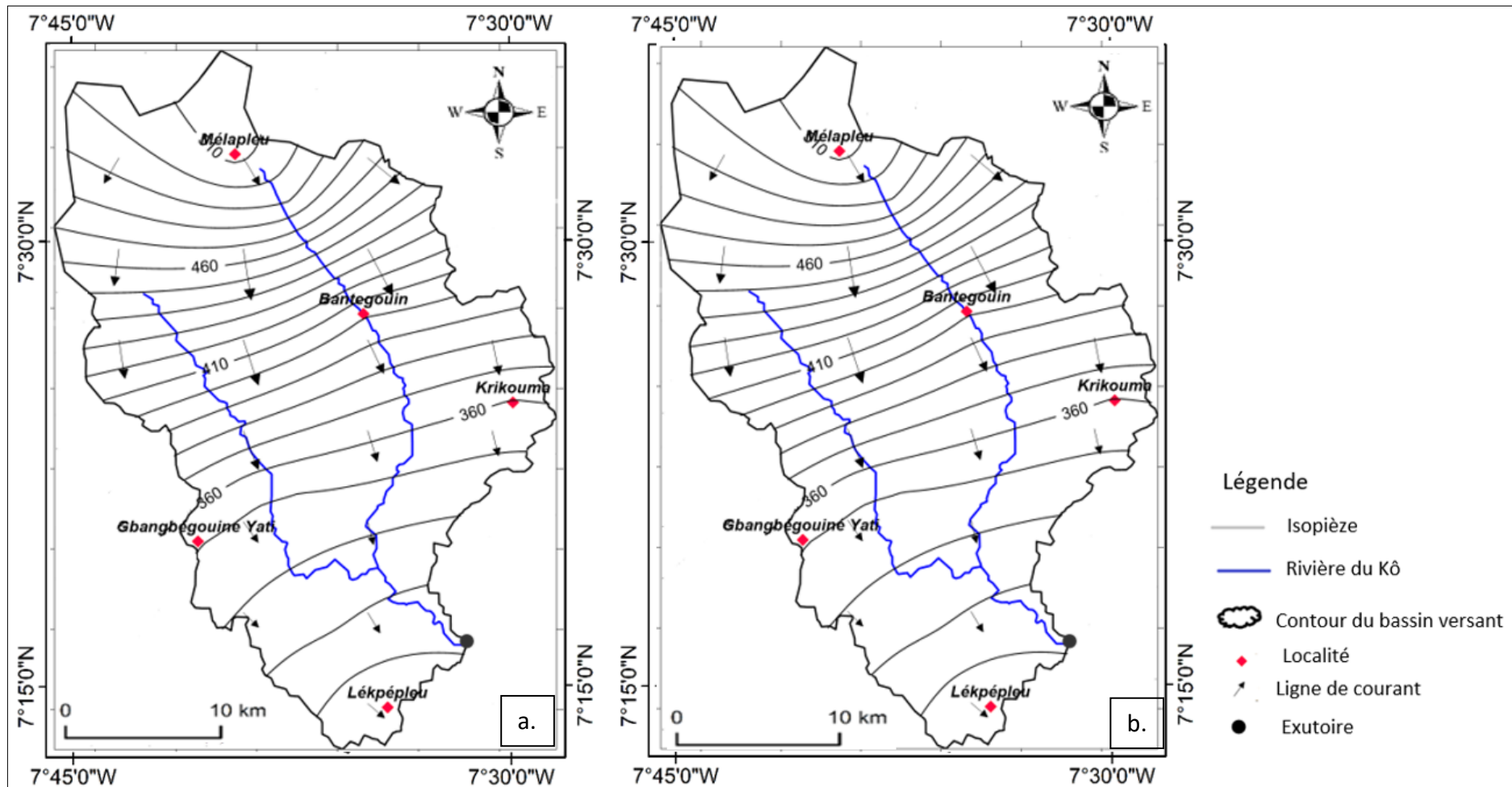


Figure 78 : Cartes des charges hydrauliques du sous-bassin versant du Kô à Man des recharges initiales -5 mm et +5 mm

(a) Recharge initiale -5 mm ; (b) Recharge initiale +5 mm

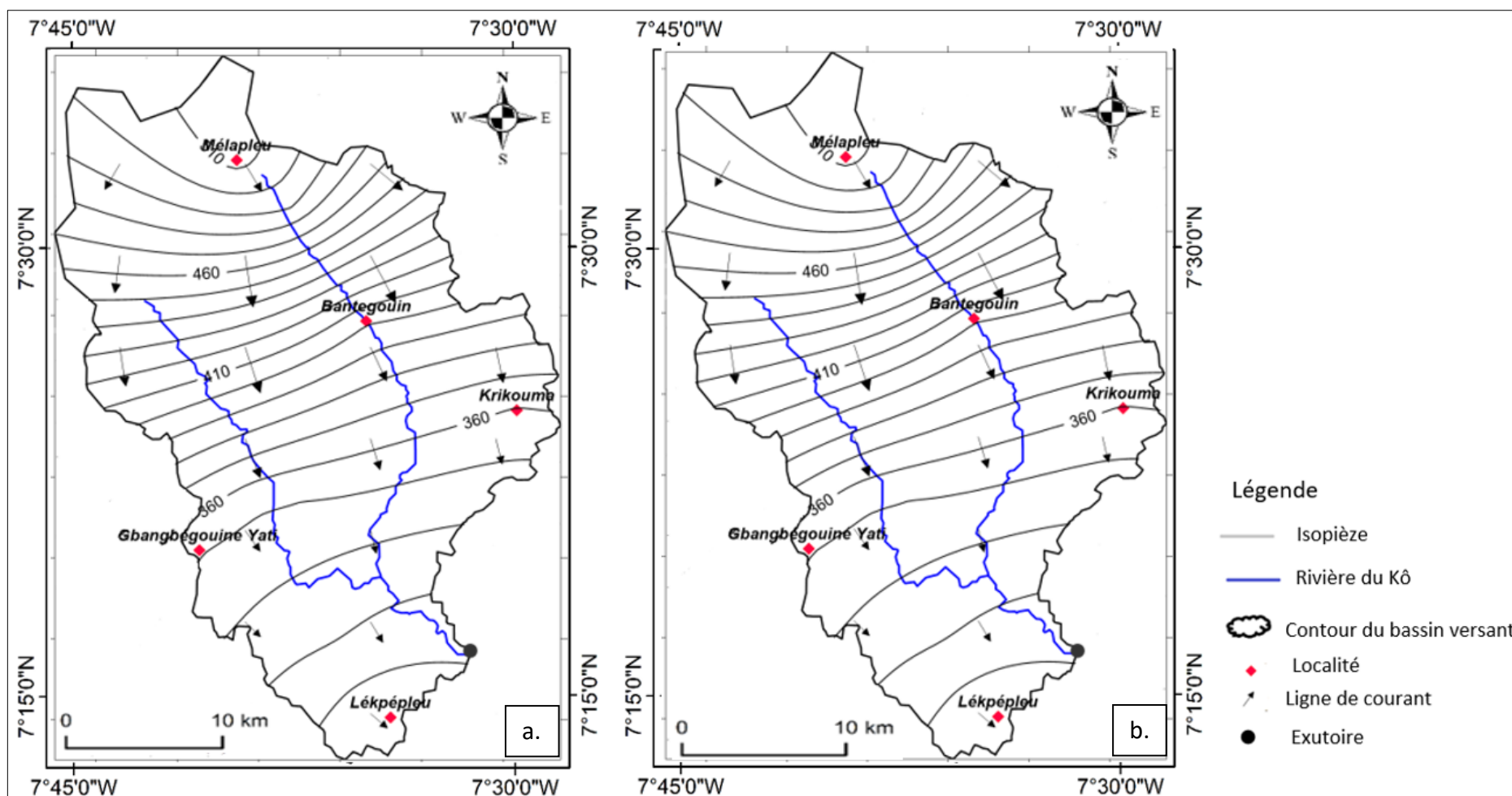


Figure 79 : Cartes des charges hydrauliques du sous-bassin versant du Kô à Man des recharges initiales -20 mm et +20 mm

(a) Recharge initiale -20 mm ; (b) Recharge initiale +20 mm

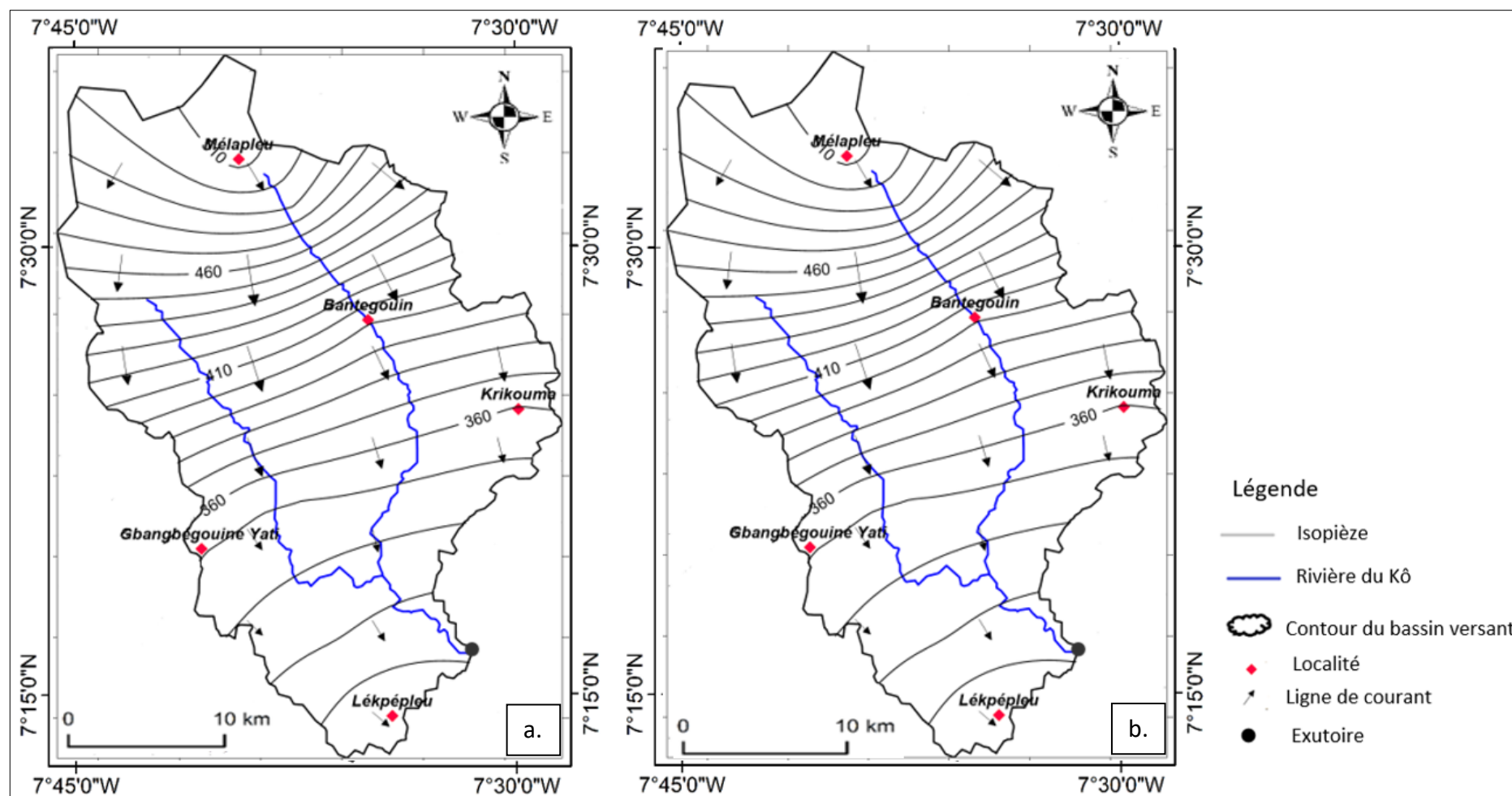


Figure 80 : Cartes des charges hydrauliques du sous-bassin versant du Kô à Man des recharges initiales de -30 mm et +30 mm

(a) Recharge initiale -30 mm ; (b) Recharge initiale +30 mm

7.3. Discussion

Caractérisation du système aquifère du sous-bassin versant du Kô

Le modèle de profil d'altération de direction nord-sud présente du sommet à la base une structuration verticale avec les principales couches : la saprolite couverte par la terre végétale et composée d'allotérite riche en argile et d'isaltérite riche en sable, la frange fissurée et le socle sain. Ce profil d'altération variant d'un faciès pétrographique à un autre, est lié à des roches cristallophylliennes (Kouamé, 1999). Ces résultats sont en concordance avec les travaux de Kouamé (1999) qui a pu identifier la même lithologie dans la région des montagnes dont appartient la zone test (sous-bassin versant du Kô à Man). Selon cet auteur, du point de vue hydrogéologique, la couche de saprolite présente un intérêt négligeable à cause de la conductivité hydraulique généralement très faible des cuirasses, latérites et argiles. Les travaux de Dewandel *et al.* (2006), Boisson *et al.* (2015) ont montré qu'en raison de cette faible conductivité hydraulique, la couche de saprolite n'est pas exploitable en toutes saisons. Ce profil est également en accord avec ceux proposés ces dernières années en milieu de socle par Dewandel *et al.* (2006), Lachassagne *et al.* (2011), Lachassagne *et al.* (2021), Kouadio (2022). Ces auteurs soutiennent que la conductivité hydraulique des aquifères de socle est due au processus d'altération et non à la fracturation tectonique et à la décompression lithostatique. La saprolite constitue le premier niveau de cet aquifère composite. Elle contient la nappe d'altérite qui est généralement exploitée par les puits traditionnels et modernes. Une cuirasse peut être observée dans cette couche. Cette cuirasse a été observée par Kouamé (1999) dans la coupe géologique du forage « Déoulé F₂ » lors de ses travaux de recherche dans la zone d'étude. Selon Bon *et al.* (2016) et Lachassagne *et al.* (2021), cette cuirasse peut donner naissance à de petits aquifères perchés avec localement quelques émergences surtout lorsqu'elle est préservée de l'érosion et rechargée par de fortes pluies. Quant à la frange fissurée du socle, elle est caractérisée par une fracturation assez importante dans les premiers mètres (Soro *et al.*, 2017 ; Lachassagne *et al.*, 2021). L'épaisseur de la frange fissurée varie entre 12 et 37 m avec une moyenne d'environ 28 m. Elle est environ deux fois supérieure à celle de la saprolite. Ces observations ont été aussi faites par Dewandel *et al.* (2017) et Wyns (2020) dans des environnements similaires.

La roche saine est perméable seulement là où des fractures sont observées. Bien que ces fractures soient aussi perméables que les fractures de la frange fissurée, leur densité avec la profondeur reste plus faible (Cho *et al.*, 2003).

L'interprétation hydrogéologique de l'étude des épaisseurs d'altérites serait liée à la capacité de stockage d'eau. En effet, les altérites peuvent agir comme des réservoirs naturels d'eau souterraine, stockant et filtrant l'eau à mesure qu'elle circule à travers des formations rocheuses. Dans le sous-bassin versant du Kô, l'épaisseur totale du profil d'altération peut atteindre 54,5 m. Cette valeur est largement supérieure à celle obtenue par Koïta (2010) à Dimbokro (2 à 20 m) mais inférieure à celle proposée par Wyns *et al.* (1999) qui peut atteindre 100 m. Cette différence d'épaisseur pourrait être liée à la structure du granite. La variation des épaisseurs d'altération pourrait aussi dépendre de l'intensité de fracturation, du type de climat, du processus d'altération et des conditions de drainage (Lasm, 2000). Dans cette étude, le profil d'altération du sous-bassin versant du Kô à Man a mis en évidence trois principales formations géologiques que sont la couche de saprolite, la frange fissurée du socle et le socle sain. Ce profil est similaire à celui développé par Soro *et al.* (2017) sur des formations géologiques similaires au Burkina Faso, par Koïta *et al.* (2013) dans l'Est de la Côte d'Ivoire et par Kouadio (2022) dans le bassin versant de Lobo à Nibéhibé.

Paramètres hydrodynamiques

Les valeurs de transmissivité calculées à partir des données d'essai de pompage à l'aide de la méthode de Cooper-Jacob, varient de $4,6 \cdot 10^{-6}$ à $1,9 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ avec une moyenne de $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ et un coefficient de variation de 306,7 %. Les résultats des travaux réalisés en Côte d'Ivoire sur les roches cristallines et cristallophylliennes donnent également des valeurs de transmissivité variant entre 10^{-6} et $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ (Kamenan, 2021 ; Kouadio, 2022). Ces valeurs obtenues s'échelonnent sur plusieurs ordres de grandeur témoignant la forte dispersion de ce paramètre. Kamenan (2021) trouve des ordres de grandeurs de transmissivités compris entre 10^{-7} et $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$ dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Dans ce même bassin, Kouadio (2022) a obtenu des ordres de grandeurs de transmissivités de 10^{-6} à $10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Ces valeurs de transmissivités s'apparentent aux valeurs obtenues par les auteurs tels que Kouassi *et al.* (2012) dans la région du N'Zi-Comoé et Ouédraogo (2016) dans le bassin versant du Bandama blanc amont. Ces mêmes valeurs sont obtenues au Burkina Faso par Yaméogo (2008) dans la région de Ouagadougou particulièrement au Nord-Ouest de la ville et en Chine par Hasan *et al.* (2019) dans des formations géologiques similaires. Quant aux valeurs de conductivités hydrauliques (perméabilités), elles sont de deux types à savoir les conductivités hydrauliques des altérites et les conductivités hydrauliques de l'aquifère de fissures. Les valeurs de perméabilités des couches d'altérites estimées à l'aide de l'infiltromètre à double anneaux dans le sous-bassin versant du Kô sont comprises entre $2,8 \cdot 10^{-6}$ et $2,2 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ avec une valeur moyenne de

$1,4 \cdot 10^{-5}$ m/s. Ces valeurs s'échelonnent sur seulement deux ordres de grandeur témoignant la faible dispersion de ce paramètre. L'analyse de faibles valeurs de perméabilités au niveau de cette couche pourrait entraîner une mauvaise infiltration des eaux qui alimentent les aquifères du sous-bassin versant du Kô à Logoualé. C'est le cas du forage de Glayogouin qui a enregistré une forte turbidité dans l'eau lors des analyses physico-chimiques *in situ* des forages. Les valeurs de conductivités hydrauliques de la couche d'altérite déterminées dans ce sous-bassin versant sont respectivement semblables à celles obtenues par Soro (2017) sur des formations analogues au Burkina-Faso et Kouadio (2022) dans le bassin versant de la Lobo à Nibéhibé. Les valeurs de la conductivité hydraulique de l'aquifère de fissures sont comprises entre $7,9 \cdot 10^{-8}$ et $2,9 \cdot 10^{-5}$ m/s pour une moyenne de $2,6 \cdot 10^{-6}$ m/s. Les résultats de cette étude sont sensiblement identiques à ceux obtenus par Kouassi *et al.* (2013) dans la région du N'zi-Comoé (Centre-Est de la Côte d'Ivoire) en milieu du socle. Ces auteurs ont obtenu des valeurs comprises entre $1,79 \cdot 10^{-8}$ et $3,80 \cdot 10^{-6}$ m/s avec une moyenne de $6,35 \cdot 10^{-6}$ m/s à partir de la méthode de Hvorslev pour l'estimation de la conductivité hydraulique. La conductivité hydraulique de cet aquifère pourrait s'expliquer par le processus d'altération et non par la fracturation tectonique et la décompression lithologique (Lachassagne *et al.*, 2011 ; Koita *et al.*, 2013 ; Langman *et al.*, 2015 ; Soro, 2017).

Les valeurs des paramètres telles que la transmissivité (T) et la conductivité hydraulique (K) pourraient être sous-estimées du fait de la courte durée des essais de pompage ayant servi à la détermination de ces paramètres. Selon Kouadio (2022), ces essais de courte durée ne permettent pas d'estimer la conductivité hydraulique de ce système aquifère mais permettent d'avoir une idée des valeurs au droit des forages.

Hormis ces paramètres susmentionnés, les porosités efficaces ou de drainage ont été déterminées à l'aide de la méthode de Porchet. Les valeurs de ces porosités obtenues dans le sous-bassin versant du Kô sont comprises entre 3% et 11,4% avec une moyenne de 6,7%. Ces valeurs pourraient s'expliquer par la nature des roches (argileuse), la taille des grains de sable et le degré de fracturation. Cette valeur moyenne est proche de celle de Johnson (1967) qui a fait l'étude dans les argiles sableuses sur plusieurs sites dans le monde. Cet auteur a trouvé une valeur moyenne de porosité de drainage de 7% dans les argiles sableuses et de 27% dans les sables grossiers. Cette valeur moyenne de porosité de drainage obtenue dans ce sous-bassin se trouve dans la même gamme de valeurs que Kouadio (2022) dans le bassin versant de Lobo à Nibéhibé avec une valeur moyenne de 4,8%.

Modèle d'écoulement souterrain de la nappe des aquifères de socle du sous-bassin versant du Kô

La nappe de l'aquifère fracturé du sous-bassin versant du Kô à Logoualé joue un rôle important dans l'alimentation en eau potable de la population rurale. Pour mieux la protéger et prédire ses fluctuations au fil du temps, un modèle numérique d'écoulement souterrain est réalisé avec des simulations. Le calage a permis d'ajuster les valeurs de conductivités hydrauliques de la couche de saprolite de $K = 9,5 \cdot 10^{-6}$ m/s, $K = 2,7 \cdot 10^{-6}$ m/s, $K = 2 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K = 1,9 \cdot 10^{-5}$ m/s et $K = 2,2 \cdot 10^{-5}$ m/s respectivement pour les formations géologiques constituées d'argiles, argile-sableuses, sable fin, sable latéritique et de sable argileux. Pour la frange fissurée, ces valeurs passent à $K = 2,6 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K = 1,8 \cdot 10^{-4}$ m/s, $K = 8,6 \cdot 10^{-5}$ m/s, $K = 5,02 \cdot 10^{-5}$ et $K = 9,9 \cdot 10^{-5}$ m/s respectivement pour les amphibolites, pyroxénites ; les granitoïdes subalcalins ; les anorthosites, norites, charnockites ; les granitoïdes hétérogènes et les itabirites. Ces conductivités hydrauliques obtenues après calage du modèle au niveau de la couche d'altérite et de la frange fissurée se situent dans le même ordre de grandeur que celles obtenues par Oularé *et al.* (2016) dans l'Ouest de la Côte d'Ivoire, Koita (2010), Jaunat *et al.* (2016), Kamenan (2021) et Kouadio (2022) dans des formations géologiques du milieu du socle. Ces valeurs obtenues par ces auteurs sont de l'ordre de 10^{-5} m/s pour la saprolite et de 10^{-4} m/s pour la frange fissurée. En outre, ces valeurs de conductivités hydrauliques obtenues lors des simulations sont légèrement supérieures à celles obtenues sur le terrain. Cette différence pourrait s'expliquer par le fait que les tests de pompages réalisés sont généralement de courte durée. Cela permet de déterminer les conductivités hydrauliques au droit des forages. De plus, lors des travaux de Oularé (2015), les écarts importants entre les valeurs simulées et les valeurs observées de conductivité hydraulique ont été enregistrées comparativement à ceux obtenus dans la présente étude. Ces écarts pourraient s'expliquer par l'application du modèle numérique d'écoulement utilisé. En effet, Oularé (2015) a utilisé "HydroGeosphere" dont l'estimateur de paramètre est "PEST" suite à la calibration manuelle. La densité de fracturation signalée par Kouamé (1999) et Saley (2003) favorisant une perméabilité plus importante de la zone ouest du pays pourrait également expliquer les valeurs élevées de conductivité hydraulique obtenues principalement au niveau de la frange fissurée du socle.

Après le calage du modèle, la valeur de recharge de 194,03 mm en 2019 a été simulée avec des valeurs de NRMS égales à 4% avec un coefficient de corrélation de 0,98 et de critère de Nash-Sutcliffe de 98%. Ces différentes valeurs traduisent un bon calage du modèle. Malgré ce bon résultat de calage, de fortes différences s'observent entre certaines charges hydrauliques calculées par le modèle et celles observées sur le terrain. C'est le cas de Mélapleu où l'on

enregistre une charge hydraulique mesurée de 535,9 m et le modèle en a calculé 513,6 m, soit une différence de 22,3 m. Cette différence entre les charges hydrauliques pourrait être imputable à la complexité des formations géologiques de l'aquifère du sous-bassin versant du Kô à Logoualé. Dans ce sous-bassin versant, les écoulements souterrains se font du Nord vers le Sud. Ils ont pour direction principale la rivière du Kô. En effet, cette direction est imposée par les charges hydrauliques du Nord plus élevées que celles du Sud. Les isopièzes sont plus resserrées au Nord qu'au Sud du fait que le Nord est plus accidenté que le Sud.

La validation du modèle en régime transitoire a permis d'avoir une NRMS de 4,56% avec un NS de 92%. Aucune différence significative n'a été observée entre les charges simulées et observées en 2020. Ce qui témoigne de la robustesse et de la stabilité du modèle mis en place. Il n'y pas de changement notable des isopièzes avec une faible variation de la recharge ; ce qui pourrait s'expliquer par le fait que cette variation n'a pas d'impact sur les eaux souterraines du système aquifère du sous-bassin versant du Kô selon les scénarios élaborés. De plus, les faibles variations constatées des charges simulées aussi bien en baisse qu'en hausse de la recharge initiale (184 mm/an) signifieraient que les eaux souterraines du système aquifère du sous-bassin du Kô réagit lentement à la variabilité climatique. En somme, ce sous-bassin versant pourrait disposer des réserves importantes en eaux souterraines pour répondre à la demande malgré la variabilité de la recharge et l'augmentation de la population au fil du temps. En effet, les travaux de Saley (2003) ont montré d'excellente disponibilité en eau souterraine occupant pratiquement 75% de la superficie totale du degré carré de Man. Cependant, il conviendrait de signifier qu'une hausse des prélèvements avec une baisse de la recharge pourrait avoir un impact sur les eaux souterraines de cet aquifère.

Conclusion partielle

Le profil d'altération du sous-bassin versant du Kô à Man montre trois couches qui sont, du sommet à la base, la couche des altérites, la couche fissurée et le socle sain. Les paramètres hydrodynamiques du système aquifère ont été déterminés en fonction des principales formations géologiques. Les transmissivités varient de $4,57 \cdot 10^{-6}$ à $1,94 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ avec une moyenne géométrique de $1,33 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Les perméabilités des couches d'altérites varient de $2,77 \cdot 10^{-6}$ à $2,22 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ avec une valeur moyenne de $1,44 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ et les perméabilités des aquifères varient de $7,89 \cdot 10^{-8}$ à $2,96 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ pour une moyenne de $2,60 \cdot 10^{-6} \text{ m/s}$. Quant à la porosité efficace, elle oscille entre 3% et 11,4% avec une moyenne de 6,70%.

Les ajustements entre les charges simulées et les charges mesurées du modèle en milieu continu discrétisé ont permis d'obtenir des conductivités hydrauliques qui sont plus supérieures à celles

estimées sur le terrain. Le modèle d'écoulement calé et validé en régime transitoire pour observer les fluctuations de la nappe en condition réelle a permis de faire des simulations prédictives. L'analyse des scénarios de gestion montre que l'aquifère fracturé du sous-bassin versant du Kô à Man dispose d'une réserve d'eau suffisante pour être utilisée par la population malgré les variations de la recharge liées à la variabilité climatique.

CONCLUSION GENERALE

Les travaux de cette thèse ont été conduits dans le but de comprendre le fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique des aquifères fracturés du département de Man dans un contexte de changement climatique. Il a été question de façon spécifique de caractériser la variabilité climatique dans le Département de Man, de caractériser le fonctionnement hydrogéochimique des aquifères de socle de ce Département et de simuler l'impact de la variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère du sous-bassin versant du Kô à Man.

Pour ce qui concerne la caractérisation de la variabilité climatique dans le Département de Man, cette étude a montré que la pluviométrie de ce Département et ses environs a subi les épisodes critiques de la variabilité du climat. En effet, les analyses de la variabilité des précipitations à l'aide de l'indice de Nicholson ont mis en évidence une alternance de période humide et sèche dans les stations climatiques de Man, Danané, Biankouma et Gbonné. Cependant, une période normale a été enregistrée au niveau des stations climatiques de Man (2001-2017), Danané (1993-2012) et Biankouma (2007-2023). Une baisse de la pluviométrie a été enregistrée dans la plupart des stations climatiques entre 1968 et 1999. Les infiltrations efficaces estimées au niveau des stations climatiques de Man, Gbonné, Danané et Biankouma ont enregistré respectivement des périodes humides aux périodes sèches une réduction de 43%, 35,5%, 52,2% et 16,6%. Aucune tendance significative de pluviométrie n'a été détectée par le test de tendance de Mann-Kendall appliqué à ces stations climatiques de 1961 à 2023. Tandis qu'à la station synoptique de Man, la température a connu une tendance à la hausse sur la même période. La méthode des polygones de Thiessen couplée à celle de Thornthwaite appliquées aux sous-bassins versants du N'zo à Zoba, du Kô à Logoualé et du N'zo-Kô (associée) de 1980 à 2000 a été utilisée pour établir le bilan hydrologique. A partir des principaux paramètres de ce bilan, l'infiltration efficace au niveau de chaque sous-bassin versant a été déterminée. Les infiltrations efficaces déterminées pour chaque sous-bassin versant varient de 191 à 457 mm. Comparativement au sous-bassin du N'zo (457 mm), on enregistre une réduction de l'infiltration dans les sous-bassins du Kô et du Kô-N'zo respectivement de 58,2% et de 25,4%. L'analyse de l'évolution des niveaux d'eau des années (août 2018 et août 2020) et à l'échelle saisonnière (août 2018-février 2019) de l'aquifère fracturé du département de Man à l'aide du test t de Student a montré une baisse respective comprise entre 0,14 à 0,36 m et de 0,37 m et 1,08 m. Les infiltrations efficaces calculées varient d'une année à l'autre (280,5 mm en 2018 ; 194,9 mm en 2019 et 293,3 en 2020).

Pour la caractérisation du fonctionnement hydrogéochimique des aquifères du socle du Département de Man, les résultats de la statistique descriptive montrent que les eaux ont des températures qui varient de 23,7 à 31,3 °C en saison sèche et de 23,9 à 33,6 °C en début de saison humide dans le cas des valeurs faibles et élevées. Les eaux sont dans l'ensemble acides pendant les deux saisons avec des pH qui oscillent entre 5,58 et 7,74 en saison sèche et entre 5,25 et 7,11 en début de la saison humide en tenant compte des deux (2) catégories de valeurs. Elles sont peu minéralisées, avec des valeurs de conductivité électrique qui varient de 113,8 à 391 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en saison sèche et de 83,4 à 376 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en début de la saison pluvieuse. Les paramètres chimiques respectent les valeurs guides des directives de l'OMS excepté certains cations majeurs (K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+}). Ces eaux présentent en saison sèche un faciès bicarbonaté calcique et magnésien (84,21%) et un faciès chloruré calcique et magnésien (15,79%). En début de la saison humide, elles présentent un faciès bicarbonaté calcique et magnésien (84,21%), un faciès chloruré calcique et magnésien (10,53%) puis un faciès bicarbonaté sodique et potassique (5,26%). Les principaux phénomènes à l'origine de la minéralisation des eaux sont la minéralisation-temps de séjour, le phénomène d'oxydo-réduction, la dégradation anthropique de la qualité des eaux et la pollution organique pour les deux saisons. Les eaux souterraines sont sursaturées en calcite et en dolomite ; et donc anciennes dans l'aquifère avec une vitesse de circulation lente pendant les deux saisons. L'indice de qualité des eaux souterraines à l'aide de la logique floue a montré que la qualité des eaux des aquifères fracturés s'est détériorée de 2019 à 2023. Cette dégradation de la qualité a été mise en relation avec l'une des variables climatiques telles que la pluviométrie et l'état de surface pour montrer l'impact de la variabilité sur la qualité des eaux souterraines.

La simulation de l'impact de la variabilité climatique sur le fonctionnement hydrodynamique du système aquifère a permis d'obtenir les résultats intéressants. Le profil d'altération du sous-bassin versant du Kô à Man présente du sommet à la base une structuration classique verticale avec trois principales couches : la saprolite, la frange fissurée du socle qui est le lieu privilégié de circulation et de stockage des eaux souterraines et la roche saine qui constitue le substratum imperméable. Les paramètres hydrodynamiques (la transmissivité, les perméabilités des altérites et des aquifères fissurés, la porosité efficace) du système aquifère du Kô à Man ont été déterminés. Les transmissivités varient de $4,57 \cdot 10^{-6}$ à $1,94 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ avec une moyenne de $1,3 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$. Les perméabilités des couches d'altérites varient de $2,8 \cdot 10^{-6}$ à $2,2 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ avec une valeur moyenne de $1,4 \cdot 10^{-5} \text{ m/s}$ et les perméabilités des aquifères de fissures varient de

$7,89.10^{-8}$ à $2,96.10^{-5}$ m/s pour une moyenne de $2,6.10^{-6}$ m/s. Quant à la porosité efficace, elle oscille entre 3% et 11,4% avec une moyenne de 6,7%.

Le modèle d'écoulement souterrain de la nappe du sous-bassin versant du Kô à Man conçu a été calé en régime permanent et validé en régime transitoire avec des données de terrain. Ce modèle indique que les eaux de la nappe des aquifères fracturés de ce sous-bassin versant circulent du Nord au Sud et principalement vers la rivière. Les conductivités hydrauliques simulés varient entre $K = 2,5.10^{-7}$ m/s et $K = 9,9.10^{-4}$ m/s pour la première couche et entre $K = 8,6.10^{-5}$ et $K = 2,6.10^{-3}$ m/s pour la deuxième couche. La recharge simulée quant à elle, varie de 194,9 mm à 184 mm en 2019 en régime permanent. Ce modèle calé et validé en régime transitoire a permis de faire des simulations prédictives. L'analyse des deux scénarios de gestion a montré qu'il n'y a pas de variations significatives des charges simulées aussi bien en baisse qu'en hausse de la recharge initiale de 2019. Ces scénarios de gestion projetés ne prévoient pas de baisse significative des eaux souterraines du sous-bassin versant du Kô à Man. Selon ces scénarios, l'aquifère fracturé de sous-bassin versant du Kô à Man dispose donc d'une réserve d'eau suffisante pour être utilisée par la population malgré la variation de la recharge liée à la variabilité climatique.

Au terme de cette étude, les recommandations sont faites aux instances de décisions dans le secteur de l'eau. Il s'agit de :

- accroître le nombre de piézomètres ;
- suivre le niveau de l'eau dans la nappe de façon mensuelle pour mettre à la disposition des chercheurs des données facilitant les études piézométriques antérieures ;
- installer des stations hydrologiques bien réparties avec de meilleures méthodes d'estimation des débits en vue d'acquérir des données fiables.

Pour améliorer cette étude et approfondir la compréhension du fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique des aquifères fracturés du Département de Man dans un contexte de variabilité climatique, d'autres études semblent être nécessaires. Il s'agira de :

- Evaluer le mode de renouvellement de la recharge à partir des données isotopiques ;
- Elaborer un modèle conceptuel hydrogéologique à partir d'une approche géophysique basée sur la Résonance Magnétique des Protons (RMP) ;
- Elaborer un modèle d'écoulement dans la zone non saturée pour reproduire le retard des écoulements.

REFERENCES

- Abbasi T. & Abbasi S.A. (2011). Water quality indices based on bioassessment : the biotic indices. *Journal of Water and Health*, 9(2) : 330–348.
- Abdoulkader H.A. (2014). Caractérisation hydrogéochimique et qualité des eaux souterraines du système aquifère volcano-sédimentaire côtier sous-climat aride de Djibouti (Afrique de l'Est). Thèse de Doctorat, UFR de Chimie, Université de Lille 1 (Lille, France), 200 p.
- Aboubakar M. (2012). Caractérisation d'un système aquifère volcanique par approche couplée hydrogéochimique et modélisation numérique. Exemple de l'aquifère des basaltes de Dalha, sud-ouest de la République de Djibouti. Thèse de Doctorat, Université de Poitiers (Poitiers, France), 209 p.
- Adallal R. (2019). Variabilité environnementale des lacs du moyen atlas marocain : fonctionnement hydrogéochimique, hydrologique et réponse au changement climatique. Thèse de Doctorat en Géosciences de l'Environnement, Université d'Aix-Marseille (AMU) et Université Cadi Ayyad de Marrakech (UCAM) (Marrakech, Maroc), 192 p.
- Adeleke O.O., Makinde V., Eruola O.A, Dada O.F., Ojo A.O. & Aluko T.J. (2015). Estimation of groundwater recharges in Odeda local government area, Ogun state, Nigeria using empirical formulae. *Challenges*, 2 : 271–281.
- Ahoussi K.E., Keumean N.K., Kouassi M.A. & Koffi B.Y. (2018). Etude des caractéristiques hydrogéochimiques et microbiologiques des eaux de consommation de la zone périurbaine de la ville de Man : cas du village de Kpangouin (Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 11(6) : 3018-3033.
- Ahoussi K.E., Koffi Y.B., Kouassi A.M., Soro G. & Biémi J. (2013). Etude hydrochimique et microbiologique des eaux de source de l'ouest montagneux de la Côte d'Ivoire : Cas du village de Mangouin-Yrongouin (sous-préfecture de Biankouman). *Journal of Applied Biosciences*, 63 : 4703-4719.
- Ahoussi K.E., Soro N., Koffi Y.B., Soro G. & Biémi J. (2010). Origine de la minéralisation des eaux des aquifères discontinus sous couvert forestier de la zone Sud de la Côte d'Ivoire : cas de la région d'Abidjan-Agboville. *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 4(3) : 782-797.
- Ali R.S.E., Chibane B. & Boucefiène A. (2018). Sensitive analysis of ground recharge estimation model, for semiarid areas. *Applied Water Science*, 8 : 150-193.
- Alla B.J. (2021). Dynamique agricole et transformation de l'environnement dans le département de Man. Thèse de Doctorat, UFR Sciences de l'Homme et de la Société, Université Félix Houphouët Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 301 p.

- Amanambu A.C., Obarein O.A., Mossa J., Li L., Ayeni S.S., Balogun O., Oyebamiji A. & Ochege F.U. (2020). Groundwater system and climate change: Present Status and Future Considerations. *Journal of Hydrology*, 589 : 1-102.
- Amaranto A., Munoz-Arriola F., Solomatine D.P. & Corzo G. (2019). A spatially enhanced data-driven multimodel to improve semiseasonal groundwater forecasts in the high Plains aquifer, USA. *Water Resources Research*, 55(7) : 5941-5961.
- Anderson M. & Woessner W. (1992). Applied groundwater modeling and advective transport. *Academic Press Inc*, San Diego (USA), 381 p.
- Asoka A., Gleeson T., Wada Y. & Mishra V. (2017). Relative contribution of monsoon precipitation and pumping to changes in groundwater storage in India. *Nature Geoscience*, 10(2) : 109-117.
- Assani A.A. (1999). Analyse de la variabilité temporelle des précipitations (1916-1996) à Lubumbashi (Congo-Kinshasa) en relation avec certains indicateurs de la circulation atmosphérique (oscillation australe) et océanique (El Niño/ la Niña). *Sécheresse*, 10(4) : 245-252.
- Assémian E.A., Kanga M.H.K., Kouassi K., Yao J.J.K. & Koffi E.B. (2018). Analyse des variations de la recharge des eaux souterraines du socle de Dimbokro, zone tropicale humide du centre-est de la Côte d’Ivoire, face au changement climatique. *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologie*, 31 : 84 -107.
- Atteia O. (2011). Modélisation du devenir des composés organiques dans les aquifères : Logiciel Rflow2D et applications. Tec & Doc, éditions Lavoisier, Paris (France), 190 p.
- Azzirgue E.M., Cherif E.K., Tchakoucht T.A., Azhari H.E. & Salmoun F. (2022). Testing groundwater quality in Jouamaa Hakama region (North of Morocco) using Water Quality Indices (WQIs) and Fuzzy Logic Method: An Exploratory Study. *Water*, 14(19) : 1-24.
- Baghel A. & Sharma T. (2013). “Survey on fuzzy expert system” *International Journal of Emerging Technology and Advanced Engineering*, 3(12) : 230-233.
- Bahin Y.B.E.H.S. & Probst J-L. (2017). Analyse de la variabilité hydroclimatique et impacts des barrages sur le régime hydrologique d’une rivière de zone semi-aride : Le Sebou au Maroc. *European Scientific Journal*, 13(5) : 509-525.
- Banton O. & Bangoy LM. (1999). Hydrogéologie multiscience environnementale des eaux souterraines. *Presse Universitaire du Quebec/ AUPELF* :101-167.
- Barenblatt G.I., Zheltov I.P. & Kochina I.N. (1960). Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks. *Journal of Applied Mathematics and Mechanics*, 24(5) : 1286-1303.

- Belkhiri L. (2011). Etude de la pollution des eaux souterraines : cas de la plaine d'Ain Azel Est Algérien. Thèse de Doctorat d'Etat en Sciences, Option : Hydraulique, Université Hadj Lakhdar Batna (Batna, Algérie), 121 p.
- Beltrami H. (2001). On the relationship between ground temperature histories and meteorological records : a report on the Pomquet station. *Global and Planetary Change*, 29(3-4) : 327-348.
- Besbes M. (2010). Hydrogéologie de l'ingénieur. Livre, Centre de Publication Universitaire, 368 p.
- Bhargava D.S. (1985). Water quality variations and control technology of Yamuna River. *Environmental Pollution Series A, Ecological and Biological*, 37(4) : 355-376.
- Biémi J. (1992). Contribution à l'étude géologique, hydrogéologique et par télédétection des bassins versants sub-sahéliens du socle précambrien d'Afrique de l'Ouest : hydrostructurale, hydrodynamique, hydrochimie et isotopie des aquifères discontinus de sillons et aires granitiques de la Haute Marahoué (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Département des Sciences de la Terre, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 493 p.
- Boisson A., Guihéneuf N., Perrin J., Bour O., Dewandel B., Dausse A., Viossanges M., Ahmed S. & Maréchal J.C. (2015). Determining the vertical evolution of hydrodynamic parameters in weathered and fractured south Indian crystalline-rock aquifers : insights from a study on an instrumented site. *Hydrogeology Journal*, 23 (4) : 757-773.
- Bon A., Ndam Ngoupayou J., Ewodo Mboudou G. & Ekodeck G. (2016). Caractérisation hydrogéologique des aquifères de socle altéré et fissuré du bassin versant de l'Olézoa à Yaoundé, Cameroun. *Revue des Sciences de l'Eau*, 29(2) : 149-166.
- Bondu R., Cloutier V., Rosa, E. & Benzaazoua, M. (2016). A Review and évaluation of the impacts of climate change on geogenic arsenic in Groundwater from fractured bedrock aquifers. *Water Air Soil Pollution*, 227(9) : 1-14.
- Brahim F.B., Boughariou E. & Bouri S. (2021). Multicriteria-analysis of deep groundwater quality using WQI and fuzzy logic tool in GIS : A case study of Kebilli region, SW Tunisia. *Journal of African Earth Sciences*, 180(1) : 1-15.
- Brou K.M. (2015). Croissance urbaine et risques naturels en milieu de montagne : l'exemple de Man (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Sciences de l'Homme et de la Société, Université Félix Houphouët-Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 269 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, UFR Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa, Côte d'Ivoire), 177 p.
- Brunet-Moret Y. (1971). Etude de l'homogénéité des séries chronologiques de précipitations annuelles par la méthode des doubles masses. *Cahiers ORSTOM Série hydrologie*, 8(4) : 3–31.
- Camara M. (2004). Monographie de la région semi-montagneuse de l'Ouest de la Côte d'Ivoire, CNRA-Zone Man, 66 p.
- Camil J. (1984). Pétrographie, chronologie des ensembles granulitiques archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implication pour l'histoire géologique du craton Ouest-africain. Thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences Naturelles, Département des Sciences de la Terre, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 306 p.
- Caspar V., Geelen C., Doekle R., Yntema J., Molenaar K. & Keesman T. (2021). Burst detection by water demand nowcasting based on exogenous sensors. *Water Resources Management*, 35(4) : 1183-1196.
- Castany G. (1982). Principes et méthodes de l'hydrogéologie. Bordas, (Paris, France), 238 p.
- Chandio A.S., Lee T.S. & Mirjat M.S. (2012). The extent of waterlogging in the lower Indus Basin (Pakistan) - a modeling study of groundwater levels. *Journal of Hydrology*, 426-427 : 103-111.
- Chavent G., Younes A. & Ackerer P.H. (2003). On the finite volume reformulation of the mixed finite element method for elliptic and parabolic PDE on triangles. *Computer Methods in Applied Mechanics and Engineering*, 192 : 655-682.
- Cho M., Ha K.M., Choi Y.S., Kee W.S., Lachassagne P. & Wyns R. (2003). Relationship between the Permeability of Hard-Rock Aquifers and Their Weathered Cover Based on Geological and Hydrogeological Observation in South Korea. IAH- *Conference on Groundwater in Fractured Rocks*, 15-19 September 2003, Prague, Czech Republic, pp 41-43.
- Cloutier V. (2004). Origine et évolution géochimique des eaux souterraines du système aquifère des Basses-Laurentides dans les roches sédimentaires paléozoïques des Basses-terres du Saint-Laurent, Québec, Canada. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, Université du Québec - Institut National de la Recherche Scientifique (INRS), (Québec, Canada), 402 p.

- Cloutier V., Bourque E., Lefebvre R., Savard M.M. & Therrien R. (2006). Hydrochemistry and groundwater origin of the Basses-Laurentides sedimentary rock aquifer system, St. Lawrence, Lowlands, Québec, Canada. *Hydrogeology Journal*, 14(4) : 573-590.
- Cloutier V., Lefebvre R., Therrien R. & Savard M.M., (2008). Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology*, 353 : 294-313.
- Colombani N., Fronzi D., Palpacelli S., Gaiolini M., Gervasio M.P., Marcellini M., Mastrocicco M. & Tazioli A. (2021). Modelling Shallow Groundwater Evaporation Rates from a Large Tank Experiment. *Water Resources Management*, 35 : 3339-3354.
- Conway D., Persechino A., Ardoin-Bardin S., Hamandawana H., Dieulin C. & Mahé G. (2009). Rainfall and Water Resources Variability in Sub-Saharan Africa during the Twentieth Century. *Journal of Hydrometeorology*, 10(1) : 41–59.
- Cook B.I., Mankin J.S. & Anchukaitis K.J. (2018). Climate change and drought: From past to future. *Current Climate Change Reports*, 4(2) : 164-170.
- Cooper H.H. & Jacob C.E. (1946) A Generalized Graphical Method for Evaluating Formation Constants and Summarizing Well-field History. *Trans-America Geophysical Union*, 27(4) : 526-534.
- Coulinaly K.M. (1997). Evaluation du bilan hydrologique, de la variabilité climatique et du tarissement des cours d'eau par l'application de méthodes mathématiques dans le bassin versant du fleuve Sassandra. Mémoire de DEA, Option : Géosciences et Environnement, UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université d'Abobo-Adjamé (Abidjan, Côte d'Ivoire), 84 p.
- Cude C.G. (2001). Oregon water quality index : a tool for evaluating water quality management effectiveness. *Journal of the American Water Resources Association*, 37(1) : 125-137.
- Da Costa A.M., De Salis H.H.C., Viana J.H.M. & Leal Pacheco F.A.J.S. (2019). Groundwater recharge Potential for sustainable water use in urban areas of the Jequitiba River Basin, Brazil. *Sustainability*, 11(10) : 1-20.
- Dalton M.M., Mote P. & Snover A.K. (2013). Climate change in the Northwest : implications for our landscapes, waters, and communities. *Island Press*, Washington, USA, 271 p.
- De Marsily G. (1981). Hydrogéologie quantitative. Collection Sciences de la Terre, Masson, Paris, 215 p.
- Descroix L., Mahé G., Lebel T., Favreau G., Galle S., Gautier E. & Olivry J-C. (2009). Spatio-temporal variability of hydrological regimes around the boundaries between Sahelian and Sudanian areas of West Africa: A synthesis. *Journal of Hydrology*, 375(1-2): 90-102.

- Descroix L., Niang A.D., Dacosta H., Panthou G. & Quantin G. (2013). Évolution des pluies de cumul élevé et recrudescence des crues depuis 1951 dans le bassin du Niger moyen (Sahel). *Climatologie*, 10 : 37-49.
- Descroix L., Genthon P., Peugeot C., Mahé G., Abdou M.M., Vandervaere J-P., Mamadou I., Tanimoun B., Amadou I., Galle S., Viscel T., Quantin G., Dacosta H., Bodian A., Nazoumou Y. & Zannou A. (2015). Paradoxes et contrastes en Afrique de l'Ouest : Impacts climatiques et anthropiques sur les écoulements. *Géologues*, 187 : 47–52.
- Dewandel B., Lachassagne P., Wyns R., Marechal J.C. & Krisshnamurthy N.S. (2006). A generalized 3-D geological and hydrogeological conceptual model of granite aquifers controlled by single or multiphase weathering. *Journal of Hydrology*, 330(2) : 260-284.
- Dewandel B., Alazard M., Lachassagne P., Bailly-Comte V., Couëffé R., Grataloup S., Ladouche B., Lanini S., Maréchal J.C. & Wyns R. (2017). Respective roles of the weathering profile and the tectonic fractures in the structure and functioning of a crystalline thermomineral carbo-gaseous aquifer. *Journal of Hydrology*, 547 : 690-707.
- Dewandel B., Lachassagne P., Zaidi F.K. & Chandra S. (2011). A conceptual hydrodynamic model of a geological discontinuity in hard rock aquifers : Example of a quartz reef in granitic terrain in South India. *Journal of Hydrology*, 405 : 474-487.
- Dibi B. (2008). Cartographie des sites potentiels d'implantation des points d'eau dans le département d'Aboisso (Sud-Est de la Côte d'Ivoire) : apport du SIG et de l'analyse multicritère. Thèse de Doctorat. UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 164 p.
- Dubreuil P. (1974). Initiation à l'analyse hydrologique. *Masson & Cie et ORSTOM*, (Toulouse, France), 214 p.
- Earman S. & Dettinger M. (2011). Potential impacts of climate change on groundwater resources—a global review. *Journal of Water and Climate change*, 2(4) : 213-229.
- Eblin S.G., Soro G.M., Sombo A.P., Aka N., Kambiré O. & Soro N. (2014). Hydrochimie des eaux souterraines de la région d'Adiaké (Sud-Est côtier de la Côte d'Ivoire). *Larhyss Journal*, 11(1) : 193-214.
- El Alfy M. (2014). Numerical groundwater modelling as an effective tool for management of water resources in arid areas. *Hydrological Science Journal*, 59(6) : 1259-1274.
- El Amrani-Paaza N., Larocque M., Banton O. & Benavente J. (2007). Simulation de la contamination des eaux souterraines du delta du rio Adra et eutrophisation des albuferas (Almérie, Espagne). *Revue des Sciences de l'Eau*, 20(1) : 15- 25.

- Eldin M. (1971). Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire. Mémoire. ORSTOM n° 50, (Paris, France), 391 p.
- Ertürk A., Ekdal A., Gürel M., Karakaya N., Guzel C. & Gönenç E. (2014). Evaluating the impact of climate change on groundwater resources in a small Mediterranean watershed. *Science of the Total Environment*, 499 : 437-447.
- Eschenbrenner V. (1988). Les glébules des sols de Côte d'Ivoire. Nature et origine en milieu ferralitique, modalités de leur concentration et rôle des termites, ORSTOM Edition, Paris, 780 p.
- Éthier F. (2011). À propos de divers tests statistiques pour l'égalité de lois. Mémoire de la Maîtrise en Mathématiques et en Informatique appliquées à l'Université du Québec à Trois-Rivières (Trois-Rivières, Canada). 116 p.
- Faillat J.P. & Drogue C. (1993). Différenciation hydrochimique de nappes superposées d'altérites et de fissures en socle granitique. *Journal des Sciences Hydrologiques*, 38(3) : 215-229.
- Fallahati A., Soleimani H., Alimohammadi M., Dehghanifard E., Askari M., Eslami F. & Karami L. (2020). Impacts of drought phenomenon on the chemical quality of groundwater resources in the central part of Iran-Application of GIS technique. *Environmental Monitoring and Assessment*, 192 : 1-19.
- Feybesse J., Milesi J.P., Verhaeghe P.H. & Johan V. (1990). Le domaine de Touleupley-Itty (Côte d'Ivoire) - une unité « birimiène » charriée sur les gneiss archéens du domaine de Kénéma-Man lors des premiers stades de l'orogénèse éburnéenne. *Earth sciences*, 310(3) : 285-291.
- Fleming S.W., Wong C. & Graham G. (2014). The unbearable fuzziness of being sustainable : an integrated, fuzzy logic-based aquifer health index. *Hydrological Sciences Journal*, 59(6) : 1154-1166.
- Fossou R.M.N, Lasm T., Soro N., Soro T., Soro G., De Lasme O.Z., Baka D., Onetie O.Z. & Orou R. (2015). Variabilité climatique et son impact sur les ressources en eaux souterraines : cas des stations de Bocanda et de Dimbokro au centre-est de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *Larhyss Journal*, 12(1) : 87-110.
- Fu G., Crosbie R.S., Barron O., Charles S.P., Dawes W. & Shi X. (2019). Attributing variations of temporal and spatial groundwater recharge : A statistical analysis of climatic and non-climatic factors. *Journal of Hydrology*, 568 : 816-834.
- Garry B. (2007). Étude des processus d'écoulements de la zone non saturée pour la modélisation des aquifères karstiques : Expérimentation hydrodynamique et hydrochimique sur les

- sites du Laboratoire Souterrain à Bas Bruit (LSBB) de Rustrel et de Fontaine de Vaucluse. Thèse de Doctorat en Sciences de la Terre, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse (Avignon, France), 206 p.
- Gayathri M.N. & Minimol Pieus T. (2022). Assessment of Ground Water Quality Using Fuzzy Based Water Quality Index. *International Journal of Innovative Science and Research Technology*, 7(3) : 812-817.
- Géomines (1982). Inventaire hydrogéologique appliquée à l'hydraulique villageoise. Ministère des Travaux Publics et des Transports, Direction Centrale de l'Hydraulique, République de Côte d'Ivoire, carte de Man, Cahier N° 16, 30 p.
- Ghanbarian-Alavijeh B., Liaghat A., Huang G.H. & Van Genuchten M.T. (2010). Estimation of the van Genuchten Soil Water Retention Properties from Soil Textural Data. *Pedosphere*, 20(4) : 456-465.
- Ghose D.K., Panda S.S. & Swain P.C. (2010). Prediction of water table depth in western region, Orissa using BPNN and RBFN neural networks. *Journal Hydrology*, 394(3-4) : 296–304.
- Glassley W.E., Nitao J.J., Grant C.W., Johnson J.W., Steefel C.I. & Kercher J.R. (2003). The impact of climate change on vadose zone pore waters and its implication for long-term monitoring. *Computers & Geosciences*, 29(3) : 399-411.
- Gleick P. H. & Palaniappan M. (2010). Peak Water limits to freshwater withdrawal and use, *proceedings of the National Academy of Science*. 107(25) : 11155-11162.
- Gnamba F.M., Kpan O.J.G., Yapi A.F. & Oga Y.M.S. (2020). Variabilité pluviométrique dans la région de Katiola au nord de la Côte d'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *European Scientific Journal*, 16(33) : 1-20.
- Goné D.L. (2001). Contribution des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines à l'étude du fonctionnement des systèmes hydrauliques en milieu fissuré de la région semi-montagneuse de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat 3è Cycle, UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université Abobo-Adjamé (Abidjan, Côte d'Ivoire), 178 p.
- Goni I.B., Taylor R.G., Favreau G., Shamsudduha M., Nazoumou Y. & Ngounou N.B. (2021). Groundwater recharge from heavy rainfall in the southwestern Lake Chad Basin : evidence from isotopic observations. *Hydrological Sciences Journal*, 66(8) : 1359-1371.
- Green T.R., Taniguchi M., Kooi H., Gurdak J.J., Allen D.M., Hiscock K.M., Treidel H. & Aureli A. (2011). Beneath the surface of global change : Impacts of climate change on groundwater. *Journal of Hydrology*, 405(3) : 532-560.

- Grillot J.C. (1992). Régime des eaux souterraines en milieu cristallin altéré : un exemple en zone intertropicale humide d'altitude (Madagascar). *Journal des Sciences Hydrologiques*, 37(2) : 105-117.
- Guihéneuf N. (2014). Structure des écoulements et propriétés de transport des aquifères cristallins fracturés et altérés : Application au site de Choutuppall (Inde du Sud). Thèse de Doctorat, Sciences de la Terre, Université Rennes 1, (Rennes, France), 304 p.
- Gunawardhana L.N. & Kazama S. (2012). Statistical and numerical analyses of the influence of climate variability on aquifer water levels and groundwater temperatures : The impacts of climate change on aquifer thermal regimes. *Global and Planetary Change*, 86-87 : 66-78.
- Gurdak J.J., McMahon P.B. & Bruce B.W. (2011). Vulnerability of groundwater quality to human activity and climate change and variability, High Plains aquifer, USA. *Climate Change Effects on Groundwater Resources*, 1st Edition, CRC Press, USA, 24 p.
- Gurdak J.J. (2017). Groundwater : Climate-induced pumping. *Nature Geoscience*, 10(2) : 71-72.
- Gustafsson P. (1994). Spot satellite data for exploration of fractured aquifers in a semi-arid area in southeastern Botswana. *Applied Hydrogeology*, 2(2) : 9-18.
- Hanh P.T.M., Sthiannopkao S., Ba D.T. & Kim, K.W. (2011). Development of water quality indexes to identify pollutants in Vietnam's surface water. *Journal of Environmental Engineering*, 137(4) : 273-283.
- Hasan M., Shang Y., Jin W. & Akhter G. (2019). Investigation of fractured rock aquifer in South China using electrical resistivity tomography and self-potential methods. *Journal of Mountain Science*, 16(4) : 850-869.
- Harou J.J., Pulido-Velazquez M., Rosenberg D.E., Medellín-Azuara J., Lund J.R. & Howitt R.E. (2009). Hydro-economic models : concepts, design, applications, and future prospects. *Journal of Hydrology*, 375(3) : 627-643.
- Hayashi M. & Farrow C.R. (2014) Watershed-scale response of groundwater recharge to inter-annual and inter-decadal variability in precipitation (Alberta, Canada). *Hydrogeology Journal*, 22(8) : 1825-1839.
- Heuvelmans G., Louwyck A. & Lermytte J. (2011). Distinguishing between management-induced and climatic trends in phreatic groundwater levels. *Journal of Hydrology*. 411(1) : 108-119.

- Holman I.P., Rivas-Casado M., Bloomfield J.P. & Gurdak J.J. (2011). Identifying nonstationary groundwater level response to North Atlantic ocean-atmosphere teleconnection patterns using wavelet coherence. *Hydrogeology Journal*, 19(6) : 1269-1278.
- Horton R.K. (1965) An Index Number System for Rating Water Quality. *Journal of the Water Pollution Control Federation*, 37 : 300-306.
- Houmed-Gaba A. (2009). Hydrogéologie des milieux volcaniques sous climat aride. Caractérisation sur site expérimental et modélisation numérique de l'aquifère basaltique de Djibouti (corne de l'Afrique). Thèse de Doctorat, UFR Sciences Fondamentales et Appliquées, Université de Poitiers (Poitiers, France), 215 p.
- Howard K. & Griffith A. (2009). Can the impacts of climate change on groundwater resources be studied without the use of transient models ? *Hydrological Sciences Journal*, 54(4) : 754-764.
- Hung V.V. & Broder J.M. (2019). Estimating groundwater recharge for Hanoi, Vietnam. *Science of the Total Environment*, 651 : 1047-1057.
- Hussein MT. 2004. Hydrochemical evaluation of groundwater in the Blue Nile Basin, eastern Sudan, using conventional and multivariate techniques. *Hydrogeology Journal*, 12(2) : 144-158.
- Icaga Y. (2007). Fuzzy Evaluation of Water Quality Classification. *Ecological Indicators*, 7 : 710-718.
- INS (2014). Recensement Général de la Population et de l'Habitat 2014 : Résultats globaux, Districts, Régions, Départements, Sous-Préfecture. Secrétariat Technique Permanent du Comité Technique du RGPH, 26 p.
- INS (2021). Recensement Général de la Population et de l'Habitat : Résultats globaux, 37 p.
- Janos D., Molson J. & Lefebvre R. (2018). Regional groundwater flow dynamics and residence times in Chaudière-Appalaches, Quebec, Canada : insights from numerical simulations. *Canadian Water Resources Journal*, 43(2) : 214-239.
- Jaunat J., Dupuy A., Huneau F., Celle-Jeanton H. & Le Coustumer P. (2016). Groundwater flow dynamics of weathered hard-rock aquifers under climate-change conditions : an illustrative example of numerical modeling through the equivalent porous media approach in the north-western Pyrenees (France). *Hydrogeology Journal*, 24(6) : 1359-1373.
- Jayakumar R. & Lee E. (2017). Climate change and groundwater conditions in the Mekong Region—A review. *Journal of Groundwater Science and Engineering*, 5(1) : 14-30.

- Johnson A.L. (1967). Specific Yield – Compilation of specific yields for various materials. US Geological Survey Water-Supply Paper, Washington, USA, 74 p.
- Joodaki G., Wahr J. & Swenson S. (2014). Estimating the human contribution to groundwater depletion in the Middle East, from GRACE data, land surface models and well observations. *Water Resources Research*, 50(3) : 2679-2692.
- Kachroud M., Trolard F., Kefi M., Jebari S. & Bourrié G. (2019). Water Quality Indices: Challenges and Application Limits in the Literature. *Water*, 11(2) : 1-26.
- Kamenan Y. M. (2021). Elaboration d'un modèle de protection des eaux souterraines en zone de socle : cas des aquifères du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Centre-Ouest de Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa, Côte d'Ivoire), 170 p.
- Kansoh R., Abd-El-Mooty M. & Abd-El-Baky R. (2020). Computing the water budget components for lakes by using meteorological data. *Civil Engineering Journal*, 6(7) : 1255-1265.
- Karssenberg D., De Jong K. & Van Der Kwast J. (2007). Modelling Landscape Dynamics with Python. *International Journal of Geographical Information Science*, 21(5): 483-495.
- Kendall M.G. (1955). Rank correlation methods (2nd ed.). London : Griffin, 196 p.
- Kessasra F. (2017). Cours Modélisation en Hydrologie et Hydrogéologie, Master 1 Eau et Environnement, Université de Jijel (Jijel, Algérie), 60 p.
- Kiraly L. (1978). La notion d'unité hydrogéologique, Essai de définition. *Bulletin du centre d'hydrogéologie*, 2 : 83-221.
- Klove B., Ala-Aho P., Bertrand G., Jason J. Gurdak J.J., Kupfersberger H., Jens Kværner J., Muotka T., Mykrä H., Preda E., Rossi P., Uvo C.B., Velasco E. & Pulido-Velazquez M. (2014). Climate change impacts on groundwater and dependent ecosystems. *Journal of Hydrology*, 518 : 250-266.
- Knowling M.J., Werner A.D. & Herckenrath D. (2015). Quantifying climate and pumping contributions to aquifer depletion using a highly parameterised groundwater model: Uley South Basin (South Australia). *Journal of Hydrology*, 523 : 515-530.
- Koïta M. (2010). Caractérisation et modélisation du fonctionnement hydrodynamique d'un aquifère fracturé en zone de socle : cas de la région de Dimbokro-Bongouanou (Centre Est de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat en Systèmes Intégrés en Biologie, Agronomie, Géosciences, Hydrosiences, Environnement, Université de Montpellier 2 (Montpellier, France), 220 p.

- Koïta M., Jourde H., Koffi K.J.P., Silveira K.S.D. & Biao A. (2013). Characterization of weathering profile in granites and volcanosedimentary rocks in West Africa under humid tropical climate conditions. Case of the Dimbokro Catchment (Ivory Coast). *Journal of Earth System Science*, 122(3) : 841-854.
- Koné S., Bamba S.B., Ouattara I., Diallo S. & Kamagaté B. (2019). Variabilités et tendances des paramètres hydroclimatiques dans le bassin versant de la rivière Banco au Sud de la Côte d'Ivoire. *European Scientific Journal*, 15(27) : 282-304.
- Koli Bi Z. (1990). « Le front pionnier et l'évaluation récente des paysages forestiers dans le Sud ouest ivoirien », in la dégradation des paysages en Afrique de l'Ouest, UICN, ORSTOM, ENDA, Dakar, pp. 175-201.
- Koli Bi Z. & Brou Y.T. (1996). Atlas de l'Ouest de la Côte d'Ivoire, IGT, Abidjan, pp. 8-16.
- Kord M. & Arshadi B. (2022). Applying the Water Quality Index with Fuzzy Logic as a Way to Analyze Multiple Long-Term Groundwater Quality Data : A Case Study of Dehgol Plain. *Arabian Journal of Geosciences*, 15(3) : 253.
- Kouadio Z.A. (2011). Dynamique de l'occupation du sol et comportement hydrologique : cas des bassins versants côtiers de l'Agnéby et du Boubo (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université d'Abobo-Adjamé (Abidjan, Côte d'Ivoire), 167 p.
- Kouamé A.A. (2017). Apport de la modélisation hydrogéologique dans l'étude des risques de contamination de la nappe d'Abidjan par les hydrocarbures: Cas du benzène dans le District d'Abidjan (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Faculté de Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, (Lausanne, Suisse), 312 p.
- Kouadio K.J.O. (2022). Modélisation du mode de recharge et du transfert des polluants vers les eaux souterraines du bassin versant de la Lobo à Nibéhibé (Centre-Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé (Daloa, Côte d'Ivoire), 210 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, UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université d'Abobo-Adjamé (Abidjan, Côte d'Ivoire), 186 p.
- Kouakou E., Koné B., N'Go A., Cissé G., Speranza C.F. & Savané I. (2014). Ground water sensitivity to climate variability in the white Bandama basin, Ivory Coast. *SpringerPlus*, 3(1) : 1-11.

- Kouamé K.F. & Biémi J. (2001). Evaluation des ressources en eau des aquifères de socle fissuré de la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire par télédétection et SIG. pp. 807-812. In Comptes rendus du 23ème symposium Canadien de Télédétection, 21-24 août 2001, Sainte-Foy (Québec), 904 p.
- Kouamé K.F. (1999). Hydrogéologie des régions de montagne : apports des données de télédétection et des méthodes statistique et fractale à l'élaboration d'un Système d'Informations Hydrogéologiques à Référence Spatiale des aquifères discontinus du secteur Man-Danané (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat 3è Cycle, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 210 p.
- Kouamé K.F. (2011). Influences de la variabilité climatique et de la dégradation environnementale sur le fonctionnement de l'hydrosystème du N'zo dans la région guinéenne humide et semi-montagneuse de la Côte d'Ivoire. Contribution de la télédétection, des Systèmes d'Informations Géographiques et du modèle hydrologique HYDROTEL. Thèse de Doctorat d'état, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université Felix Houphouët Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 379 p.
- Kouamé K.F., Kouassi A.M., N'guessan B.T.M., Kouao J.M., Lasm T. & Saley M.B. (2013). Analyse de tendances dans la relation pluie-débit dans un contexte de changements climatiques : cas du bassin versant du N'zo-Sassandra (Ouest de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Innovation and Applied Studies*, 2(2) : 92-103.
- Kouamé A.A. (2017). Apport de la modélisation hydrogéologique dans l'étude des risques de contamination de la nappe d'Abidjan par les hydrocarbures : Cas du benzène dans le District d'Abidjan (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Faculté des Géosciences et de l'Environnement, Université de Lausanne, (Lausanne, Suisse), 312 p.
- Kouamé K.J., Aké G.E., Koblan A.K., Dje Kouakou B. & Jourda J.P. (2017). Simulation de l'évolution du rabattement de la nappe de Bonoua (Sud-Est, Côte d'Ivoire) par modélisation hydrogéologique. *Larhyss Journal*, 14(4) : 23-46.
- Kouamélan A.N. (1996). Géochronologie et géochimie des formations archéennes et protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la transition archéen-protérozoïque. Thèse de Doctorat en Géosciences, Université de Rennes 1, (Rennes, France), 277 p.
- Kouassi A.M. (2007). Caractérisation d'une modification éventuelle de la relation pluie-débit et ses impacts sur les ressources en eau en Afrique de l'Ouest : cas du bassin versant du

- N'zi (Bandama) en Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 210 p.
- Kouassi A.M., Ahoussi K.E., Yao K.A., Ourega W.E.J.A, Yao K.S.B. & Biemi J. (2012). Analyse de la productivité des aquifères fissurés de la région du N'zi-comoé (centre-est de la Côte d'Ivoire). *Larhyss Journal*, 9(1) : 57-74.
- Kouassi A.M., Kouamé K.F., Saley M.B. & Biemi J. (2013). Impacts des changements climatiques sur les eaux souterraines des aquifères de socle cristallin et cristallophyllien en Afrique de l'Ouest : cas du bassin versant du N'zi-bandama (Côte d'Ivoire). *Larhyss Journal*, 10(5) : 121-138.
- Kouassi K.A. (2013). Modélisation hydrodynamique en milieu poreux saturé par approche inverse via une paramétrisation multi-échelle : cas de l'aquifère du Continental Terminal d'Abidjan (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université Nangui Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 186 p.
- Kuss A.J.M. & Gurdak J.J. (2014). Groundwater level response in U.S. principal aquifers to ENSO, NAO, PDO, and AMO. *Journal of Hydrology*, 519(9) : 1939-1952.
- Kurylyk B.L. & MacQuarrie K.T. (2013). The uncertainty associated with estimating future groundwater recharge : A summary of recent research and an example from a small unconfined aquifer in a northern humid-continental climate. *Journal of Hydrology*, 492 : 244-253.
- Kurylyk B.L., MacQuarrie K.T. & McKenzie J.M. (2014). Climate change impacts on groundwater and soil temperatures in cold and temperate regions : Implications, mathematical theory, and emerging simulation tools. *Earth-Science Reviews*, 138(6) : 313-334.
- Lachassagne P., Wyns R. & Dewandel B. (2011). The fracture permeability of Hard Rock Aquifers is due neither to tectonics, nor to unloading, but to weathering processes. *Terra Nova*, 23(3) : 145-161.
- Lachassagne P., Dewandel B. & Wyns R. (2014). The conceptual model of weathered hard rock aquifers and its practical applications. "Fractured Rock Hydrogeology", N°20 International Association of Hydrogeologists Selected Papers, Editor J. M. Sharp, Jr, CRC Press, Taylor and Francis Group, 13-46.
- Lachassagne P., Dewandel B. & Wyns R. (2017). The conceptual model of weathered hard rock aquifers. Application to their survey, management, modelling and protection. *International Conference on Groundwater in Fractured Rocks (GwFR'2017) organized by the network on fractured rock hydrogeology and the portuguese and spanish chapters*

- of the International Association of Hydrogeologists (IAH), 5–7 June, Chaves, Portugal, 1-11.
- Lachassagne P., Dewandel B. & Wyns R. (2021). Review : Hydrogeology of weathered crystalline/hard-rock aquifers-guidelines for the operational survey and management of their groundwater resources. *Hydrogeology Journal* : 1-34.
- Lallahem S. (2002). Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines : Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du bassin de Paris. Thèse de Doctorat en Génie Civil, Hydrogéologie, Université des Sciences et Technologies de Lille (Lille, France), 242 p.
- Lam M.P. (2008). Modélisation 3D du transport particulaire asynchrone en simple et double continuum matrice-fractures : Application au stockage de déchets nucléaires. Thèse de Doctorat en Science de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace, Institut Polytechnique National de Toulouse (Toulouse, France), 184 p.
- Lamarque P. & Jourdain S. (1994) Elaboration de longues séries climatiques homogènes pour l'étude de l'évolution du climat. *La météorologie*, 7 : 61-68.
- Langman J.B., Blowes D.W., Sinclair S.A., Krentz A., Amos R.T., Smith L.J.D., Pham H.N., Sego D.C. & Smith L. (2015). Early evolution of weathering and sulfide depletion of a low-sulfur, granitic, waste rock in an arctic climate : a laboratory and field site comparison. *Journal of Geochemical Exploration*, 156 : 61-71.
- Lasagna M., Ducci D., Sellerino M., Mancini S. & De Luca D.A. (2020) Meteorological Variability and Groundwater Quality. *Water*, 12(5) : 1-22.
- Lasm T. (2000). Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle : analyses statistiques et géostatistiques de la fracturation et des propriétés hydrauliques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire (domaine archéen). Thèse de Doctorat, UFR Sciences Fondamentales et Appliquées, Université de Poitiers (Poitiers, France), 274 p.
- Lasm T., De Lasme O., Oga Y.M.S., Youan Ta M., Baka D., Kouamé F. & Yao K.T. (2011). Caractérisation hydrochimique des aquifères fissurés de la région de San-Pedro (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 5(2) : 642-662.
- Lebel T. & Ali A. (2009). Recent trends in the Central and Western Sahel rainfall regime (1990-2007). *Journal of Hydrology*, 375(1-2) : 52-64.
- Leblanc Y. (1999). Prédiction de l'effet du décapage d'une mine à ciel ouvert sur l'hydrogéologie locale à l'aide de la modélisation numérique. Systèmes Geostatistique International, Laval (Québec, Canada), 23 p.

- Ledoux E. (2003). Modèles mathématiques en hydrogéologie. Cours-Centre d'Informatique Géologique, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris (Paris, France), 133 p.
- Le Druillennec T. (2007). Apport de la caractérisation de la variabilité des concentrations en radon-222 dans l'eau à la compréhension du fonctionnement d'un aquifère en milieu fracturé de socle : exemple du site de Ploemeur, Morbihan. Thèse de doctorat en Géosciences, Université de Grande Bretagne Occidentale (Brest, France), 165 p.
- Leray S., De Dreuzay J.R., Bour O. & Bresciani E. (2013). Numerical modeling of the productivity of vertical to shallowly dipping fractured zones in crystalline rocks. *Journal of Hydrology*, 481 : 64-75.
- Les Landes A.A. (2014). Impact des variations climatiques sur les ressources hydrogéologiques. Thèse de doctorat, UFR Sciences et Propriétés de la Matière, Université de Rennes 1 (Rennes, France), 226 p.
- Liesch T. & Wunsch A. (2019). Aquifer responses to long-term climatic periodicities. *Journal of Hydrology*, 572(16) : 226-242.
- Madalina P. & Breaban I. (2014). Water Quality Index-An Instrument for Water Resources Management. Proceedings of the Aerul si Apa Componente ale Mediului, Cluj Napoca, Rumunia, Iași, Roumanie, 391-398.
- Mahé G., L'Hôte Y. Olivry J.C. & Wotling G. (2001). Trends and discontinuities in rainfall of West and Central Africa : 1951-1989. *Hydrology Science Journal*, 46(2) : 211-226.
- Mahé G. & Paturel J-E. (2009). 1896–2006 Sahelian annual rainfall variability and runoff increase of Sahelian Rivers. *Comptes Rendus Geosciences*, 341(7) : 538-546.
- Malbeteau Y. (2016). Suivi des ressources en eau par une approche combinant la télédétection multi-capteur et la modélisation phénoménologique. Thèse de Doctorat, UMR Centre d'Etude Spatiales de la Biosphère, Université de Toulouse (Toulouse, France), 139 p.
- Mann H.B. (1945). Non parametric Tests Against Trend. *Econometrica* 13(3) : 245-259.
- Mangoua O.M.J., Touré S., Goula B.T.A., Yao K.B., Savané I. & Biémi J. (2010). Évaluation des caractéristiques des aquifères fissurés du bassin versant de la Baya ou Bâ (Est de la Côte d'Ivoire). *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologie*, 16 : 243- 259.
- Mangoua O.M.J. (2013). Evaluation des potentialités et de la vulnérabilité des ressources en eau souterraine des aquifères fissurés du bassin versant de la Baya (Est de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université d'Abobo-Adjamé (Abidjan, Côte d'Ivoire), 169 p.
- Mangoua O.M.J., Konan K.S., Kouamé K.I., Zougrou N.N., Kouassi K.L., Savané I. & Biémi J. (2018). Evaluation de la vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines du

- département de Tiassalé (Sud de la Côte d'Ivoire). *Environmental and Water Sciences Public Health & Territorial Intelligence*, 2(2) : 46-54.
- Masciopinto C., (2005). Pumping-well data for conditioning the realization of the fracture aperture field in groundwater flow models. *Journal of Hydrology*, 309(1-4) : 210-228.
- Mastrocicco M., Busico G. & Colombani N. (2018). Groundwater Temperature Trend as a Proxy for Climate Variability, *Proceedings*, 2(11) : 1-6.
- Matini L., Moutou J.M. & Kongo-Mantono M.S. (2009). Evaluation hydrochimique des eaux souterraines en milieu urbain au Sud-Ouest de Brazzaville, Congo. *Afrique Science*, 5(1) : 82-98.
- Mazurek M., Jakob A. & Bossart P. (2003). Solute transport in crystalline rocks at Äspö – I : Geological basis and model calibration. *Journal of Contaminant Hydrology*, 61(1-4) : 157-174.
- McCartney M., Forkuor G., Sood A., Amisigo B. & Hattermann F. (2012). The water resource implications of changing climate in the Volta River Basin. International Water Management Institute (IWMI), Research Reports 146, 40 p.
- Menberg K., Blum P., Kurylyk B.L. & Bayer P. (2014). Observed groundwater temperature response to recent climate change. *Hydrology and Earth System Sciences*, 18 : 4453-4466.
- Merz C. & Lischeid G.J.E.E.S. (2019). Multivariate analysis to assess the impact of irrigation on groundwater quality. *Environmental Earth Sciences*, 78(9) : 1-11.
- Michael H.A. & Voss C.I. (2009). Controls on groundwater flow in the Bengal Basin of India and Bangladesh : regional modeling analysis. *Hydrogeological Journal*, 17(7) : 1561-1577.
- Mourhir A. Rachidi T. & Karim M. (2014). RiverWater Quality Index for Morocco Using a Fuzzy Inference System. *Environmental Systems Research*, 3(1) : 1-20.
- Munday P.L., Donelson J.M. & Domingos J.A. (2017). Potential for adaptation to climate change in a coral reef fish. *Global Change Biology*, 23(1) : 307-317.
- Nasiri F., Maqsood I., Huang G. & Fuller N. (2007). Water Quality Index : A Fuzzy River-Pollution Decision Support Expert System. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 133(2) : 95-105.
- Nayak J.G. Patil L.G. & Patki, V.K. (2020). Development of water quality index for Godavari River (India) based on fuzzy inference system. *Groundwater for Sustainable Development*, 10(2) : 1-13.

- Ndehedehe C.E., Adeyeri O.E., Onojeghuo A.O., Ferreira V.G., Kalu I. & Okwuashi O. (2023). Understanding global groundwater-climate interactions. *Science of the Total Environment*, 904 : 1-17.
- Niang I., Ruppel O., Abdrabo M., Essel A., Lennard C., Padgham J. & Urquhart P. (2014). Africa. In : *Climate Change 2014 : Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B : Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, United Kingdom and New York, USA, 1199–1265.
- Nicholson S.E., Kim J. & Hoopingarner J. (1988). Atlas of African Rainfall and Its Interannual Variability. Florida State University, Tallahassee, USA, 237 p.
- Nicholson S.E., Some B. & Koné B. (1999). An analyst of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña years. *Journal of climate*, 13(14) : 2628-2640.
- Nordqvist W.A., Tsang Y.W., Tsang C.F., Dverstorp B. & Andersson J. (1996). Effects of high variance of fracture transmissivity on transport and sorption at different scales in a discrete model for fractured rocks. *Journal of Contaminant Hydrology*, 22(1) : 39-66.
- NRC (1996). Rock fractures and fluid flow : Contemporary understanding and applications, National Academy Press, Washington DC, 551 p.
- Ocampo-Duque W., Osorio C., Piamba C., Schuhmacher M. & Domingo J.L. (2013). Water quality analysis in rivers with non- parametric probability distributions and fuzzy inference systems: Application to the Cauca River, Colombia. *Environment International*, 52 : 17-28.
- Oladipo J.O., Akinwumiju A.S., Aboyeji O.S. & Adelodun A.A. (2021). Comparison between fuzzy logic and water quality index methods : A case of water quality assessment in Ikare community, Southwestern Nigeria. *Environmental Challenges*, 3(3) : 1-28.
- Oga Y.M-S., Lasm T., Yao T.K., Soro N., Saley M.B., Kouassi D. & Gnamba F. (2009). Caractérisation chimique des eaux des aquifères de fracture : Cas de la région de Tiassalé en Côte d'Ivoire. *European Journal of Scientific Research*, 31(1) : 72-87.
- Okkonen J. & Kløve B. (2011). A sequential modelling approach to assess groundwater– surface water resources in a snow dominated region of Finland. *Journal of Hydrology*, 411(1) : 91-107.
- OMM (1994). Guides des pratiques hydrologiques : acquisition et traitement des données, analyses, prévision et autres applications. Organisation Météorologique Mondiale, OMM n°168, 829 p.

- OMS (2017). Directives de qualité pour l'eau de boisson : 4e édition intégrant le premier additif (Guidelines for drinking-water quality : 4th edition incorporating first addendum), 538 p.
- Ouédraogo M. (2016). Caractérisation des aquifères de socle pour l'amélioration de la productivité des forages d'hydraulique villageoise dans le bassin versant du Bandama blanc amont (Nord de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat en Sciences Mécaniques et Energétiques, Matériaux et Géosciences, Université de Paris-Saclay (Paris, France), 242 p.
- Oularé S. (2015). Simulation du contrôle de la recharge, de la conductivité hydraulique et de la topographie sur les écoulements souterrains et la surface libre de la nappe dans le bassin versant du N'zo à Kahin (ouest de la côte d'ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université Félix Houphouët Boigny-Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 157 p.
- Oularé S., Kouamé A., Saley M., Ake G., Kouassi M., Adon G., Kouamé F. & Therrien R. (2016). Estimation de la conductivité hydraulique des zones discrètes de réseaux de fractures à partir des charges hydrauliques : application au bassin versant du N'zo (ouest de la Côte d'Ivoire). *Revue des sciences de l'eau*, 29(3) : 279-301.
- Orou K.R., Soro G., Soro T.D., Fossou N.R.M., Onetie Z.O., Ahoussi E.K. & Soro N. (2016). Variation saisonnière de la qualité physicochimique des eaux souterraines des aquifères d'altérites du département d'Agboville (Sud-Est de la Côte d'Ivoire). *European Scientific*, 12(17) : 213-240.
- Paturel J-E., Koukponou P., Ouattara F., L'Aour A., Mahé G. & Cres F. (2002). Variabilité du climat du Burkina Faso au cours de la seconde moitié du XXème Siècle. *Sud Sciences et Technologies*, 8 : 41-49.
- Pavelic P., Dillon P.J., Narayan K.A., Herrmann T.N. & Barnett S.R. (1997). Integrated groundwater flow and agronomic modelling for management of dryland salinity of a coastal plain in southern Australia. *Agricultural Water Management*, 35(1-2) : 75-93.
- PEMED-CI (2015). Etudes monographiques et économiques des districts de Côte d'Ivoire : Districts des montagnes, MEMPD, Abidjan, 320 p.
- Perraud A. (1971). Les sols. In J. M. Avenard, M. Eldin, G. Girard, J. Sircoulon, L.P. Touchebeuf, J-L. Guillaumet, E. Adjanooun, A. Perraud. Le milieu naturel de la Côte d'Ivoire (Numéro 50, pp. 269-390). Paris : Mémoire ORSTOM.
- Pitz C.F. (2016). Predicted impacts of climate change on groundwater resources of Washington State. Environmental Assessment Program, Washington State Department of Ecology Olympia, Washington, USA, 127 p.

- Puczko K. & Jekatierynczuk-Rudczyk E. (2020) Extreme Hydro-Meteorological Events Influence to Water Quality of Small Rivers in Urban Area : A Case Study in Northeast Poland. *Scientific Reports*, 10 : 1-14.
- Prakash K.C., Sanchez F.R., Rughoonundun H. & Kaiser R.A. (2014). World water supply and use: Challenges for the future. *Encyclopedia of Agriculture and Food Systems*, 450-465.
- Qin D., Qian Y., Han L., Wang Z., Li C. & Zhao Z. (2011). Assessing impact of irrigation water on groundwater recharge and quality in arid environment using CFCs, tritium and stable isotopes, in the Zhangye Basin, Northwest China. *Journal of Hydrology*, 405(1-2) : 194-208.
- Rapantova N., Grmela A., Vojtek D., Halir J. & Michalek B. (2007). Ground water flow modelling applications in mining hydrogeology. *Mine Water and the Environment*, 26(4) : 264-270.
- Reilly T.E. & Harbaugh, A.W. (2004) Guidelines for Evaluating Groundwater Flow Models : US Geological Survey Scientific Investigations Report 2004-5038 USGS. Reston, Virginia, USA, 30 p.
- Riedel T. (2019). Temperature-associated changes in groundwater quality. *Journal of Hydrology*, 572 : 206-212.
- Rodier J., Legube B., Merlet N. & Brunet R. (2009). L'analyse de l'eau : eaux naturelles, eaux résiduaires, eau de mer. Dunod, 9ème édition, Paris (France), 1600 p.
- Roose E. (1985). Impact du défrichement sur la dégradation des sols tropicaux, ORSTOM, Abidjan, 14 p.
- Rossier Y. (1990). Simulation de la pollution de la nappe du Rhône en amont de Viège (Vs) : problèmes et résultats. *Bulletin du Centre d'Hydrogéologie de Neuchâtel*, 9, Neuchâtel, (Suisse) : 13-28.
- Rougérie G. (1964). La Côte d'Ivoire, PUF, Paris, 128 p.
- Sahoo S. & Jha M.K. (2017). Numerical groundwater-flow modeling to evaluate potential effects of pumping and recharge: implications for sustainable groundwater management in the Mahanadi delta region, India. *Hydrogeology Journal*, 25(3) : 1-23.
- Said A., Stevens D.K. & Sehlke G. (2004). An innovative index for evaluating water quality in streams. *Environmental Management*, 34(3) : 406-414.
- Saley A.K.H. (2018). Évaluation des ressources en eau de l'aquifère du Continental Intercalaire/Hamadien de la Région de Tahoua (bassin des Iullemmeden, Niger) : impacts climatiques et anthropiques. Thèse de Doctorat en Sciences Mécaniques et Energétiques,

- Matériaux et Géosciences, Université Paris-Sud (Paris, France) et Université Abdou Moumouni de Niamey (Niamey, Niger), 252 p.
- Saley M.B. (1998). Estimation du bilan hydrologique et simulation d'écoulement dans la région de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). Cas du bassin versant du Ko. Mémoire de DEA, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 71 p.
- Saley M.B. (2003). Système d'informations à référence spatiale, discontinuités pseudo-images et cartographies thématiques des ressources en eau de la région semi-montagneuse de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université de Cocody (Abidjan, Côte d'Ivoire), 209 p.
- Saley M.B., Kouamé F.K., Penven M.J., Biémi J. & Kouadio H.B. (2005). Cartographie des zones à risque d'inondation dans la région semi-montagneuse à l'Ouest de la Côte d'Ivoire : apports des MNA et de l'imagerie satellitaire. *Télédétection*, 5(1-2-3) : 53-67.
- Samardzioska T. & Popov V. (2005). Numerical comparison of the equivalent continuum, nonhomogeneous and dual porosity models for flow and transport in fractured porous media. *Advances in Water Resources* 28(3) : 235-255.
- Sargaonkar A. & Deshpande V. (2003). Development of an overall index of pollution for surface water based on a general classification scheme in Indian context. *Environmental Monitoring Assessment*, 89(1) : 43-67.
- Savané I., Coulibaly K.M. & Gioan P. (2001). Variabilité climatique et ressources en eaux souterraines dans la région semi-montagneuse de Man. *Sécheresse*, 12(4) : 231-237.
- Savané I. & Soro N. (2001). Caractérisation chimique et isotopique des eaux souterraines du Nord-Ouest de la Côte d'Ivoire : recharge des aquifères discontinus de la région d'Odienné. *Africa Geoscience Review*, 8(4) : 379-390.
- Scanlon B.R., Keese K.E., Flint A.L., Flint L.E., Gaye C.B., Edmunds W.M. & Simmers I. (2006) Global synthesis of groundwater recharge in semiarid and arid regions. *Hydrological Processes*, 20(15) : 3335-3370.
- Shamsudduha M., Chandler R.E., Taylor R.G. & Ahmed K.M. (2009). Recent trends in groundwater levels in a highly seasonal hydrological system : the Ganges- Brahmaputra-Megha Delta. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13 : 2373-2385.
- Shapiro S.S. & Wilk M.B. (1965). An analysis of variance test for normality (complete samples), *Biometrika*, 52(3-4) : 591-611.

- Shao J.L., Zhao Z.Z., Cui Y.L., Wang R., Li C.Q. & Yang Q.Q. (2009). Application of groundwater modeling system to the evaluation of groundwater resources in North China plain. *Resources Sciences*, 313 : 361-367.
- Shao G., Zhang D., Guan Y., Sadat M.A. & Huang F. (2020). Application of different separation methods to investigate the base-flow characteristics of a semi-arid sandy area, Northwestern China. *Water*, 12 : 4-34.
- Shwetank, Suhas, & Chaudhary J. K. (2020). A Comparative Study of Fuzzy Logic and WQI for Groundwater Quality Assessment. *Procedia Computer Science*, 171 : 1194-1203.
- Silvert W. (2000). Fuzzy Indices of Environmental Conditions. *Ecological Modelling*, 130(1) : 111-119.
- Simoes F., Moreira A., Bisinoti M., Gimenez S. & Yabe, M. (2008). Water Quality Index as a Simple Indicator of Aquaculture Effects on Aquatic Bodies. *Ecological Indicators*, 8 : 476-484.
- Sivanandam S.N., Sumathi S. & Deepa S.N. (2007). Introduction to fuzzy logic using MATLAB. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 401 p.
- Soro D.D. (2017). Caractérisation et modélisation hydrogéologique d'un aquifère en milieu de socle fracturé : cas du site expérimental de Sanon (région du plateau central au Burkina Faso). Thèse de Doctorat en Géosciences, Ressources Naturelles et Environnement, Université Pierre et Marie Curie–Paris 6 (UPMC) - Institut International d'Ingénierie de l'Eau et de l'Environnement (2iE) (Ouagadougou, Burkina-Faso), 287 p.
- Soro D.D., Koïta M., Biaou C.A., Outoumbe E., Vouillamoz J.M., Hama Y. & Guerin R. (2017). Geophysical demonstration of the absence of correlation between lineaments and hydrogeologically useful fractures : Case study of the Sanon hard rock aquifer (Central northern Burkina Faso). *Journal of African Earth Sciences*, 129 : 842- 852.
- Soro G., Soro T.D., Fossou N.M-R., Adjiri O.A. & Soro N. (2019). Application des méthodes statistiques multivariées à l'étude hydrochimique des eaux souterraines de la région des lacs (centre de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 13(3) : 1870-1889.
- Soro T.D. (2014). Evolution des ressources en eau du bassin versant du Haut Bandama à Tortiya (Nord de la Côte d'Ivoire) dans un contexte de variabilité et de changement climatiques : impacts hydrologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques. Thèse de Doctorat, UFR Sciences de la Terre et des Ressources Minières, Université Felix Houphouët Boigny (Abidjan, Côte d'Ivoire), 243 p.

- Stoll S., Franssen H.H., Butts M. & Kinzelbach W. (2011). Analysis of the impact of climate change on groundwater related hydrological fluxes : a multi-model approach including different downscaling methods. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15(1) : 15-21.
- Swamee P. & Tyagi A. (2007). Improved method for aggregation of water quality subindices. *Journal of Environmental Engineering*, 133(2) : 220-225.
- Tapsoba-SY A. (1995). Contribution à l'étude géologique et hydrogéologique de la région de Dabou (Sud de la Côte d'Ivoire) : Hydrochimie, isotopie et indice cationique de vieillissement des eaux souterraines. Thèse de Doctorat 3è cycle, UFR Sciences de la Terre, Université Nationale de Côte d'Ivoire (Abidjan, Côte d'Ivoire), 200 p.
- Tata H. & Eteje S.O. (2021). Determination of Orthometric Heights of Points Using Gravimetric/GPS and Geodetic Levelling Approaches. *Indian Journal of Engineering, Discovery Scientific Society*, 49 : 134-144.
- Taylor R.G., Koussis A.D. & Tindimugaya C. (2009). Groundwater and climate in Africa-a review. *Hydrological Sciences Journal*. 54(4) : 655-664.
- Thorntwaite C.W. (1948). An approach toward a rational classification of climate. *Geographical Review*, 38 : 55-94.
- Tillman F.D., Gangopadhyay S. & Pruitt T. (2017). Changes in projected spatial and seasonal groundwater recharge in the Upper Colorado River Basin. *Groundwater*, 55(4) : 506-518.
- Tirogo J.Y. (2016). Etude du fonctionnement hydrodynamique de l'aquifère sédimentaire du bassin du Kou au sud-ouest du Burkina Faso. Thèse de Doctorat en Science et Technologie de l'Eau, de l'Energie et de l'Environnement, Université Pierre et Marie Curie (Paris, France), 243 p.
- Touré A. & Koli Bi Z. (1996). La structure géologique in Atlas de l'Ouest de la Côte d'Ivoire, IGT, Abidjan, pp. 12-13.
- Traoré A., Dibi B., Soro T.D. & Yao L.J.A. (2022). Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du département de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, 16 : 498-514.
- Trasvina-Casillas A., Zhou Y., Stigter Y.T., Mussáa F.E.F. & Juárez D. (2019). Application of numerical models to assess multi-source saltwater intrusion under natural and pumping conditions in the Great Maputo aquifer, Mozambique. *Hydrogeology Journal*, 27 : 2973-2992.
- Tweed S., Leblanc M., Cartwright I., Favreau G. & Leduc C. (2011). Arid zone groundwater recharge and salinisation processes ; an example from the Lake Eyre Basin, Australia. *Journal of Hydrology*, 408(3) : 257-275.

- Vassolo S., Neukum C., Tiberghien C., Heckmann M., Hahne K. & Baranyikwa D. (2018). Hydrogeology of a weathered fractured aquifer system near Gitega, Burundi. *Hydrogeology Journal*, 27 : 625–637.
- Von Asmuth J.R., Maas K., Bakker M. & Petersen, J. (2008). Modeling time series of ground water head fluctuations subjected to multiple stresses. *Ground Water*, 46 : 30–40.
- WHO (2011). Guidance on Water Supply and Sanitation in Extreme Weather Events. World Health Organization, Geneva, 132 p.
- Wills M. & Irvine K.N. (1996). Application of the National Sanitation Foundation Water Quality Index in Cazenovia Creek, NY, Pilot Watershed Management Project. *Middle States Geographer*, 1996 : 95-104.
- Wyns R., Gourry J.C, Baltassat J.-M. & Lebert F. (1999). Caractérisation multi paramètres des horizons de subsurfaces (0-100 m) en contexte de socle altéré. 2e colloque GEOFCAN BRGM IRD UMPC, Orléans, France 1999, 105-110.
- Wyns R. (2013). Les applications : un enregistrement des mouvements verticaux des lithosphères continentales, un nouveau concept de réservoir dans les roches cristallines. *Conférence EnSciTerre*, OSUC, 27 Mars 2013, Orléans, France, pp 1-15.
- Wyns R. (2020). Weathering and lithosphere geodynamics. *Géochronique*, 1 : 70-80.
- Yaméogo S. (2008). Ressources en eau souterraine du centre urbain de Ouagadougou au Burkina Faso qualité et vulnérabilité. Thèse de Doctorat, UMR Environnement Méditerranéen et Modélisation des Agro-Hydrosystèmes, Université d'Avignon et des Pays de Vaucluse (Avignon, France), 245 p.
- Yao F.Z. (2021). Changement climatique et disponibilité des ressources en eau dans le Bassin Versant du Haut Bandama à Badikaha (Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, UFR Sciences et Gestion de l'Environnement, Université Nangui Abrogoua (Abidjan, Côte d'Ivoire), 199 p.
- Yao F.Z., Reynard E., Ouattara I., N'go Y.A., Fallot J-M. & Savané I. (2018). A New Statistical Approach to Assess Climate Variability in the White Bandama Watershed, Northern Côte d'Ivoire. *Atmospheric and Climate Sciences*, 8 : 410-430.
- Younès A., Mose R., Ackerer Ph. & Chavent G. (1999). A new formulation of the mixte finite element method for solving elliptic and parabolic PDE with triangular elements. *Journal of Computational Physics*, 149 : 148-167.
- Zadeh L.A. (1965). Fuzzy Sets. *Information and Control*, 8 : 338-353.

- Zhang G.H., Jiao Y.Y., Ma C.X., Wang H., Chen L.B. & Tang Z.C. (2018). Alteration characteristics of granite contact zone and treatment measures for inrush hazards during tunnel construction—A case study. *Engineering Geology*, 235 : 64-80.
- Zohra H. (2017). Quantification de la recharge naturelle et artificielle d'un système aquifère soumis à des contraintes climatiques et anthropiques en zone semi –aride (bassin de Foussana) Tunisie centrale. Thèse de Doctorat en Agros sciences et Sciences, Université d'Avignon et des pays de Vaucluse, (Avignon, France), 248 p.

ANNEXES

Annexe 1 : Mesures des niveaux d'eau des forages hors service en août 2018 et en août 2020

N°	Localités	X	Y	Z	NP (m) août 2018	NP (m) août 2020	ΔNP (m)
1	Biélé F2	651997	838277	629	9,53	9,91	-0,38
2	Bofesso	662003	835696	616	2,15	2,13	+0,02
3	Douélé	656581	797398	330	6,45	7,46	-1,01
4	Fangnampleu	676450	823480	300	7,22	6,25	+0,97
5	Gbangbégoniné Yati	646360	810473	363	10,62	10,36	+0,26
6	Glégouin	666655	826784	387	8,48	8,26	+0,22
7	Gongouiné 1	652383	802689	340	14,17	13,93	+0,22
8	Gongouiné 2	654051	806054	336	10,46	10,78	+0,32
9	Gontogouiné Blouno	638065	793173	304	11,82	10,93	+0,89
10	Gotongouiné 1	633730	811372	346	4,97	4,43	+0,51
11	Gotongouiné 2	631981	814260	358	8,06	7,94	+0,12
12	Gouagonopleu	641605	807092	352	7,77	7,52	+0,25
13	Gouélé	649739	789071	311	6,69	6,35	+0,34
14	Gouétimba	669798	829181	389	4,42	6,92	-2,5
15	Guiapleu	646321	806563	349	10,3	9,6	+0,7
16	Kassiapleu	652617	813440	351	11,54	11,35	+0,19
17	Kiéélé	647167	830426	573	5,36	6,72	-1,36
18	Mélapleu	648653	834577	518	9,11	9,41	-0,3
19	Yapleu	642410	784563	303	7,44	7,1	+0,34

X= longitude ; Y= latitude ; Z= altitude ; NP= Niveau Piézométrique ;

Annexe 2 : Mesures des niveaux d'eau des forages hors service en août 2018 et en février 2019

N°	Localités	X (m)	Y (m)	Z (m)	NP Août 2018	NP Fév 2019	ΔNP (m)
1	Biélé F2	652002	838278	632	9,53	10,12	-0,59
2	Bofesso	661999	835688	620	2,15	2,6	-0,45
3	Douélé	656147	797407	336	6,45	8,55	-2,1
4	Fangnampleu	676450	823479	296	7,22	7,42	-0,2
5	Gbangbégoniné Yati	646364	810474	359	10,62	10,74	-0,12
6	Glégouin	666653	826785	388	8,48	9,14	-0,66
7	Gongouiné 2	654049	806056	339	10,46	11,02	-0,56
8	Gontogouiné Blouno	638066	793175	311	11,82	11,86	-0,04
9	Gotongouiné 2	633730	811373	346	8,06	8,95	-0,89
10	Gouagonopleu	641607	807090	360	7,77	8,65	-0,88
11	Gouélé	649746	789071	308	6,69	6,9	-0,21
12	Gouétimba	669796	829184	387	4,42	6,55	-2,13
13	Guiapleu	646322	806565	350	10,3	11,53	-1,23
14	Kassiapleu	652617	813442	349	11,54	11,83	-0,29
15	Kiéélé	647169	830427	574	5,36	5,93	-0,57
16	Kouitongouiné 2 F2	649796	813589	353	13,29	12,51	+0,78
17	Mélapleu	648654	834572	520	9,11	10,74	-1,63
18	Soapleu Dazéré	659953	794621	312	6,14	7,8	-1,66
19	Yapleu	642413	784561	301	7,44	7,87	-0,43
Niveau d'eau moyen					8,25	8,98	

X= longitude ; Y= latitude ; Z= altitude ; NP= Niveau Piézométrique ;

Annexe 3 : Tests de Shapiro-Wilk appliqués aux distributions des mesures des niveaux d'eau des périodes (août 2018-août 2020) et saisonnière (février 2018-août 2019)

✓ **Périodes (août 2018-août 2020)**

Tests de normalité

	Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk		
	Statistiques	ddl	Sig.	Statistiques	ddl	Sig.
NPaoût2018	,075	19	,200 [*]	,994	19	1,000
NPaoût2020	,121	19	,200 [*]	,979	19	,927

*. Il s'agit de la borne inférieure de la vraie signification.

a. Correction de signification de Lilliefors

✓ **Période saisonnière**

Tests de normalité

	Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk		
	Statistiques	ddl	Sig.	Statistiques	ddl	Sig.
NPaoût2018	,085	19	,200 [*]	,990	19	,999
NPfévrier2019	,127	19	,200 [*]	,947	19	,352

*. Il s'agit de la borne inférieure de la vraie signification.

a. Correction de signification de Lilliefors

Annexe 4 : Test de Shapiro-Wilk appliqué aux distributions des variables en saison sèche (décembre 2019)

Tests de normalité

	Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk		
	Statistiques	ddl	Sig.	Statistiques	ddl	Sig.
TDC	,131	19	,200 [*]	,970	19	,777
Turbidité	,246	19	,004	,696	19	<,001
Cond.Elect	,176	19	,123	,917	19	,102
pH	,106	19	,200 [*]	,985	19	,984
PotentielRedox	,158	19	,200 [*]	,962	19	,620
Odis	,103	19	,200 [*]	,971	19	,801
Ca2	,258	19	,002	,849	19	,007
Mg2	,172	19	,141	,867	19	,013
Na	,128	19	,200 [*]	,938	19	,238
K	,316	19	<,001	,575	19	<,001
Cl	,258	19	,002	,758	19	<,001
SO42	,459	19	<,001	,520	19	<,001
HCO3	,183	19	,094	,889	19	,031
NO3	,173	19	,139	,807	19	,001
NO2	,261	19	,001	,787	19	<,001
NH4	,538	19	<,001	,244	19	<,001
PO43	,372	19	<,001	,616	19	<,001
Cu2	,438	19	<,001	,451	19	<,001
Fe2	,376	19	<,001	,396	19	<,001
Al3	,472	19	<,001	,290	19	<,001

Sig. est la valeur de signification (p-value) ;

ddl est le degré de liberté lié à la taille de l'échantillon.

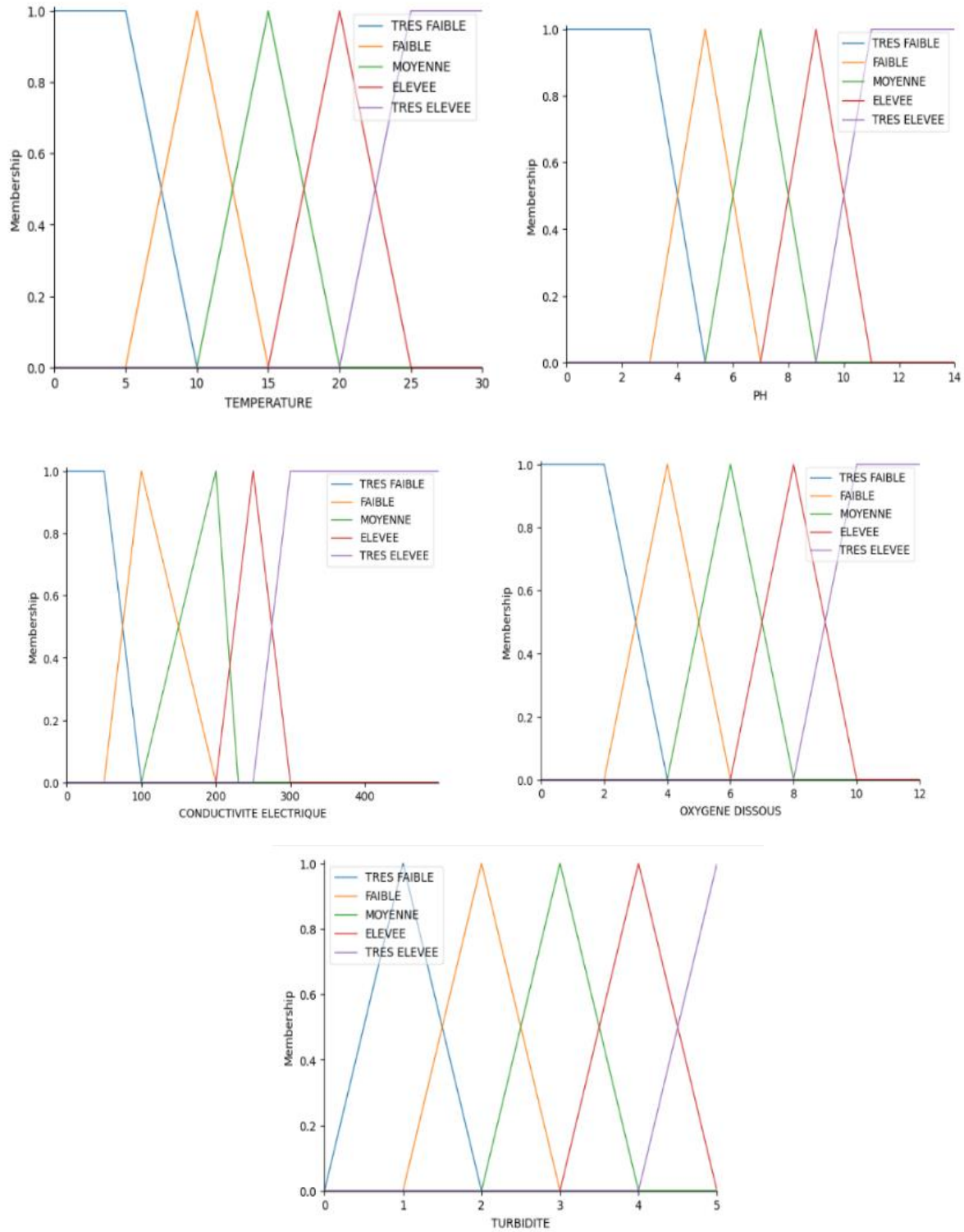
Annexe 5 : Test de Shapiro-Wilk appliqué aux distributions des variables en début de la saison humide (mars 2019)

Tests de normalité						
	Kolmogorov-Smirnov ^a			Shapiro-Wilk		
	Statistiques	ddl	Sig.	Statistiques	ddl	Sig.
TC	,146	19	,200 [*]	,951	19	,411
Turbidite	,287	19	,000	,710	19	,000
Cond.Elect	,152	19	,200 [*]	,916	19	,095
pH	,145	19	,200 [*]	,968	19	,736
PotentielRedox	,153	19	,200 [*]	,956	19	,494
Odis	,095	19	,200 [*]	,975	19	,862
Ca2	,215	19	,021	,895	19	,040
Mg2	,188	19	,076	,770	19	,000
Na	,139	19	,200 [*]	,957	19	,517
K	,106	19	,200 [*]	,977	19	,909
Cl	,200	19	,044	,844	19	,005
SO42	,362	19	,000	,704	19	,000
HCO3	,175	19	,128	,915	19	,093
NO3	,208	19	,031	,819	19	,002
NO2	,256	19	,002	,777	19	,001
NH4	,465	19	,000	,454	19	,000
PO43	,207	19	,031	,848	19	,006
Cu2	,297	19	,000	,900	19	,049
Fe2	,148	19	,200 [*]	,902	19	,053
Al3	,424	19	,000	,411	19	,000

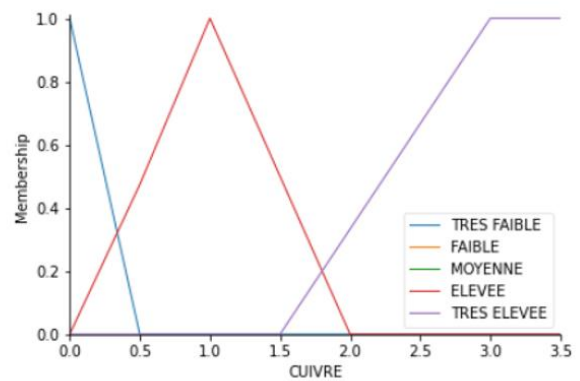
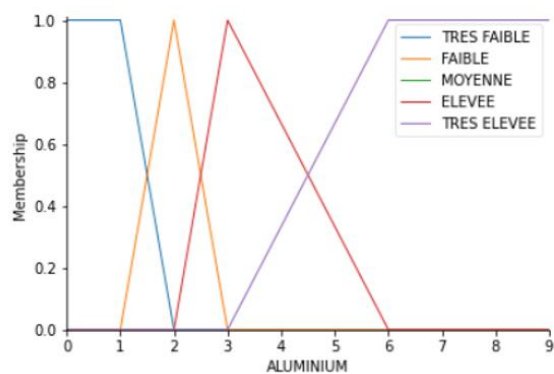
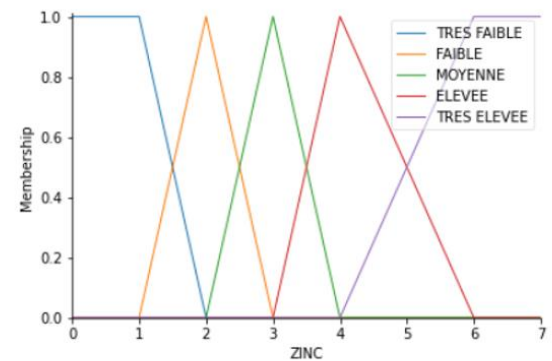
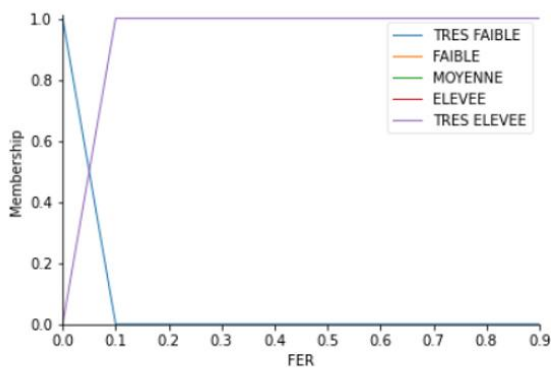
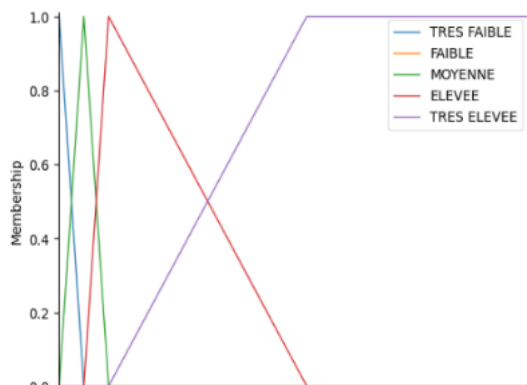
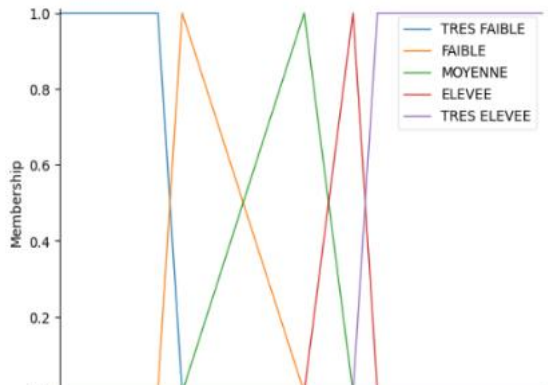
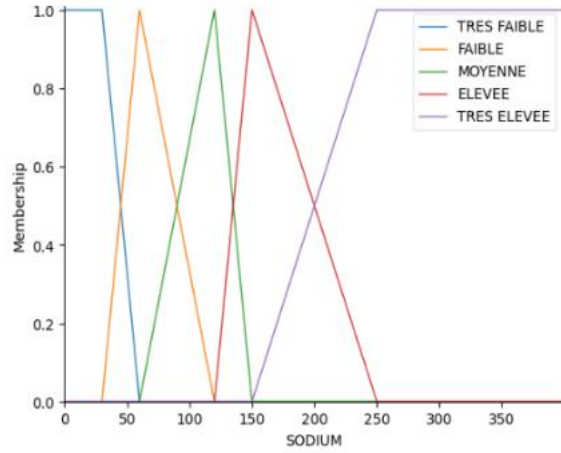
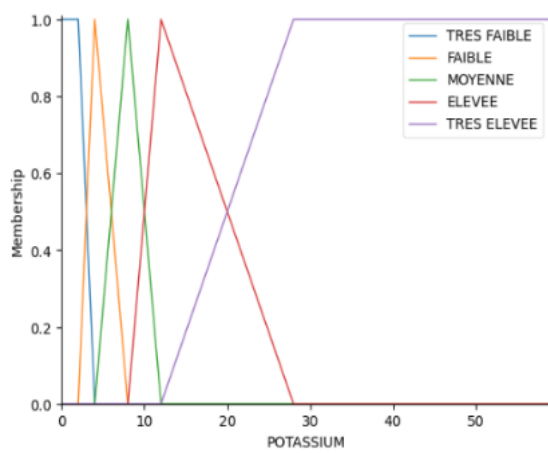
Sig. est la valeur de signification (p-value) ;

ddl est le degré de liberté lié à la taille de l'échantillon.

Annexe 6 : Fonctions d'appartenance des paramètres physico-chimiques d'entrée (Température, pH, EC, Oxygène dissous, Turbidité)



Annexe 7 : Fonctions d'appartenance des paramètres chimiques d'entrée (K^+ , Na^+ , NO_3^- , NH_4^+ , Fe^{2+} , Zn^{2+} , Al^{3+} , Cu^{2+})



Annexe 8 : Règles selon celles de Azzirgue *et al.* (2022)

```

Rule1=ctrl.Rule(ce['TRES ELEVEE']&temp['TRES ELEVEE']&ph['TRES FAIBLE']&
    na['TRES ELEVEE']&oxydis['TRES FAIBLE']&(cu['TRES ELEVEE']|cu['ELEVEE'])|
    (fe['TRES ELEVEE']|fe['ELEVEE'])|(al['TRES ELEVEE']&al['ELEVEE'])|(zn['TRES ELEVEE']|zn['ELEVEE'])&
    nh4['TRES ELEVEE']&tub['TRES ELEVEE'] &ka['TRES ELEVEE'],qualite['Mediocre'])

Rule2=ctrl.Rule((temp['MOYENNE']|temp['ELEVEE']|temp['TRES ELEVEE'])&
    (ph['FAIBLE']|ph['MOYENNE']|ph['ELEVEE']|ph['TRES ELEVEE']))&(cu['MOYENNE']|
    al['MOYENNE']|fe['MOYENNE'])&zn['MOYENNE']&
    (ce['TRES FAIBLE']|ce['FAIBLE']|ce['MOYENNE']|ce['TRES ELEVEE'])&
    (oxydis['FAIBLE']|oxydis['MOYENNE']|oxydis['ELEVEE']|oxydis['TRES ELEVEE'])&
    (tub['TRES FAIBLE']|tub['FAIBLE']| tub['MOYENNE']| tub['ELEVEE'])&
    (no3['TRES FAIBLE']|no3['FAIBLE']|no3['MOYENNE'])&
    (nh4['TRES FAIBLE']|nh4['FAIBLE']|nh4['MOYENNE'])&
    (ka['TRES FAIBLE']|ka['FAIBLE'])&
    (na['TRES FAIBLE']|na['FAIBLE']),qualite['Acceptable'])

Rule3=ctrl.Rule(temp['MOYENNE']&ph['MOYENNE']&ce['ELEVEE']&oxydis['TRES ELEVEE']|(cu['TRES FAIBLE']|cu['FAIBLE'])|
    (fe['TRES FAIBLE']|fe['FAIBLE'])
    &tub['TRES FAIBLE']&no3['TRES FAIBLE']&nh4['TRES FAIBLE']&na['MOYENNE']&(al['TRES FAIBLE']|al['FAIBLE'])&
    (zn['TRES FAIBLE']|zn['FAIBLE'])&ka['MOYENNE'],qualite['Excellente'])

```

Annexe 9 : Mesures des niveaux d'eau des forages hors service en août 2018 et en août 2020

N°	Localités	X	Y	Z	NP (m) août 2018	NP (m) août 2020	ΔNP (m)
1	Biélé F2	651997	838277	629	9,53	9,91	-0,38
2	Bofesso	662003	835696	616	2,15	2,13	+0,02
3	Douélé	656581	797398	330	6,45	7,46	-1,01
4	Fangnampleu	676450	823480	300	7,22	6,25	+0,97
5	Gbangbégoniné Yati	646360	810473	363	10,62	10,36	+0,26
6	Glégouin	666655	826784	387	8,48	8,26	+0,22
7	Gongouiné 1	652383	802689	340	14,17	13,93	+0,22
8	Gongouiné 2	654051	806054	336	10,46	10,78	+0,32
9	Gontogouiné Blouno	638065	793173	304	11,82	10,93	+0,89
10	Gotongouiné 1	633730	811372	346	4,97	4,43	+0,51
11	Gotongouiné 2	631981	814260	358	8,06	7,94	+0,12
12	Gouagonopleu	641605	807092	352	7,77	7,52	+0,25
13	Gouélé	649739	789071	311	6,69	6,35	+0,34
14	Gouétimba	669798	829181	389	4,42	6,92	-2,5
15	Guiapleu	646321	806563	349	10,3	9,6	+0,7
16	Kassiapleu	652617	813440	351	11,54	11,35	+0,19
17	Kiéélé	647167	830426	573	5,36	6,72	-1,36
18	Mélapleu	648653	834577	518	9,11	9,41	-0,3
19	Yapleu	642410	784563	303	7,44	7,1	+0,34

X= longitude ; Y= latitude ; Z= altitude ; NP= Niveau Piézométrique ;

Annexe 10 : Mesures des niveaux d'eau des forages hors service en août 2018 et en février 2019

N°	Localités	X (m)	Y (m)	Z (m)	NP Août 2018	NP Fév 2019	ΔNP (m)
1	Biélé F2	652002	838278	632	9,53	10,12	-0,59
2	Bofesso	661999	835688	620	2,15	2,6	-0,45
3	Douélé	656147	797407	336	6,45	8,55	-2,1
4	Fangnampleu	676450	823479	296	7,22	7,42	-0,2
5	Gbangbégouiné Yati	646364	810474	359	10,62	10,74	-0,12
6	Glégouin	666653	826785	388	8,48	9,14	-0,66
7	Gongouiné 2	654049	806056	339	10,46	11,02	-0,56
8	Gontogouiné Blouno	638066	793175	311	11,82	11,86	-0,04
9	Gotongouiné 2	633730	811373	346	8,06	8,95	-0,89
10	Gouagonopleu	641607	807090	360	7,77	8,65	-0,88
11	Gouélé	649746	789071	308	6,69	6,9	-0,21
12	Gouétimba	669796	829184	387	4,42	6,55	-2,13
13	Guiapleu	646322	806565	350	10,3	11,53	-1,23
14	Kassiapleu	652617	813442	349	11,54	11,83	-0,29
15	Kiéélé	647169	830427	574	5,36	5,93	-0,57
16	Kouitongouiné 2 F2	649796	813589	353	13,29	12,51	+0,78
17	Mélapleu	648654	834572	520	9,11	10,74	-1,63
18	Soapleu Dazéré	659953	794621	312	6,14	7,8	-1,66
19	Yapleu	642413	784561	301	7,44	7,87	-0,43
Niveau d'eau moyen					8,25	8,98	

X= longitude ; Y= latitude ; Z= altitude ; NP= Niveau Piézométrique ;

Annexe 11 : Résultats de la balance ionique des analyses physico-chimiques des eaux souterraines du département de Man de la saison sèche et du début de la saison pluvieuse

	Saison sèche (décembre 2019)				Saison pluvieuse (Fin mars 2019)			
Forage	Cations	Anions	Balance	Erreur (%)	Cations	Anions	Balance	Erreur (%)
F1	910,12	2481,11	-1570,99	-46,325	1150,87	2047,205	-896,335	-28,027
F2	2135,4	3593,09	-1457,69	-25,446	625,22	3656,27	-3031,05	-70,794
F3	3298,8	5524,82	-2226,02	-25,228	650,28	4868,9	-4218,62	-76,436
F4	1937,1	5586,23	-3649,13	-48,504	485,9	4755,4	-4269,5	-81,459
F5	1472,4	1103,08	369,32	14,340	918,18	740,07	178,11	10,741
F6	799,75	1270,78	-471,03	-22,749	247,03	1363,98	-1116,95	-69,332
F7	3340,38	5449,41	-2109,03	-23,994	529,39	4904,815	-4375,425	-80,516
F8	690,42	1091,61	-401,19	-22,513	487,47	1200,385	-712,915	-42,238
F9	1370,38	3848,26	-2477,88	-47,481	566,46	1219,83	-653,37	-36,577
F10	954,91	8732,41	-7777,5	-80,285	547,55	3174,605	-2627,055	-70,579
F11	2176,9	5740,55	-3563,65	-45,010	608,45	5766,345	-5157,895	-80,911
F12	1058,5	2249,69	-1191,19	-36,007	779,09	1196,7	-417,61	-21,136
F13	1911,8	7003,15	-5091,35	-57,110	687,61	6619,61	-5932	-81,180
F14	2982,71	8486,45	-5503,74	-47,987	256,18	8607,575	-8351,395	-94,220
F15	561,29	1975,41	-1414,12	-55,746	1411,05	1681,005	-269,955	-8,731
F16	1401,6	4789,16	-3387,56	-54,720	466,29	3843,26	-3376,97	-78,360
F17	3201,8	3172,57	29,23	0,459	388,35	2695,79	-2307,44	-74,816
F18	1181	2875,15	-1694,15	-41,767	674,36	1713,68	-1039,32	-43,522
F19	1008,7	2565,91	-1557,21	-43,563	566,83	2365,605	-1798,775	-61,341

F1= Gbatodié ; **F2**= Kiélé ; **F3**= Gbatongouin ; **F4**= Bantégouin ; **F5**= Gouétimba ; **F6**= Gouapeuloueu ; **F7**= Krikouma ; **F8**= Bogouiné ; **F9**= Soapleu ; **F10**= Dinégouiné ; **F11**= Kpoagouiné ; **F12**= Tontigouiné-Douazéré ; **F13**= Podiagouiné ; **F14**= Oulaiglaipleu ; **F15**= Bloleu ; **F16**= Zoba 2 ; **F17**= Kouitongouiné 2 ; **F18**= Tiakeupleu ; **F19**= Guianleu

Annexe 12 : Charges simulées lors des projections : Scénarios (Recharge simulée -5 ; +5 ;
-20 ; +20 ; -30 et +30)

Localités	X (m)	Y (m)	Z (m)	R184	R179	R189	R164	R204	R154	R214
Bantégouin	656594	824632	398	401,63	401,54	401,72	397,56	399,74	399,38	400,28
Bogouiné	655148	802295	347	321,84	321,81	321,88	320,93	321,49	321,37	321,63
Gbangbegouiné-Yati	646160	810538	376	350,99	350,92	351,04	349,05	350,25	350,00	350,54
Gbatongouin	651813	831849	516	492,81	492,75	492,86	491,03	492,08	491,87	492,34
Gongouiné 2	654051	806057	359	334,74	334,69	334,79	333,23	334,16	333,97	334,39
Guiapleu	646322	806564	374	346,10	346,04	346,15	344,23	345,39	345,15	345,67
Kassiapleu	652617	813440	371	349,95	349,89	350,01	347,98	349,18	348,93	349,47
Kouitongouiné 2	649826	813465	374	353,00	352,93	353,05	351,04	352,23	351,98	352,52
Krikouma	665837	819123	380	359,29	359,20	359,37	355,91	357,80	357,47	358,26
Lékpépleu	658095	800148	335	312,30	312,29	312,31	312,09	312,22	312,19	312,25
Mélapleu	648654	834576	547	513,28	513,26	513,30	512,81	513,12	513,04	513,19

NB : - R184 est la recharge simulée de l'année 2019

- R179, R189, R164, R204, R154 et R214 sont des recharges simulées respectives de - 5 mm, + 5 mm, - 20 mm, + 20 mm, -30 mm et + 30 mm de la recharge simulée de l'année 2019

PUBLICATIONS

A. Traoré, B. Dibi et T. D. Soro 2021. Impact de la variabilité du climat sur la recharge de la nappe des aquifères fracturés du Département de Man : (Ouest de la Côte d'Ivoire). *Agronomie Africaine* 33 (3) : 371 - 382 (2021)

[file:///D:/TELECHARGEMENTS/220408-Article%20Text-540471-1-10-20220125%20\(1\).pdf](file:///D:/TELECHARGEMENTS/220408-Article%20Text-540471-1-10-20220125%20(1).pdf)

<https://www.ajol.info/index.php/aga/article/view/220408>

A. Traoré, T. D. Soro, B. Dibi et L. J. A. Yao 2022. Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du département de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). *Int. J. Biol. Chem. Sci.* 16(1): 498-514

<http://www.ifgdg.org/>

<http://ajol.info/index.php/ijbcs>

<http://indexmedicus.afro.who.int/>

COMMUNICATION ORALES

Communication 1 : Impact de la variabilité du climat sur la recharge de la nappe des aquifères fracturés du département de Man : (ouest de la Côte d'Ivoire) lors 1^{ères} Journées Scientifiques de l'Agroforesterie (JSAgro-2021) du **12-13 Mars 2021** à l'Université Jean Lorougnon Guédé (UjLog) à Daloa dont le Thème général est « **Perception et état de l'agroforesterie en Côte d'Ivoire** »

Communication 2 : Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines des aquifères fracturés du département de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire) lors des Doctoriales 7^{ème} Edition du **01-04 Juin 2021** à Institut National Polytechnique Felix-Houphouët Boigny (INPHB) à Yamoussoukro dont le Thème général est « **Science, Innovation et Entrepreneuriat : Moteur pour le développement Industriel** »

Communication 3 : Fonctionnement hydrodynamique des aquifères fracturés du Département de Man (ouest de la Côte d'Ivoire) lors du Colloque International organisé à l'occasion de la célébration des 70 ans d'existence du Centre Suisse de Recherches Scientifiques en Côte d'Ivoire (CSRS) du **09-11 Septembre 2021** à l'Hôtel Palm-Club Abidjan Cocody dont le Thème général est « **Financement de la recherche scientifique en Afrique subsaharienne : Enjeux, acquis, défis et perspectives** »

Communication 4 : Impact du changement de surface sur la qualité des eaux souterraines des aquifères fracturés du département de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire) » lors des 22^{èmes} Journées -Scientifiques Annuelles de la SOACHIM du **08 -12 Août 2022** à Ouagadougou dont le Thème général est « **Chimie fondamentale et appliquée face aux pandémies en Afrique** »

IMPACT DE LA VARIABILITE DU CLIMAT SUR LA RECHARGE DE LA NAPPE DES AQUIFERES FRACTURES DU DEPARTEMENT DE MAN : (OUEST DE LA COTE D'IVOIRE)

A. TRAORE^{1*}, B. DIBI¹ ET T. D. SORO¹

¹Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa, Côte d'Ivoire

* Auteur correspondant : traor29@gmail.com

RESUME

L'objet de cette étude est d'évaluer l'impact de la variabilité climatique sur la recharge de la nappe du département de Man. La méthode des polygones de Thiessen et celle de Thornthwaite ont été utilisées pour établir le bilan hydrologique. A partir des principaux paramètres de ce bilan, la recharge au niveau de chaque station (1961-2019) et de chaque sous-bassin (1980-2000) a été déterminée. L'application des indices centrés réduits aux séries pluviométriques (1961-2019) a mis en évidence une variabilité climatique caractérisée par une alternance de phases humides et sèches avec des fortes recharges en période humide et faibles en période sèche. Les résultats de cette étude ont montré également que le coefficient de ruissellement est autour de 14 % pour tous les sous-bassins et que les recharges déterminées par chaque sous-bassin varient de 191 à 457 mm. Comparativement au sous-bassin du N'zo (457 mm), on enregistre respectivement une réduction de la recharge dans les sous-bassins du Kô et du Kô et N'zo de 58,21 % et de 25,38 %. La variabilité climatique a entraîné systématiquement une baisse de l'alimentation des aquifères fracturés dans la zone d'étude. Les résultats acquis concourent à une meilleure compréhension de l'impact de la variabilité climatique sur la recharge de la nappe.

Mots-clés : variabilité climatique, recharge, méthodes statistiques, ressource en eau, département de Man, Côte d'Ivoire

ABSTRACT

IMPACT OF CLIMATE VARIABILITY ON GROUNDWATER RECHARGE IN FRACTURED AQUIFERS IN THE DEPARTMENT OF MAN: (WEST, COTE D'IVOIRE)

The purpose of this study is to assess the impact of climate variability on groundwater recharge in the department of Man. The Thiessen polygon and Thornthwaite methods were used to establish the water balance. From the main parameters of this balance, the recharge of each station and each sub-basin was determined from the period 1961-2019 and the period 1980-2000 respectively. The application of the centered reduced indices to the rainfall series (1961-2019) revealed a climatic variability characterised by alternating wet and dry phases with high recharges in wet periods and low recharges in dry periods. The results of this study showed that the runoff coefficient is around 14% for all sub-basins and that the recharges determined by each sub-basin vary from 191 to 457 mm. Compared to the N'zo sub-basin (457 mm), a reduction in recharge in the Kô and Kô and N'zo sub-basins of 58.21% and 25.38% respectively is recorded. Climatic variability has systematically led to a decrease in the recharge of fractured aquifers in the study area. The results obtained contribute to a better understanding of the impact of climate variability on groundwater recharge.

Keywords: climate variability, recharge, statistical methods, water resources, department of Man

INTRODUCTION

Les questions de variabilité climatique sont devenues ces dernières décennies une véritable préoccupation pour la disponibilité des ressources en eau. Cette variabilité a fait l'objet de plusieurs études aussi bien en Afrique de l'Ouest qu'en Côte d'Ivoire (Konin *et al.*, 2021). La région de l'Afrique de l'Ouest frappée de plein fouet par ce phénomène a connu une baisse importante des totaux pluviométriques annuels depuis la fin des années 1960 ou le début des années 1970 (Koné *et al.*, 2019). Malheureusement, cette baisse a eu des répercussions directes sur les ressources en eau de surface et les écoulements souterrains (Agbanou *et al.* 2018). Ainsi, elle s'est traduite par une sécheresse qui a provoqué un tarissement des cours d'eau et une baisse des niveaux piézométriques des nappes en Côte d'Ivoire (Bigot *et al.*, 2005) des puits captant les nappes phréatiques des couches d'altérites très sensibles aux fluctuations des cours d'eau en surface (Adja *et al.*, 2019).

En Côte d'Ivoire, des études menées sur la variabilité climatique ont montré qu'une tendance à la sécheresse s'est manifestée à partir de la fin de la décennie 1960 (Bigot *et al.*, 2005). Le Nord fut affecté par cette variabilité climatique ensuite le Centre et enfin, le littoral. La région Ouest du pays n'est pas à l'abri de cette réalité car les travaux de Kouamé (2011) réalisés dans le bassin de N'zo ont montré l'importance de la variabilité climatique marquée par une tendance à la sécheresse qui s'est manifestée à partir du début de la décennie 1970. De plus, des études menées dans la région montagneuse de Man à laquelle appartient le département de Man ont fait cas de la variation des niveaux piézométriques dans les nappes suite à la rareté des pluies (Saley, 2003). Cette situation pourrait entraîner la diminution de la recharge des réservoirs souterrains (Adja *et al.*, 2019). Dès lors, la bonne connaissance de l'impact de la

variabilité climatique sur la recharge des nappes d'eau souterraine s'avère primordiale. Cette étude vise donc à évaluer l'impact de la variabilité climatique sur la recharge de la nappe des aquifères fracturés du département de Man.

MATERIEL ET METHODES

PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

Le département de Man (figure 1) est localisé dans la région Ouest de la Côte d'Ivoire. Il est compris entre 7°00' et 7°40' de latitude Nord et 7°20' et 7°60' de longitude Ouest. Il regroupe 11 sous-préfectures avec une population estimée à 334 166 habitants (INS, 2015) sur une superficie de 2593 km². L'activité principale de cette population est l'agriculture (cultures pérennes de café, de cacao ; cultures vivrières). Le relief du département est très accidenté avec des sommets pouvant atteindre 1200 m d'altitude. Le climat très humide (1600 à 2500 mm/an) est caractérisé par deux saisons : une longue saison pluvieuse (8 mois) et une courte saison sèche (4 mois). La végétation comprend des forêts (forêts denses semi-décidues, forêts claires), des savanes (savanes boisées, aux savanes arborées, arbustives) et des forêts de montagnes herbeuses. Les activités anthropiques réduisent les surfaces végétales naturelles, par l'augmentation des surfaces cultivées ou exploitées (Kouamé, 2011). Le substratum est constitué de roches métamorphiques, surtout des gneiss, qui couvrent à elles seules plus de 90 % de la superficie totale (Djro, 1998). Le contexte hydrogéologique est représenté par les aquifères d'altérites situés au-dessus des aquifères de fissures (Kouamé, 1999). Le réseau hydrographique du département de Man (figure 2) est très dense avec deux principaux cours d'eau permanents qui sont le N'zo (Zoba) et le Kô (Man et Logoualé) et leurs affluents qui sont des cours d'eau temporaires.

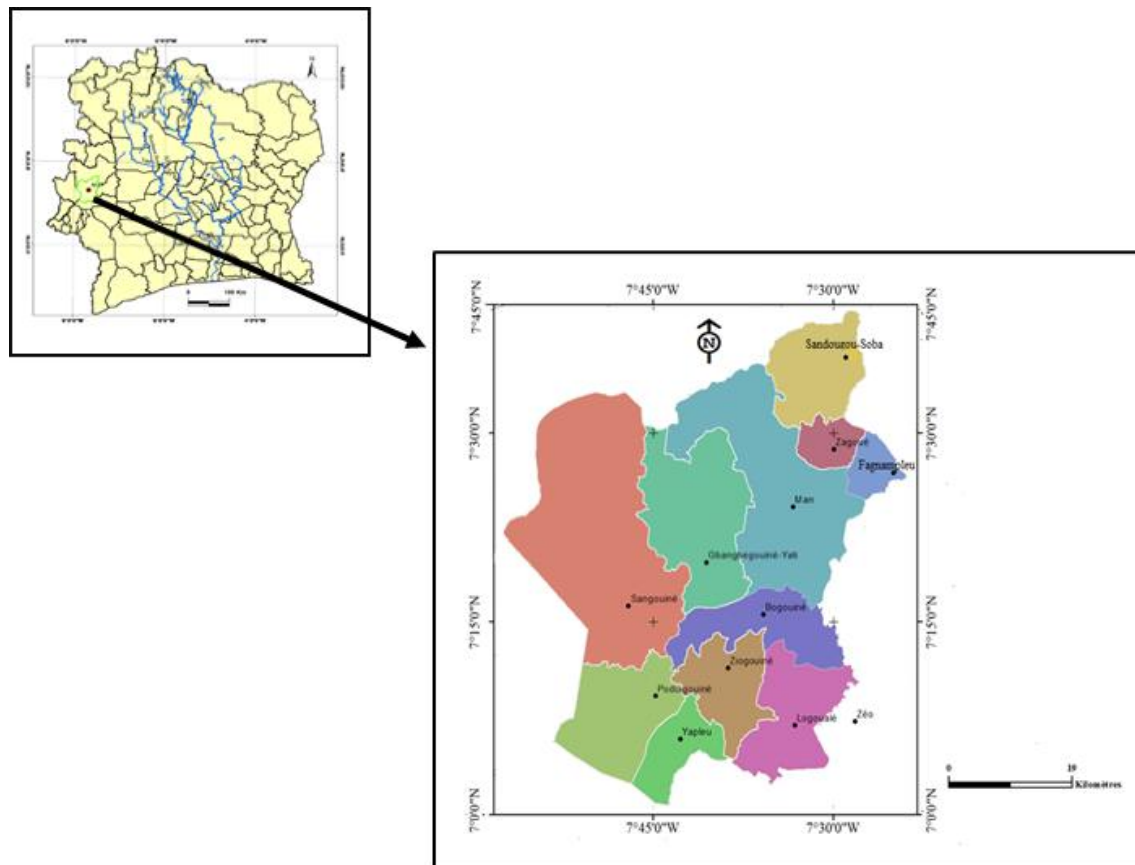


Figure 1 : Présentation de la zone d'étude (Département de Man).

Presentation of the study area (Department of Man).

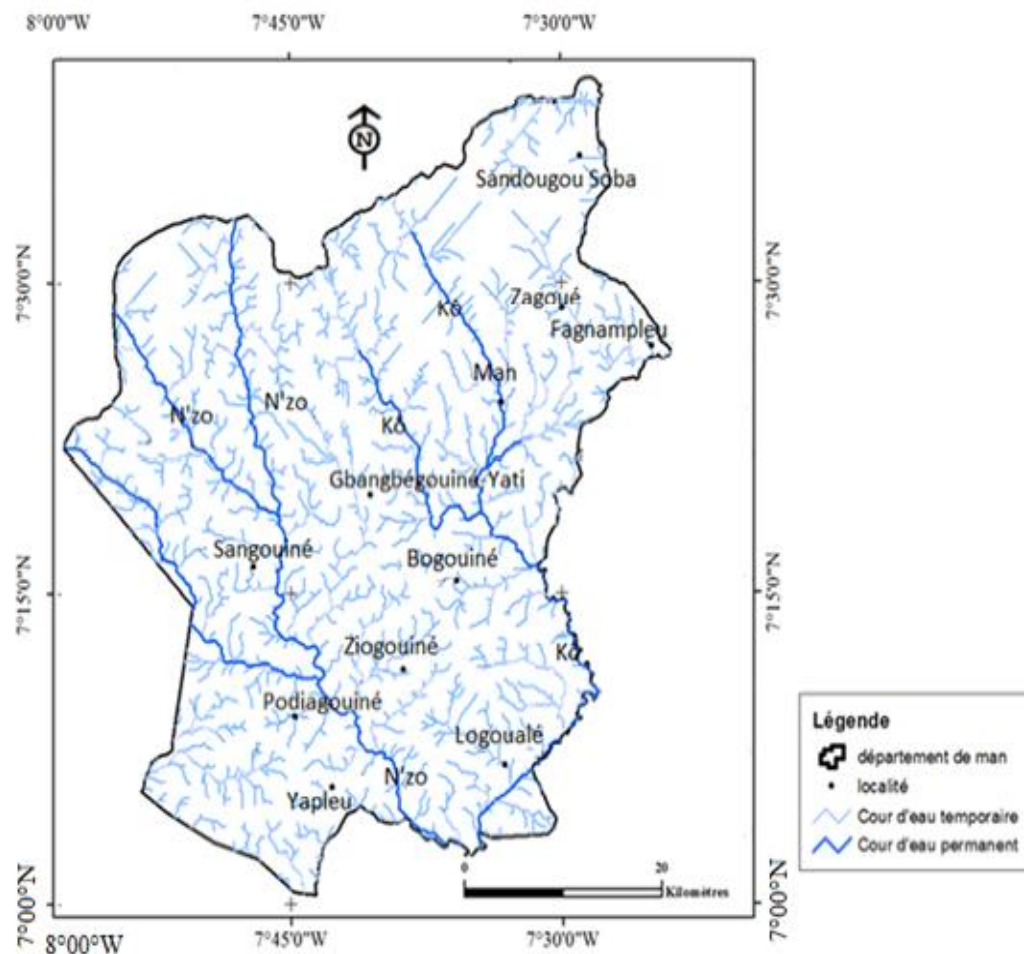


Figure 2 : Réseau hydrographique du Département de Man.

Hydrographic network of the Department of Man.

DONNEES ET MATERIEL

Dans cette étude, les données utilisées (pluie, température) au pas de temps mensuel ont été fournies par la Société de Développement et d'Exploitation Aéronautique et Météorologique (SODEXAM). Les données pluviométriques proviennent des stations de Man, Danané, Biankouma et Gbonné (1961-2019) soit 58 ans ainsi que de Facobly, de Kouibly, de Sipilou et de Bangolo (1980-2000) soit 20 ans. Les températures qui couvrent la période 1961-2019 et la période 1980-2000 proviennent de la station synoptique de Man.

Les données de débits (1980-2000) de deux stations hydrométriques (N'zo à Zoba et Kô à Logoualé) ont été fournies par le service de l'hydrologie du Ministère de l'hydraulique. Les logiciels utilisés sont Excel qui a permis de faire les études statistiques et les représentations

graphiques et ArcGIS10.0 pour les tracés de polygones de Thiessen et l'élaboration des cartes.

METHODES

ETUDE DE LA VARIABILITE CLIMATIQUE

L'indice de Nicholson utilisé a été déterminé sur une période de 58 ans allant de 1961 à 2019. Les écarts pluviométriques des différentes stations ont été calculés à partir de la formule de Nicholson exprimée par l'équation 1 (Servat et al., 1998) notée :

$$I_i = \frac{(x_i - \bar{x})}{S} \quad (1)$$

avec : I_i = indice pluviométrique ; x_i = hauteur de pluie en mm de l'année i ; $\bar{x}$ = hauteur de

pluie moyenne (mm) sur la période d'étude ; S = écart-type de la hauteur de pluie (ou débit) sur la période d'étude.

Ainsi la recharge a été évaluée sur les périodes « humides » et « sèches » à l'aide de la méthode de Thornthwaite afin de connaître l'effet de la variabilité climatique sur la recharge des aquifères fracturés du département de Man. Le coefficient de ruissellement n'a pas été calculé à cause de la disponibilité des données de débits qui se limitent à 20 ans (1980-2000). Ainsi, la valeur obtenue dans la littérature a été utilisée ; elle est de 15 %. selon les travaux de Lasm (2000) A insérer.

BILAN HYDROLOGIQUE

Le bilan hydrologique a été établi à partir des méthodes combinées des polygones de Thiessen utilisées pour déterminer les pluies moyennes et de celle de Thornthwaite utilisée pour la détermination de l'Evapotranspiration Réelle (ETR). Les trois sous-bassins (Kô, N'zo puis Kô et N'zo) ont été considérés dans cette étude. Les principaux paramètres (la pluie moyenne, l'évapotranspiration réelle et la lame d'eau ruisselée sont déterminés. L'équation du bilan hydrologique est :

$$P = ETR + I + R \quad (2)$$

Avec : P : Pluie moyenne annuelle sur la période considérée (mm) ; ETR : Evapotranspiration réelle de la période considérée (mm) ; I : Lame d'eau infiltrée (mm) ; R : Lame d'eau ruisselée sur la période considérée (mm).

DETERMINATION DU COEFFICIENT DE RUISELLEMENT

Calcul de la pluie moyenne

La pluie moyenne a été déterminée à l'aide de

la méthode des polygones de Thiessen appliquée au niveau des sous-bassins N'zô (Zoba), Kô (Logoulé) puis Kô et N'zo. La pluie moyenne (P_{moy}) est traduite par l'expression ci-dessous :

$$P_{moy} = \frac{\sum P_i \times S_i}{S} \quad (3)$$

P_i : Hauteur de pluie enregistrée à la station. i (mm) ; S_i : Surface d'influence de la station i (km²) ; S : Surface totale de la zone en question (km²).

Calcul des lames d'eau écoulée

A l'aide des données de débits mensuels annuels des cours d'eau (Kô et N'zo), nous avons déterminé la lame d'eau écoulée de chaque sous-bassin avec l'expression suivante utilisée par Kouadio (2011) :

$$He = \frac{365 \times 86,4 \times Q}{S} \quad (4)$$

Où, He : la lame annuelle écoulée (mm) ; Q : module (m³/s) ; S : superficie du bassin versant (km²) et $365 \times 86,4$: coefficient relatif au temps en secondes dans l'année.

Calcul du coefficient de ruissellement

Le coefficient de ruissellement (K_r) s'obtient à l'aide de l'expression de l'équation suivante utilisée par Kouadio (2011) :

$$K_r = \frac{He}{P_{moy}} \quad (5)$$

Evaluation de la recharge par sous-bassin

Le bilan hydrologique de la méthode de Thornthwaite a été utilisé pour déterminer la pluie moyenne au niveau de chaque sous-bassin. Puis, la recharge a été évaluée par sous-bassin à l'aide de la formule suivante :

$$P_{moy} = ETR + He + I \implies I = P_{moy} - (ETR + He) \quad (6)$$

RESULTATS

VARIABILITE TEMPORELLE DES PRECIPITATIONS

L'analyse de l'évolution des indices (figure 3) montre une alternance de période humide et de période sèche. Les caractéristiques de ces périodes sont consignées dans le tableau 1.

L'ensemble des graphes montre une baisse de la pluviométrie dans le département de Man à partir des années 1968 pour les stations de Man, de Gbonné et de Biankouman avec une reprise à partir de 2008 pour les stations de Man et Gbonné. Pour la station de Danané, elle débute à partir des années 1969. Cette baisse de la pluviométrie réduit les apports d'eau dans le milieu souterrain.

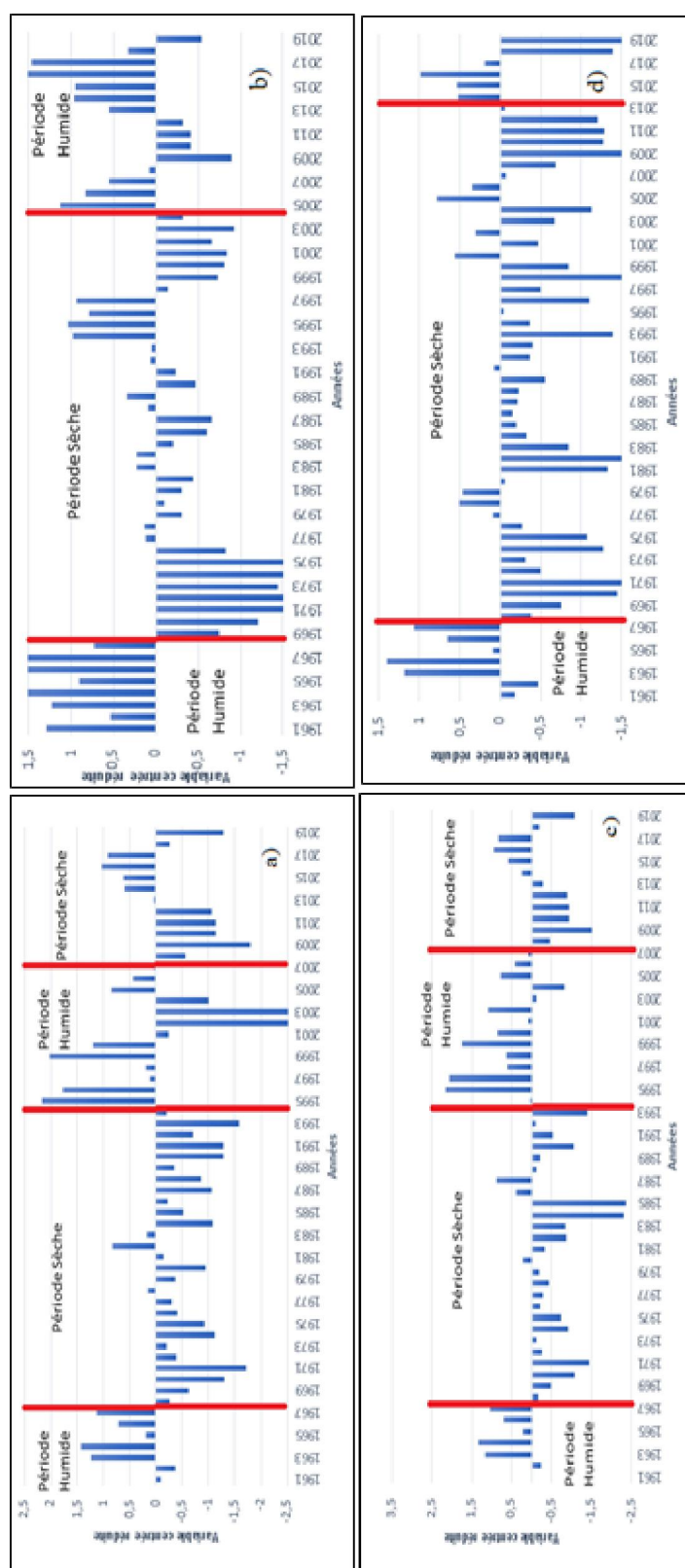


Figure 3 : Evolution interannuelle de la pluie des stations de Man (a), Danané (b), Gbonné (c) et Biankouma (d) avec les indices centrés réduits des hauteurs de pluies annuelles.

Interannual evolution of the rainfall of the stations of Man (a), Danané (b), Gbonné (c) et Biankouma (d) with the reduced centred indices of the annual rainfall amount.

Tableau 1 : Caractéristiques des périodes humides et sèches (1961-2019).*Characteristics of wet and dry periods (1961-2019).*

	Station Man	Station Danané	Station Gbonné	Station Biankouma
Période humide	1961-1967	1961-1968	1961-1967	1961-1967
Moy (mm)	1693,42	2358,25	1478,85	1673,43
Excédent (mm)	97,93	236,81	75,06	94,01
Période sèche	1968-1994	1969-2004	1968-1994	1968-2013
Moy (mm)	1555,51	2030,25	1347,45	1566,19
Déficit (mm)	39,98	91,19	56,34	13,23
Période humide	1995-2007	2005-2019	1995-2007	2014-2019
Moy (mm)	1644,96	2214	1517,86	1576,07
Excédent (mm)	49,47	92,56	114,07	-
Période sèche	2008-2019	-	2008-2019	-
Moy (mm)	1574,68		1363,19	
Déficit (mm)	20,81		40,6	
Moy. An. 1961-2019	1595,4	2121,44	1403,79	1579,42

Les infiltrations efficaces (recharges) déterminées selon les périodes humides et sèches des différentes stations sont consignées dans les tableaux 2 et 3. Ces résultats montrent les variabilités de la recharge en fonction des hauteurs des précipitations. Les recharges des périodes humides sont plus élevées que celles

des périodes sèches (figure 4) au niveau des différentes stations. Ce qui révèle l'impact des précipitations sur la recharge de la nappe des aquifères fracturés du département de Man ; d'où l'impact de la variabilité climatique sur la recharge de ladite nappe.

Tableau 2 : Résultats de la lame d'eau ruisselée, de l'infiltration efficace et du coefficient de ruissellement au niveau des stations de Man et Gbonné (1961-2019).
Results of runoff, effective infiltration and runoff coefficient of Man and Gbonné stations (1961-2019).

Stations	Station de Man				Station de Gbonné			
	Période excédentaire		Période déficitaire		Période excédentaire		Période déficitaire	
Années	1960-1967	1995-2007	1968-1994	2008-2019	1961-1967	1995-2007	1968-1994	2008-2019
Pluie moyenne (mm)	1693,43	1644,93	1555,47	1574,69	1478,84	1517,83	1347,44	1363,17
Lame d'eau écoulée (mm)	254,01	246,74	233,32	236,20	221,83	227,67	2020,12	204,48
Coefficient de ruissellement (Kr)	15 %	15 %	15 %	15 %	15 %	15 %	15 %	15 %
ETP (mm)	1240,88	1317,98	1280,92	1359,48	1240,88	1317,98	1280,92	1359,48
ETR (mm)	1007,50	1175,26	1035,00	1092,51	1034,35	1152,40	1061,66	1053,07
	431,92	222,93	287,15	245,98	222,66	137,76	83,66	105,62
Infiltration efficace (mm)	327	267	180				95	
	20 %	17 %	12 %				7 %	

Tableau 3 : Résultats de la lame d'eau ruisselée, de l'infiltration efficace et du coefficient de ruissellement au niveau des stations de Danané et Blankouma (1961-2019).
Results of runoff, effective infiltration and runoff coefficient of Danané and Blankouma stations (1961-2019).

Stations	Station de Danané				Station de Blankouma			
	Période excédentaire		Période déficitaire		Période excédentaire		Période déficitaire	
Années	1961-1968	2005-2019	1969-2004	1961-1967	2014-2019	1968-2013		
Pluie moyenne (mm)	2358,26	2214,00	2030,24	1673,39	2030,25	1576,07		
Lame d'eau écoulée (mm)	353,74	332,10	304,54	251,01	304,54	236,41		
Coefficient de ruissellement (Kr)	15 %	15 %	15 %	15 %	15 %	15 %		
ETP (mm)	1244,10	1344,56	1293,90	1240,88	1294,09	1396,47		
ETR (mm)	1124,34	1180,12	1145,16	1099,48	1145,35	1186,25		
	880,18	701,78	580,54	322,9	580,36	153,41		
Infiltration efficace (mm)	791	581		452		153		
	35 %	29 %		24 %		10 %		

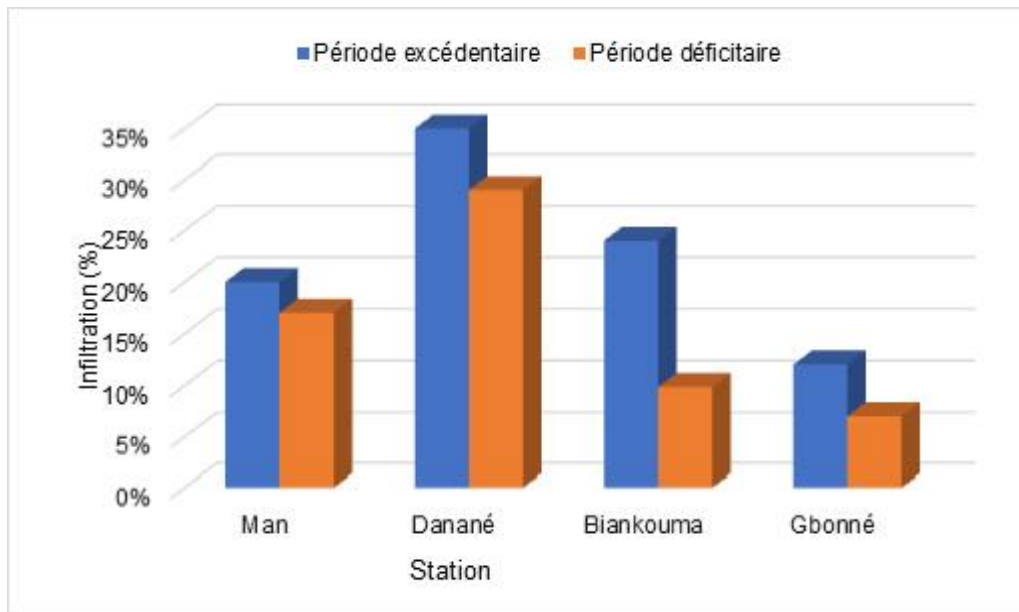


Figure 4 : Diagramme comparatif des recharges par période des stations (1961-2019).

Comparative diagram of recharges by period of the stations (1961-2019).

BILAN HYDROLOGIQUE

Le bilan hydrologique a été établi au niveau des sous-bassins de la zone d'étude sur la période de 1980 à 2000 soit sur 20 ans. Il a commencé par la détermination des termes du bilan.

Détermination des termes du bilan et de la lame d'eau infiltrée

Le tableau 4 et le tableau 5 présentent respectivement les valeurs de pluie moyenne qui varient de 1564,80 mm à 1758,60 mm avec une moyenne de 1665,93 mm et celles des ETR et

des excédents. Ces excédents au niveau des trois sous-bassins (Kô, N'zo puis Kô et N'zo) sont respectivement de 470,84 mm, 652,8 mm et 573,8 mm soit une moyenne de 565,81 mm. Cette valeur moyenne de l'excédent (P-ETR) constitue 33,96 % des précipitations moyennes annuelles (1665,93 mm). Le tableau 6 montre que les trois sous-bassins précités enregistrent respectivement un coefficient de ruissellement de 17,87 % (279,74 mm), de 11,13 % (165,87 mm) et 13,89 % (232,63 mm) avec une recharge de 191 mm ; 457 mm et 341 mm. La plus forte valeur de recharge concerne le N'zo et la plus petite le Kô.

Tableau 4 : Valeurs de la pluie moyenne des sous-bassins (1980-2000).

Average rainfall values of the sub-basins (1980-2000).

Sous-bassins	Stations	Superficie Si (Km ²)	Pi.Si	Pmoy (mm)
Kô	Man, Biankouma, Facobly, Bangolo, Kouibly, Gbonné	1529,4	2393163,31	1564,80
N'zo	Man, Danané, Biankouma, Bangolo, Sipilou, Facobly	1952,21	3433156,51	1758,60
Kô et N'zo	Man, Danané, Biankouma, Bangolo, Gbonné, Sipilou, Facobly, Kouibly	3482,77	5831451,32	1674,40
Moyenne				1665,93

Tableau 5 : Résultats des ETR des trois sous-bassins de N'zo (1980-2000).*Results of the RET of the three N'zo sub-basins (1980-2000).*

Sous-bassins	P moy (mm)	ETR (mm)	P-ETR (mm)
Kô	1564,80	1093,96	470,84
N'zo	1758,60	1105,80	652,8
Kô et N'zo	1674,40	1100,60	573,8
Moyenne	1665,93	1100,12	565,81

Tableau 6 : Résultats de la lame d'eau ruisselée, de l'infiltration efficace et du coefficient de ruissellement au niveau de chaque sous-bassin (1980-2000).*Results of runoff, effective infiltration and runoff coefficient at each sub-catchment level (1980-2000).*

Sous-Bassins	Kô (logoualé)	N'Zo (zoba)	Kô & N'Zo	Moyenne
Superficie (km ²)	1529,40	1952,21	3482,77	2321,46
Pluie moyenne (mm)	1564,80	1758,60	1674,40	1665,93
ETR (mm)	1 093,96	1 105,80	1 100,60	1100,12
Lame d'eau écoulée (He)	279,74.	195,87	232,63	236,08
Kr (%)	17,87	11,13	13,89	14,29
Infiltration efficace (mm)	191	457	341	329,67
% réduction de recharge	58,21	-	25,38	

DISCUSSION

Les représentations graphiques des indices de Nicholson montrent que la baisse de la pluviométrie est observée à partir de l'année 1968 en période sèche aux stations pluviométriques de Man, de Gbonné et de Biankouma sauf celle de Danané qui a débuté en 1969. Cette tendance à la baisse des pluies a été mise en évidence par Gnamba *et al.* (2020) dans la région de Katiola à l'aide des indices de Nicholson et le test d'homogénéité de Pettitt à partir de 1969 (période sèche 1969-2013). Les travaux réalisés dans le Sud, le Nord et l'Ouest de la Côte d'Ivoire par Oga *et al.* (2016), Soro (2014) et Kouamé (2011) ont respectivement abouti à la même conclusion à savoir, un déficit pluviométrique (1968-1982), après les années 1960 et dans la décennie 1961-1970. En Afrique de l'Ouest et en Afrique Centrale, cette tendance à la baisse de la pluviométrie accompagnée du début de la sécheresse est confirmée par certains auteurs (Servat *et al.*, 1999 ; Gnamba *et al.*, 2020) aux alentours de 1969-1970 précisément en Afrique de l'Ouest.

Les faibles et fortes recharges des aquifères fracturés du département de Man obtenues respectivement en période sèche et humide sur la période (1961-2019) sont confirmées par les

travaux de Assémian *et al.*, 2018 sur les aquifères de socle du département de Dimbokro. Ces auteurs ont trouvé les recharges de 202 mm en période humide (1920-1968) et de 141 mm en période sèche (1969-2013) soit une réduction de 30,69 %. Dans l'ensemble, ces recharges sont nettement inférieures à celles trouvées dans cette étude. Cela s'explique par le fait que la zone de l'ouest montagneux a une forte pluviométrie.

La valeur de la recharge dans le sous-bassin de N'zo comparée à celles du sous-bassin de Kô puis et de Kô et N'zo nous indique que ces recharges ont respectivement chuté de 58,21 % et de 25,38 %. La baisse de la pluviométrie influence la recharge des eaux souterraines. C'est le cas du sous-bassin de N'zo où la forte pluviométrie de 1758,60 mm a conduit à l'obtention de la plus forte recharge (457 mm/an). La corrélation entre les pluviométries et les recharges dans les différentes périodes (excédentaire et déficitaire) a été mise en évidence par Assémien *et al.* (2018) au niveau de Dimbokro. Ces derniers ont montré que la recharge en période humide est de 202 mm/an) et en période sèche de 141 mm/an. La valeur de la recharge moyenne au niveau des 3 sous-bassins (N'zo à Zoba, Kô à Logoualé, Kô et N'zo) est estimée à 329,67 mm. Cette valeur est statistiquement identique à celle obtenue par

Kouassi *et al.* (2014) au cours de l'année 2006 au niveau de la nappe d'Abidjan (324 mm/an), par Saley (2003) dans la région de Man (375 mm/an) et par Hung *et al.* (2018) au Vietnam (340 mm/an). Elle est cependant supérieure à celles déterminées par Kouamé (2011) qui sont respectivement 114 mm et 266 mm/an dans le bassin de N'zo et dans le secteur d'Abidjan. Mais, elle est très supérieure à celles obtenues respectivement par Oularé (2015) dans le bassin de N'zo (0 à 80 mm/an), par Gieske *et al.* (1995) dans le Kalahari à Botswana (9 à 22 mm/an) et Leduc *et al.* (1996) à Niamey au Niger. Les différences pourraient être attribuées aux différentes méthodes adoptées pour l'estimation de la recharge (Hung *et al.*, 2018) ainsi qu'à la multiplicité des conditions topographiques, climatiques et biologiques (Gieske *et al.*, 1995 ; Leduc *et al.*, 1996).

CONCLUSION

Cette étude a permis d'obtenir plusieurs résultats. L'indice de Nicholson a mis en évidence la baisse de la pluviométrie au niveau des quatre (4) stations précitées pendant la saison sèche qui a débuté dans les années 1968. A l'aide de la méthode des polygones de Thiessen, le coefficient de ruissellement déterminé au niveau des trois sous-bassins est estimé à environ 14 %. La recharge au niveau de chaque station pluviométrique (1961-2019) au cours des périodes humides et sèches ainsi que chaque sous-bassin (1980-2000) a été évaluée. Les recharges varient de 191 à 457 mm avec une forte valeur de recharge dans le N'zo et une faible valeur dans le Kô. Une réduction respective de la recharge est observée au niveau du Kô puis de Kô et N'zo de 58,21 % et de 25,38 %.

REFERENCES

- Adja M. G., Djemin J. E., N'dri F. O., Kouame F. K., Biemi J. 2019. Contribution des modèles hydrologiques et des SIG à l'étude de l'impact de la variabilité climatique et du changement de l'occupation du sol sur les ressources en eau du bassin versant de la Volta en Côte d'Ivoire. *International Journal of Innovation and Applied Studies* ISSN 2028-932 Vol. 26, (No. 2) : pp. 652-667 (C) 2019 Innovative Space of Scientific Research Journals <http://www.ijias.issr-journals.org/>
- Agbanou, T. B., Abdoulaye, D., Sabi Orou Bogo, G. A., Paegelow, M. et Tente, B. 2018. Variabilité pluviométrique et son impact sur le couvert végétal dans le secteur Natitingou-Boukombé au nord-ouest du Bénin. *Afrique Science*, Vol. 14, N° 3, pp. 182-191.
- Ahoussi, K. E. 2008. Evaluation quantitative et qualitative des ressources en eau dans le Sud de la Côte d'Ivoire. Application de l'hydrochimie et des isotopes de l'environnement à l'étude des aquifères continus et discontinus de la région d'Abidjan-Agboville. Thèse de Doctorat de l'Université de Cocody-Abidjan (Côte d'Ivoire), 270 p.
- Aranyosy J.-F., Gaye C.-B. 1995. La recherche du pic de tritium thermonucléaire en zone non saturée profonde sous climat semi-aride pour la mesure de la recharge des nappes : première application au Sahel, C. R. Acad. Sci. Paris, série II 315 (1992) 637-643.
- Assémian E. A., Kanga M. H. K., Kouassi K., Yao J. K., Koffi E. B. 2018. Analyse des variations de la recharge des eaux souterraines du socle de Dimbokro, zone tropicale humide du centre-est de la Côte d'Ivoire, face au changement climatique. *Rev. Ivoir. Sci. Technol.*, 31 (2018) 84 - 107
- Bigot S., Brou Y. T., Oszwald J., Diedhiou A. 2005. Facteurs de la variabilité pluviométrique en Côte d'Ivoire et relations avec certaines modifications environnementales. *Sécheresse*, Vol.16, N°1, 5-13.
- Djro S. C. 1998. Evolution tectono-métamorphiques des gneiss granulitiques archéens du secteur de Biankouma. Thèse de Doctorat d'Etat, és Sciences Naturelles. Université de Cocody. Abidjan, (Côte d'Ivoire), 171 p.
- Gieske A., Selaolo E.T., Beekman H.E. 1995. Tracer interpretation of moisture transport in a Kalahari sand profile, in : Adar E.M., Leibundgut C. (éds), *Application of tracers in arid zone hydrology*, AISH publ. n° 232, Wallingford, GB, 1995, pp. 373-382.
- Gnamba F. M., Kpan O. J. G., Yapi A. F., Oga Y. M. S. 2020. Variabilité pluviométrique dans la région de Katiola au Nord de La Côte D'Ivoire (Afrique de l'Ouest). *European Scientific Journal*, ESJ ISSN: 1857-7881 (Print) e - ISSN 1857-7431 November 2020 édition Vol.16, (N° 33) : pp. 1-20.
- Hung Vu V. and Broder J.Merkel. 2018. Estimating groundwater recharge for Hanoi, Vietnam. *Science of the Total Environment* 651 (2019) 1047-1057.

- INS (Institut National de la Statistique) 2015. Répertoire des localités/ : Région du Tonkpi, 26 p.
- Koné S., Bamba S. B., Ouattara I., Diallo S., Kamagaté B. 2019. Variabilités et tendances des paramètres hydroclimatiques dans le bassin versant de la Rivière Banco au Sud de la Côte d'Ivoire. *European Scientific Journal* September 2019 edition Vol.15, No.27 ISSN : 1857 – 7881 (Print) e - ISSN 1857- 7431
- Konin N. J. C., N'go Y. A., Soro G. E., Ya K. F., et Goula B. T. A. 2021. Influence des facteurs hydro-morphostructuraux sur les inondations du bassin versant du fleuve sampedro, Côte d'Ivoire. *Rev. Ivoir. Sci. Technol.*, 37 (2021) 106 - 122. ISSN 1813-3290, <http://www.revist.ci>
- Kouadio Z. A. 2011. Dynamique de l'occupation du sol et comportement hydrologique : cas des bassins versants côtiers de l'Agnéby et du Boubo (Cote d'Ivoire). Thèse de Doctorat en Sciences et Gestion de l'Environnement, Université d'Abobo-Adjamé, Abidjan, (Côte d'Ivoire). 167p.
- Kouamé, K. F. 2011. Influences de la variabilité climatique et de la dégradation environnementale sur le fonctionnement de l'hydrosystème du N'Zo dans la région guinéenne humide et semi montagneuse de la Côte d'Ivoire. Contribution de la télédétection, des Systèmes d'Informations Géographiques et du modèle hydrologique HYDROTEL. Thèse de Doctorat d'État ès Sciences Naturelles. Université de Cocody, Abidjan, (Côte d'Ivoire), 374 p.
- Kouamé K. F. 1999. Hydrogéologie des régions de montagne : apports des données de télédétection et des méthodes statistique et fractale à l'élaboration d'un Système d'Informations Hydrogéologiques à Référence Spatiale des aquifères discontinus du secteur Man-Danané (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat 3^e Cycle. Université de Cocody, Abidjan, (Côte d'Ivoire), 210 p.
- Kouassi A. K. ; Kouassi F. W. ; Mangoua J. O. M. ; Savané I. 2014. Modèle conceptuel de l'aquifère du Continental Terminal d'Abidjan. *Hydrology in a Changing World : Environmental and Human Dimensions Proceedings of FRIEND-Water 2014*, Montpellier, France, October 2014 (IAHS Publ. 363, 2014).
- Lasm, T. 2000. Hydrogéologie des réservoirs fracturés de socle : Analyses statistique et géostatistique de la fracturation et des propriétés hydrauliques. Application à la région des montagnes de Côte d'Ivoire (domaine Archéen). Thèse de doctorat univ. Université de Poitier, (France), 274p.
- Leduc C., Taupin J.-D., Le Gal La Salle C. 1996. Estimation de la recharge de la nappe phréatique du Continental terminal (Niamey, Niger) à partir des teneurs en tritium, C. R. Acad. Sci. Paris, série lia 323 (1996) 599–605.
- Oularé S. 2015. Simulation du contrôle de la recharge, de la conductivité hydraulique et de la topographie sur les écoulements souterrains et la surface libre de la nappe dans le bassin versant du N'zo à Kahin (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat à l'Université Felix Houphouët Boigny, Cocody, Abidjan, (Côte d'Ivoire), 157 p.
- Saley M. B. 2003. Système d'informations à référence spatiale, discontinuités pseudo-images et cartographies thématiques des ressources en eau de la région semi-montagneuse de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat, Université de Cocody, Abidjan, (Côte d'Ivoire), 209 p.
- Servat E., Paturel J. E., Kouamé B., Travaglio M., Ouedraogo M., Boyer J. F., Lubes-Niel H., Fritsch J. M., Masson J. M. et Marieu B. 1998. Identification, caractérisation et conséquences d une variabilité hydrologique en Afrique de l'Ouest et Centrale. *IAHS Publication*, n°252, pp. 323-337.
- Servat, E., Paturel, J. E., Lubès, N. H., Kouamé, B., Masson, J. M., Travaglio, M. et Marieu, B. 1999. De différents aspects de la variabilité de la pluviométrie en Afrique de l'Ouest et Centrale non sahélienne. *Revue des Sciences de l'Eau*, vol.12, n°2, pp.363-387.
- Soro T. D. 2014. Evolution des ressources en eau du bassin versant du Haut Bandama à Tortiya (Nord de la Côte d'Ivoire) dans un contexte de variabilité et de changement climatiques : impacts hydrologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques. Thèse de Doctorat à l'Université Félix Houphouët Boigny Cocody, Abidjan, (Côte d'Ivoire), 243 p.
- Vissin, E. W. 2007. Impact de la variabilité climatique et de la dynamique des états de surface sur les écoulements du bassin béninois du fleuve Niger. Thèse de Doctorat de l'Université de Bourgogne, Dijon, (France), 280 p.



Caractérisation hydrogéochimique des eaux souterraines du département de Man (Ouest de la Côte d'Ivoire)

Abdoulaye TRAORE, Tanina Drissa SORO*, Brou DIBI et Larissa Josiane Anne YAO

Unité de Formation et de Recherche en Environnement, Laboratoire des Sciences et Technologies de l'Environnement, Université Jean Lorougnon Guédé, Daloa, BP 150 Daloa, Côte d'Ivoire.

**Auteur correspondant ; E-mail : standriss@gmail.com; Tél. : (225) 0708819697*

Received: 21-09-2021

Accepted: 22-01-2022

Published: 28-02-2022

RESUME

Cette étude avait pour but de comprendre le fonctionnement hydrogéochimique des eaux souterraines du département de Man situé à l'Ouest de la Côte d'Ivoire. Elle a fait appel aux méthodes de statistique descriptive, hydrochimique (diagramme de Piper) et à l'analyse en Composantes Principales (ACP) pour connaître la qualité, les faciès chimiques et les phénomènes de la minéralisation des eaux souterraines. L'échantillonnage a concerné 19 forages et les paramètres chimiques analysés sont Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , Cl^- , NO_2^- , Cu^{2+} , Fe^{2+} , PO_4^{3-} et Al^{3+} . Les résultats de la statistique descriptive ont montré que les eaux avaient une température moyenne de 27,34°C en saison sèche et 28,005°C en saison pluvieuse. Les eaux étaient acides pendant les deux saisons. Les valeurs de pH étaient comprises entre 5,58 et 7,74 avec une moyenne de 6,673±0,541 en saison sèche et entre 5,25 et 7,11 avec une moyenne de 6,223±0,441 en saison pluvieuse. Elles étaient peu minéralisées, avec des moyennes de conductivité électrique de 219,51 µS/cm en saison sèche et 206,50 µS/cm en saison pluvieuse. Ces eaux présentaient un faciès bicarbonaté calcique et magnésien majoritaire (Ca-Mg- HCO_3), un faciès chloruré calcique et magnésien (Ca-Mg-Cl) au cours des deux saisons et un faciès bicarbonaté sodique et potassique en saison pluvieuse (Na-K- HCO_3). Les principaux phénomènes à l'origine de la minéralisation des eaux étaient la minéralisation-temps de séjour, l'apport superficiel et la dégradation anthropique de la qualité des eaux et la pollution organique. Ces résultats constituent une base de données dans la gestion des eaux souterraines de la région.

© 2022 International Formulae Group. All rights reserved.

Mots clés : Hydrochimie, faciès, aquifère, minéralisation, Man.

Hydrogeochemical characterization of groundwater of Man department (Western of Côte d'Ivoire)

ABSTRACT

The aim of this study was to understand the hydrogeochemical functioning of groundwater in the Department of Man in western Côte d'Ivoire. It used descriptive, hydrochemical (Piper diagram) statistical methods, Principal Components Analysis (PCA) to know quality, chemical facies and groundwater mineralization process. Nineteen boreholes (19) were sampling and the chemical parameters analyzed were Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , NH_4^+ , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , Cl^- , NO_2^- , Cu^{2+} , Fe^{2+} , PO_4^{3-} and Al^{3+} . The results of the descriptive

statistic showed that groundwater had an average temperature of 27.34 degrees Celsius in the dry season and 28.005 degrees Celsius in the rainy season. Groundwater was acidic during both seasons. The pH values varied between 5.58 and 7.74 with an average of 6.673 ± 0.541 in dry season and between 5.25 and 7.11 with an average of 6.223 ± 0.441 in rainy season. It was low mineralized, with electrical conductivity averages ranging from 219.51 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in the dry season and 206.50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ in the rainy season. The groundwater had a majority Ca-Mg- HCO_3 , Ca-Mg-Cl facies during the two seasons and Na-K- HCO_3 facies in the rainy season. The main phenomena at the origin of the mineralization of the groundwater were mineralization-time of stay, the superficial contribution and anthropogenic degradation of water quality and organic pollution. These results were database for region groundwater management.

© 2022 International Formulae Group. All rights reserved.

Keywords: Hydrochemistry, facies, aquifer, mineralization, Man.

INTRODUCTION

Nécessaire à toute forme de vie, l'eau est un élément de promotion de la santé des individus et du développement socio-économique des collectivités humaines (Ouattara et al., 2016). L'utilisation de l'eau dans plusieurs secteurs d'activités humaines, l'augmentation de la population et les variations climatiques sont des facteurs qui affectent la ressource en eau, en terme de quantité et de qualité (Goné, 2001). Cependant, la répartition de ce patrimoine à travers le monde se fait de façon inégale. Près des trois quarts de la surface du globe sont couverts par l'eau (1370 millions de km^2), l'eau douce ne représente que 2,5% et seulement 0,007% de celle-ci est accessible pour l'usage humain (Sarallier, 2003). Les eaux souterraines douces représentent 33 % des réserves, soit 15 millions de km^3 (De Marsily et Besbes, 2017). L'eau souterraine est d'une importance capitale dans la plupart des régions du monde. Toutefois, cette ressource qui était jadis de bonne qualité, se trouve actuellement menacée par diverses sources de contamination ponctuelles et diffuses. Par ailleurs, selon les estimations de l'UNICEF/OMS (2019), un tiers de la population mondiale n'a pas accès à une source d'eau potable dont la moitié se trouve en Afrique. La question d'eau potable n'est guère reluisante en Côte d'Ivoire. En effet, le tarissement progressif des eaux de surface, conjugué à la croissance démographique et au développement des maladies hydriques inquiètent de plus en plus les gestionnaires de la ressource en eau qui doivent satisfaire la demande en quantité et en qualité.

On assiste alors depuis quelques années à un plus grand recours aux eaux souterraines (Goné, 2001 ; Mangoua et al., 2018). Malheureusement, sur le territoire national, qui est occupé essentiellement par les terrains cristallins et cristallophylliens (97,5% de la superficie totale), les réserves d'eau souterraine sont généralement de faibles quantités. Ces réserves sont localisées à travers les aquifères isolés de socle granitique fissuré, d'arènes sablo-argileuses et d'alluvions difficiles à gérer (Ehoussou et al., 2019). Ce problème d'eau est aggravé par la baisse presque régulière des précipitations durant ces dernières années, les irrégularités saisonnières, l'avancée galopante de la désertification et la dégradation progressive des facteurs environnementaux (Ahoussi et al., 2012). En Côte d'Ivoire, les eaux souterraines sont confrontées à un phénomène de pollution d'origine anthropique qui dégrade leur qualité. Les études réalisées sur les ressources en eau de la Côte d'Ivoire par Ahoussi et al. (2013), Eblin et al. (2014), Traoré et al. (2015), Ouattara et al. (2016), Adjiri et al. (2019) ont signalé de nombreux foyers de pollution aussi bien au niveau des eaux de surface que des eaux souterraines. Parfois le tarissement et les pannes mécaniques des forages qui captent cette eau souterraine obligent les populations à se tourner vers d'autres sources dont la qualité est méconnue. Le département de Man, situé à l'Ouest de la Côte d'Ivoire, ne fait pas exception à cette situation. De plus, l'utilisation courante des intrants agricoles (engrais, pesticides, etc.) et la présence des activités d'orpailleurs constituent une menace

pour la qualité des eaux souterraines. Pour une meilleure gestion de ces ressources, il est indispensable de connaître les processus hydrochimiques qui régissent leur minéralisation. C'est dans cette optique que s'inscrivait cette étude avec pour objectif général de caractériser du point de vue hydrogéochimique les eaux souterraines.

MATERIEL ET METHODES

Présentation de la zone d'étude

La zone d'étude qui est le département de Man se situe à l'Ouest de la Côte d'Ivoire entre les longitudes 07°25' et 07°55'Ouest et les latitudes 07°00' et 07°40' Nord (Figure 1). Sa superficie est de 2593 km² et sa population est estimée à 334 166 habitants (INS, 2014).

La région Ouest bénéficie d'un climat tropical humide de type montagnard avec une seule saison de pluie et de fortes hauteurs pluviométriques annuelles qui varient de 1095 à 1900 mm (Goné, 2001). On y distingue une saison sèche d'une durée de 4 mois, allant de Novembre à Février et une saison de pluie allant de Mars à Octobre. Le relief de Man se subdivise en deux ensembles de morphologie et d'extension inégale : un ensemble montagneux (chaîne des Toura et des Dan) et une zone de plateaux (Kouamé, 2011). Les monts Dan et Toura présentent des sommets d'altitude voisine des 1000 m : monts Nyonyé (890 m), Guéton (944 m), Glo (949 m), Momi (1 302 m), Tonkpi (1 293 m) (Kouamé, 2011).

Elle appartient au domaine de la dorsale de Man appelée également dorsale de Léo. Les travaux de nombreux chercheurs parmi lesquels on peut citer Camil (1984), Kouamelan (1996) et Djro (1998) ont permis de connaître sa géologie. Elle comprend trois grandes unités lithologiques: une unité composée d'anorthosites, de norites, charnockites qui sont les plus dominantes, une unité de granitoïdes hétérogènes à biotite et des granitoïdes à deux micas et des migmatites sur granitoïdes hétérogènes à biotite (Figure 2). Les principaux cours d'eau sont le Kô et le N'zo. Au plan hydrogéologique, les différents aquifères de la région sont les aquifères d'altérites, les aquifères de fissures, les

aquifères d'alluvions et les aquifères de versants (Kouamé, 2011).

Méthodologie d'échantillonnage et d'analyse

Les points d'échantillonnage ont été choisis en fonction du niveau d'utilisation du point d'eau par les populations et en fonction de la densité des points d'eau de la zone d'étude.

L'échantillonnage a été réalisé sur 19 forages (Figure 2) répartis dans le département de Man. Dans le cadre de cette étude, deux campagnes d'échantillonnage ont été menées l'une en saison pluvieuse (Mars 2019) et l'autre en saison sèche (Décembre 2019). Une vidange du forage à échantillonner a été faite au préalable afin de s'assurer de la représentativité de l'échantillon. Les échantillons d'eau sont prélevés dans des flacons en polyéthylène propres d'un litre (1 L) rincés au préalable plusieurs fois avec l'eau à prélever. Ils sont remplis complètement d'eau à ras-bord et on y ajoute quelques gouttes d'acide chlorhydrique (HCl). Les échantillons sont fermés hermétiquement en évitant qu'ils ne contiennent des bulles d'air. Deux glacières ont été utilisées pour leur conservation avec des glaçons à 4°C. Ils sont par la suite acheminés au laboratoire pour analyse. La température (T°C), le pH, le potentiel redox (Eh), l'oxygène dissous (O₂dis), la turbidité (Turb) et la conductivité électrique (CE) ont été mesurés *in situ* avec le multi-paramètre HQ40d portatif. Les paramètres chimiques analysés au laboratoire sont Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, NH₄⁺, SO₄²⁻, HCO₃⁻, NO₃⁻, Cl⁻, NO₂⁻, Cu²⁺, Fe²⁺, PO₄³⁻ et Al³⁺. Les paramètres Cl⁻, Mg²⁺, Ca²⁺ et HCO₃⁻ ont été dosés à partir de la méthode de dosage. Les paramètres chimiques PO₄³⁻, NO₂⁻, NO₃⁻, SO₄²⁻ et NH₄⁺ sont dosés par spectrophotométrie UV visible. Les éléments traces métalliques (Al³⁺, Cu²⁺, Fe²⁺) ainsi que K⁺ et Na⁺ ont été dosés par spectrométrie d'absorption atomique.

Méthodologie de traitement des données

Après avoir procédé à la validation des mesures par la balance ionique, les données collectées ont été traitées en utilisant les

méthodes de statistique descriptive, hydrochimique (diagramme de Piper) et d'Analyse en Composantes Principales (ACP). Les analyses statistiques ont été réalisées à l'aide du logiciel Statistica 7.1. Pour étudier la qualité des eaux, les valeurs des paramètres ont été comparées aux valeurs guides de l'Organisation Mondiale de la Santé (OMS, 2011) pour l'eau de boisson non influencée par les activités anthropiques. La méthode hydrochimique a nécessité l'utilisation du diagramme de Piper à partir du logiciel

Diagrammes 5.1. L'approche statistique multivariée utilisée pour connaître l'origine de la minéralisation des eaux est l'Analyse en Composantes Principales (ACP). Selon Lasm et al. (2011), Akatumbila et al. (2016), Soro et al. (2019), l'ACP est une méthode statistique multidimensionnelle descriptive, utilisable comme outil d'aide à l'interprétation d'une matrice de données. Elle permet de mettre en évidence les ressemblances et la position graphique que présenteraient deux ou plusieurs variables chimiques au cours de leur évolution.

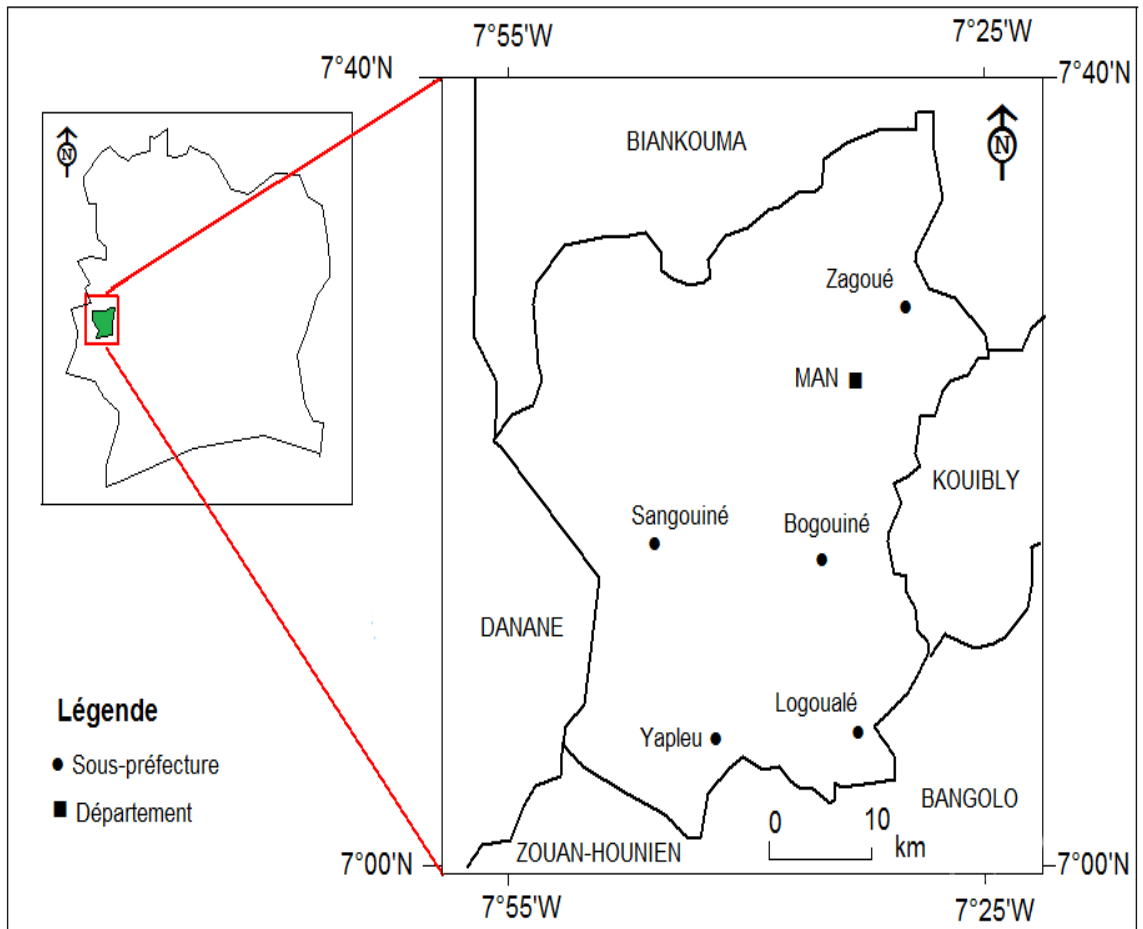


Figure 1: Localisation du département de Man.

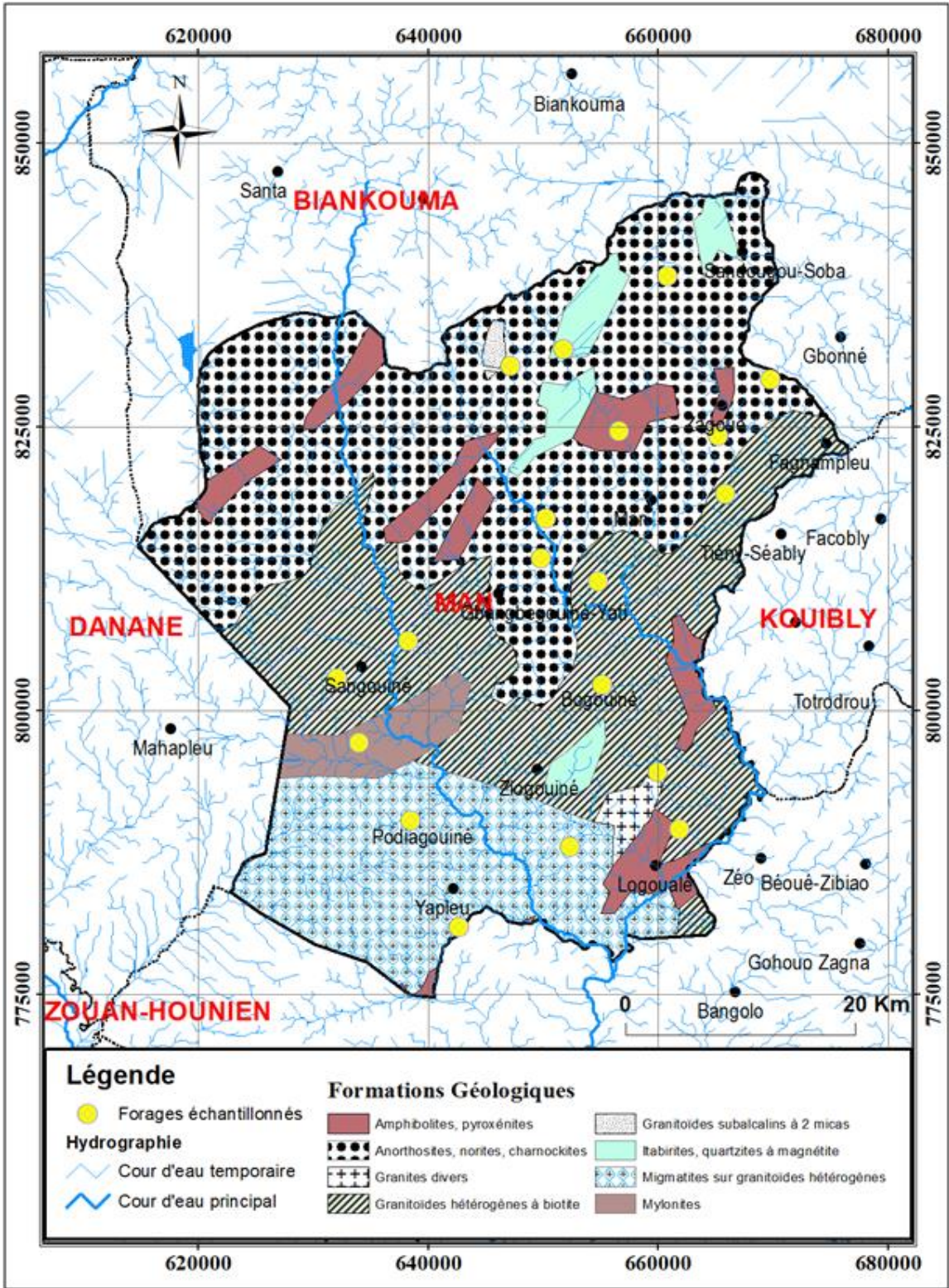


Figure 2: Carte de répartition des points d'échantillonnage dans le département de Man.

RESULTATS

Statistiques élémentaires des paramètres physico-chimiques

Le Tableau 1 présente les statistiques élémentaires des paramètres physico-chimiques de la zone d'étude.

Paramètres physiques

L'analyse du Tableau 1 a montré que les eaux souterraines de la zone d'étude avaient des températures qui variaient entre 23,70°C et 31,30°C avec une moyenne de 27,342±1,712°C en saison sèche. Le forage F18 avait la valeur maximale (31,30°C) qui était supérieure à la valeur guide de l'OMS (25°C à 30°C). Pendant la saison pluvieuse, les températures variaient de 23,90°C à 33,60°C avec une moyenne de 28,005±2,164°C. Au cours de cette saison, le forage F3 avait la valeur maximale (33,60°C) de température supérieure à celle de la norme OMS. En saison sèche, la température moyenne journalière varie entre 22°C et 32°C. Par contre, en saison pluvieuse, elle varie entre 21°C et 27°C. Au cours de la saison sèche, les valeurs de la conductivité électrique (CE) ont varié de 113,80 µS/cm à 391,00 µS/cm avec une moyenne de 219,511 ± 90,362 µS/cm. En saison pluvieuse, elles ont varié de 83,40 µS/cm à 376,00 µS/cm avec une moyenne de 206,50 ± 98,352 µS/cm. Les eaux ayant une bonne minéralisation étaient caractérisées par des valeurs de conductivités inférieures à 500 µS/cm (19 forages, soit 100%) pendant la saison pluvieuse et la saison sèche. En saison sèche, les valeurs de pH étaient comprises entre 5,58 et 7,74 avec une moyenne de 6,673±0,541. En saison pluvieuse, les valeurs de pH ont varié de 5,25 à 7,11 avec une moyenne de 6,223±0,441. En saison sèche, 57,89% des eaux souterraines avaient des valeurs de pH situées dans l'intervalle de la norme OMS (6,5 < pH < 8,5) et étaient majoritairement neutres. En saison pluvieuse, 15,79% des eaux souterraines avaient des valeurs de pH situées dans l'intervalle de la norme de l'OMS (6,5 < pH < 8,5). Pendant les deux saisons, les données de température (T°C), conductivité électrique (CE), pH et oxygène dissous (O₂dis) étaient homogènes car CV<50 % et celles de Turbidité (Turb) et du

potentiel redox (Eh) étaient hétérogènes car CV>50 %.

Paramètres chimiques

En saison sèche, les concentrations en calcium (Ca²⁺) ont varié de 13 mg/L à 129 mg/L avec une moyenne de 50,474±37,493 mg/L. Les teneurs en calcium en saison pluvieuse s'inscrivaient dans la gamme de 1,440 mg/L à 49,630 mg/L avec une moyenne de 14,035±10,449 mg/L. Tous les points d'eau présentaient des concentrations inférieures à la valeur guide de l'OMS (100 mg/L) en saison pluvieuse alors qu'en saison sèche, les forages F7, F14 et F17 avec respectivement 129 mg/L, 112 mg/L et 112 mg/L avaient des valeurs supérieures à la norme. Pendant la saison sèche, la teneur de magnésium (Mg²⁺) a varié de 8 mg/L à 80 mg/L pour une moyenne de 28,421 ± 18,928 mg/L. Le magnésium avait des concentrations allant de 1,53 mg/L à 70,74 mg/L pour une moyenne de 10,739 ± 15,493 mg/L pendant la saison pluvieuse. Le forage F3 (80 mg/L) en saison sèche et le forage F1 (70,74 mg/L) en saison pluvieuse avaient des teneurs en magnésium au-dessus de la valeur guide de l'OMS. Les teneurs de potassium (K⁺) ont varié de 1,10 mg/L à 18,90 mg/L avec une moyenne de 3,867 ± 3,941 mg/L pendant la saison sèche et de 0,30 mg/L à 8,90 mg/L avec une moyenne de 2,912 ± 1,973 mg/L pendant la saison pluvieuse. Le forage F2 (18,90 mg/L) avait une teneur de potassium qui dépassait la valeur guide de l'OMS en saison sèche. Les concentrations en chlorures (Cl⁻) obtenues en saison sèche ont varié de 0,010 mg/L à 4,350 mg/L avec une moyenne de 0,938±1,287 mg/L. Les teneurs en chlorures obtenues en saison pluvieuse oscillaient entre 0,010 mg/L à 7,300 mg/L avec une moyenne de 1,264 ± 1,935 mg/L. Toutes ces valeurs étaient inférieures à la valeur guide de l'OMS qui est de 250 mg/L définie pour les eaux de consommation. Les teneurs en sulfate (SO₄²⁻) étaient comprises entre 2 mg/L et 15 mg/L avec une moyenne de 3,526 ± 3,486 mg/L pendant la saison sèche. Les teneurs de sulfate pendant la saison pluvieuse, ont varié de 1 mg/L à 9 mg/L avec une moyenne de 2,316±1,974 mg/L. Ces eaux étaient aptes à la consommation humaine car toutes les valeurs étaient en dessous de la

valeur guide de l'OMS qui est de 250 mg/L. Les ions hydrogénocarbonates (HCO_3^-) avaient des concentrations qui variaient de 6,40 mg/L à 132,90 mg/L avec une moyenne de $51,19 \pm 39,172$ mg/L pendant la saison sèche et de 3,40 mg/L à 139,20 mg/L avec une moyenne de $48,389 \pm 36,119$ mg/L pendant la saison pluvieuse. En saison sèche, les teneurs du nitrate (NO_3^-) oscillaient entre 2,50 mg/L et 41,30 mg/L avec une moyenne de $12,175 \pm 8,806$ mg/L. Les teneurs en nitrate en saison pluvieuse ont varié de 0,30 mg/L à 17,90 mg/L avec une moyenne de $2,932 \pm 3,963$ mg/L. Les valeurs de nitrate obtenues étaient inférieures à la valeur guide de l'OMS fixée à 50 mg/L. En saison sèche, les eaux des forages avaient une teneur en nitrite (NO_2^-) qui oscillait entre 0,002 et 0,021 mg/L avec une valeur moyenne de $0,007 \pm 0,006$ mg/L. Les valeurs de nitrites en saison pluvieuse ont varié de 0,002 à 0,08 mg/L avec une moyenne de $0,013 \pm 0,019$ mg/L. Les eaux souterraines en saison pluvieuse et en saison sèche avaient une concentration inférieure à la valeur guide de l'OMS pour la potabilité des eaux de boisson fixée à 3 mg/L. Les teneurs en ammonium (NH_4^+) ont varié de 0,020 mg/L à 0,030 mg/L avec une moyenne de $0,021 \pm 0,002$ mg/L pendant la saison sèche et de 0,010 mg/L à 0,030 mg/L avec une moyenne de $0,020 \pm 0,003$ mg/L pendant la saison pluvieuse. Ces teneurs étaient inférieures à la norme OMS qui est de 1,5 mg/L. Les teneurs en phosphate (PO_4^{3-}) ont varié de 0,19 mg/L à 3,50 mg/L avec une moyenne de $0,962 \pm 1,014$ mg/L pendant la saison sèche et de 0,29 mg/L à 4,20 mg/L avec une moyenne de $1,061 \pm 0,984$ mg/L pendant la saison pluvieuse. Pendant les deux saisons, les valeurs de Na^+ et NH_4^+ étaient homogènes car $\text{CV} < 50\%$. Par contre, les valeurs des autres paramètres chimiques étaient hétérogènes car $\text{CV} > 50\%$ (Tableau 1).

Eléments traces métalliques

Les teneurs en cuivre (Cu^{2+}) ont varié de 0,040 mg/L à 0,110 mg/L avec une moyenne de $0,047 \pm 0,018$ mg/L pendant la saison sèche et de 0,01 mg/L à 0,08 mg/L avec une moyenne de $0,043 \pm 0,017$ mg/L pendant la saison pluvieuse. Les teneurs en fer (Fe^{2+}) ont varié de 0,020 mg/L à 4,490 mg/L avec une moyenne

de $0,417 \pm 1,009$ mg/L pendant la saison sèche et de 0,010 mg/L à 0,490 mg/L avec une moyenne de $0,120 \pm 0,135$ mg/L pendant la saison pluvieuse. D'après les résultats obtenus, on remarquait que les teneurs en fer étaient très importantes dans les eaux des forages F4 (0,42 mg/L) et F7 (0,49 mg/L) en saison pluvieuse et dépassaient la norme OMS. En saison sèche, les forages F5, F7 et F11 avec respectivement 4,49 mg/L, 0,74 mg/L et 0,74 mg/L avaient des teneurs de fer au-dessus de la norme OMS. Les teneurs en aluminium (Al^{3+}) ont varié de 0,005 mg/L à 0,06 mg/L avec une moyenne de $0,011 \pm 0,012$ mg/L pendant la saison sèche et elles étaient comprises entre 0,008 mg/L et 0,06 mg/L avec une moyenne de $0,012 \pm 0,012$ mg/L pendant la saison pluvieuse. Les valeurs des teneurs de cuivre étaient homogènes car $\text{CV} < 50\%$ et celles du fer et de l'aluminium étaient hétérogènes car $\text{CV} > 50\%$ au cours des deux saisons.

Classification hydrochimique des eaux

L'analyse du diagramme de Piper (Figure 3) révélait que les eaux souterraines de la zone d'étude présentaient deux faciès pour la saison sèche et trois faciès pour la saison pluvieuse. En saison sèche, on avait un faciès bicarbonaté calcique et magnésien (84,21% des eaux analysées) et un faciès chloruré calcique et magnésien (15,79% des eaux analysées). En saison pluvieuse, on rencontrait les deux premiers faciès de la saison sèche représentant respectivement 84,21% et 10,53% des eaux analysées et le faciès bicarbonaté sodique et potassique (5,26%).

Analyse en Composantes Principales (ACP)

L'analyse des résultats issus de l'ACP a été faite en saison sèche et en saison pluvieuse.

Saison sèche

Le Tableau 2 récapitule les résultats issus de l'Analyse en Composantes Principales (ACP) en saison sèche (Décembre 2019).

Le facteur F1 est commandé dans sa partie négative par les variables pH, CE, Ca^{2+} et HCO_3^- et dans sa partie positive par la variable Eh. Le groupe de variables Ca^{2+} et HCO_3^- traduit la minéralisation bicarbonatée calcique acquise suite aux interactions eau-

roche. Le regroupement des variables dans la partie négative du facteur F1 signifie que ces variables chimiques sont acquises après un temps de séjour court dans l'aquifère. Le facteur F1 est déterminé par la variable Eh dans sa partie positive à laquelle s'oppose le pH. Eh permet de prévoir l'état des ions chimiques dans l'eau. L'opposition de cette variable avec le pH qui est un indicateur de l'hydrolyse des silicates rend compte de l'influence des conditions du milieu dans l'acquisition de la minéralisation. Le facteur F1 exprime donc le phénomène de minéralisation-temps de séjour. Le facteur F2 est déterminé dans sa partie positive par les variables Cl^- et NO_3^- et à un degré moindre Mg^{2+} , Al^{3+} et Na^+ . Ce regroupement montre que ces paramètres sont mis en solution par le même phénomène. Les nitrates (NO_3^-) ont une origine superficielle et indiquent une pollution d'origine anthropique. Le facteur F2 est un indicateur des apports superficiels et dégradation de la qualité de l'eau.

Le facteur F3 est commandé par l'oxygène dissous (O_2dis) dans sa partie positive et la température ($^\circ\text{C}$) dans sa partie négative. En effet, l'oxygène dissous dans l'eau est dépendante de la température. La concentration en oxygène dissous est un paramètre essentiel dans le maintien de la vie, et donc dans les phénomènes de dégradation de la matière organique. La forte présence de matière organique, dans un plan d'eau par exemple, permet aux micro-organismes de se développer tout en consommant de l'oxygène. Dans notre étude, les activités agricoles constituent la source de matières organiques. La dégradation de ces matières organiques se fait rapidement. Le facteur F3 exprime le phénomène de pollution organique des eaux souterraines.

Le facteur 4 est mis en relief par la variable K^+ du côté positif et NO_2^- dans sa partie négative. Les variables K^+ et NO_2^- sont des paramètres de surface qui se retrouvent en profondeur à la suite d'infiltration. En effet, K^+ et NO_2^- proviendraient des engrais utilisés dans les activités agricoles. Le facteur F4 est un indicateur des apports superficiels. Le facteur F5 est dominé dans sa partie négative par SO_4^{2-}

qui semble caractériser une évolution qui s'effectuerait près de la surface du sol. Ces variables ont une origine superficielle et témoignent d'une pollution anthropique. F5 témoigne d'une pollution anthropique. Le facteur 6 met en relief la variable PO_4^{3-} dans sa partie positive et Turb dans sa partie négative. La variable PO_4^{3-} est un paramètre de surface qui se retrouve en profondeur à la suite d'infiltration. En effet, PO_4^{3-} proviendrait des engrais utilisés dans l'activité agricole. Le facteur F6 renseigne donc sur l'origine spatiale des ions par infiltration directe des eaux et la dégradation anthropique de la qualité de l'eau. F6 est un indicateur des apports superficiels.

Saison pluvieuse

Le Tableau 3 récapitule les résultats issus de l'Analyse en Composantes Principales (ACP) en saison pluvieuse (Novembre 2019).

Le facteur F1 est commandé dans sa partie négative par la variable pH et dans sa partie positive par les variables Eh et K^+ et à un degré moindre Al^{3+} . Le groupe de variables K^+ et Al^{3+} semble caractériser une évolution qui s'effectuerait près de la surface du sol. Ces variables ont une origine superficielle et témoignent d'une pollution anthropique. Le facteur F1 est déterminé par la variable Eh dans sa partie positive à laquelle s'oppose le pH. Eh permet de prévoir l'état des ions chimiques dans l'eau et la direction des réactions chimiques (oxydation ou réduction). L'opposition de cette variable avec le pH qui est un indicateur de l'hydrolyse des silicates rend compte de l'influence des conditions du milieu dans l'acquisition de la minéralisation. Le facteur F1 est considéré comme un axe de minéralisation d'origine à la fois naturelle (contact eau-roche) et anthropique. Le facteur F2 est déterminé dans sa partie positive par les variables HCO_3^- et CE et à un degré moindre $^\circ\text{C}$. La variable $^\circ\text{C}$ traduit donc l'influence des conditions du milieu sur la répartition des éléments chimiques. Le facteur F2 traduit donc une minéralisation-temps de séjour. Le facteur F3 est commandé par l'oxygène dissous (O_2dis), Na^+ et PO_4^{3-} . La variable PO_4^{3-} est un paramètre de surface qui se retrouve en profondeur à la suite d'infiltration. En effet,

PO_4^{3-} proviendrait des engrais utilisés dans l'activité agricole. Le facteur F3 renseigne donc sur l'origine spatiale des ions par infiltration directe des eaux et la dégradation anthropique de la qualité de l'eau. F3 est un indicateur des apports superficiels et de la dégradation de la qualité de l'eau.

Le facteur 4 est mis en relief par la variable Ca^{2+} dans sa partie négative et à un degré moindre Cl^- et NO_2^- . Ce regroupement montre que ces paramètres sont mis en solution par le même phénomène. Ce sont des paramètres de surface qui se retrouvent en profondeur à la suite d'infiltration. En effet, NO_2^- proviendrait des engrais utilisés dans les activités agricoles. Le facteur F4 renseigne donc sur l'origine spatiale des ions par infiltration directe des eaux superficielles et la dégradation anthropique de la qualité de l'eau. Le facteur F4 est un indicateur des apports superficiels. Le facteur 5 est déterminé par NO_3^- et à un degré moindre Cu^{2+} dans sa partie

négative. Ce regroupement montre que ces paramètres sont mis en solution par le même phénomène. Les nitrates (NO_3^-) ont une origine superficielle et indiquent une pollution d'origine anthropique. F5 exprime le phénomène origine spatiale et dégradation de la qualité de l'eau. Le facteur 6 est mis en relief par la variable Turb dans sa partie positive et à un degré moindre NH_4^+ dans sa partie négative. La variable NH_4^+ est un paramètre de surface qui se retrouve en profondeur à la suite d'infiltration. En effet, NH_4^+ proviendrait des engrais utilisés dans les activités agricoles. La turbidité de l'eau souterraine est généralement surtout inorganique et causée par des facteurs géologiques naturels. Le facteur F6 renseigne donc sur l'origine spatiale des ions par infiltration directe des eaux superficielles et la dégradation anthropique de la qualité de l'eau. Le facteur F6 est un indicateur des apports superficiels.

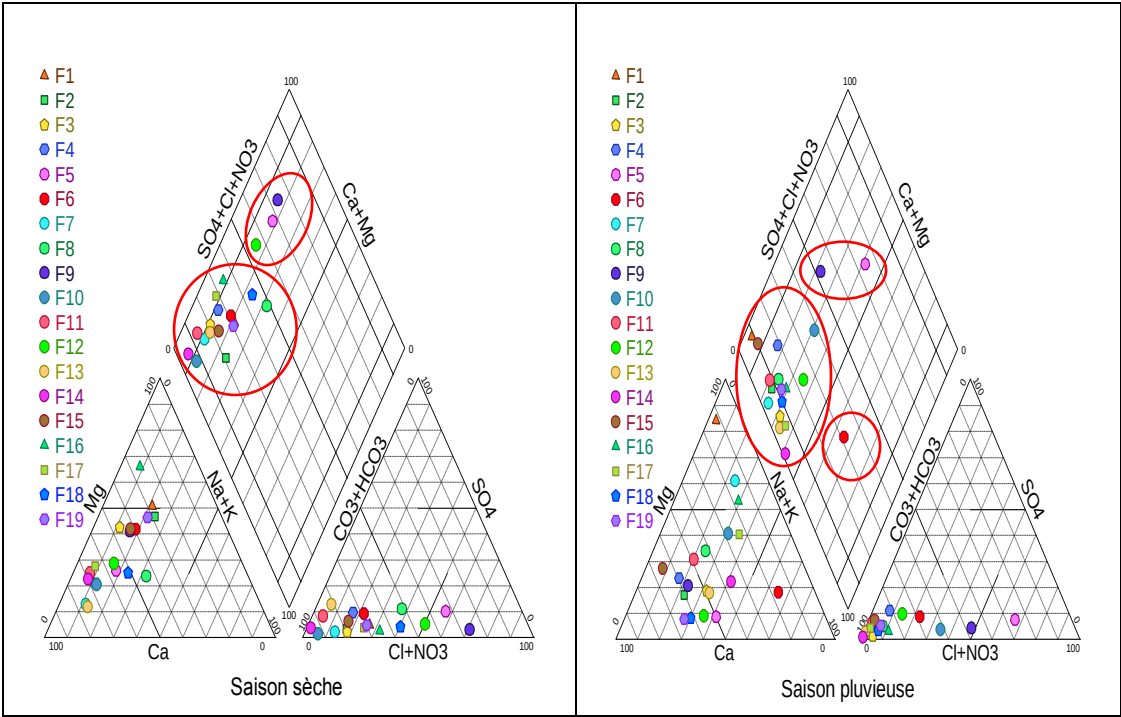


Figure 3: Représentation des eaux souterraines du département de Man dans le diagramme de Piper.

Tableau 1: Statistiques élémentaires des paramètres physico-chimiques du département de Man.

Variable	Unité	Saison sèche (Décembre 2019)					Saison pluvieuse (Mars 2019)					Norme OMS (2011)
		Min	Max	Moy	σ	CV (%)	Min	Max	Moy	σ	CV (%)	
T°C	°C	23,700	31,300	27,342	1,712	6,261	23,900	33,600	28,005	2,164	7,727	25 °C à 30°C
Turb	NTU	0,320	2,810	0,759	0,582	76,680	0,490	4,380	1,145	0,914	79,825	< 5
CE	$\mu\text{S/cm}$	113,800	391,000	219,511	90,362	41,165	83,400	376,000	206,500	98,352	47,628	≤ 500
pH		5,580	7,740	6,673	0,541	8,107	5,250	7,110	6,223	0,441	7,087	6 ,5 < pH < 8, 5
Eh	mV	-28,500	72,700	13,074	27,387	209,477	1,000	100,600	42,995	24,566	57,137	
O₂dis	mg/L	2,300	5,600	4,058	0,958	23,608	2,900	6,500	4,937	0,971	19,668	
Ca²⁺	mg/L	13,000	129,000	50,474	37,493	74,282	1,440	49,630	14,035	10,449	74,449	≤ 100
Mg²⁺	mg/L	8,000	80,000	28,421	18,928	66,599	1,530	70,740	10,739	15,493	144,268	≤ 50
Na⁺	mg/L	3,490	17,230	8,567	3,789	44,228	1,030	7,480	4,712	1,802	38,243	≤ 200
K⁺	mg/L	1,100	18,900	3,867	3,941	101,914	0,300	8,900	2,912	1,973	67,754	≤ 12
Cl⁻	mg/L	0,010	4,350	0,938	1,287	137,207	0,010	7,300	1,264	1,935	153,085	< 250
SO₄²⁻	mg/L	2,000	15,000	3,526	3,486	98,865	1,000	9,000	2,316	1,974	85,233	< 250
HCO₃⁻	mg/L	6,400	132,900	51,190	39,172	76,523	3,400	139,200	48,389	36,119	74,643	
NO₃⁻	mg/L	2,500	41,300	12,175	8,806	72,328	0,300	17,900	2,932	3,963	135,164	≤ 50
NO₂⁻	mg/L	0,002	0,021	0,007	0,006	85,714	0,002	0,080	0,013	0,019	146,154	≥ 3
NH₄⁺	mg/L	0,020	0,030	0,021	0,002	9,523	0,010	0,030	0,020	0,003	15	$\leq 1,5$
PO₄³⁻	mg/L	0,190	3,500	0,962	1,014	105,405	0,290	4,200	1,061	0,984	92,743	≤ 5
Cu²⁺	mg/L	0,040	0,110	0,047	0,018	38,298	0,010	0,080	0,043	0,017	39,535	
Fe²⁺	mg/L	0,020	4,490	0,417	1,009	241,966	0,010	0,490	0,120	0,135	112,5	< 0,3
Al³⁺	mg/L	0,005	0,060	0,011	0,012	109,090	0,008	0,060	0,012	0,012	100	

Min : Minimum ; **Max** : Maximum ; **Moy** : Moyenne ; σ :Ecartype.

Tableau 2 : Coordonnées des variables et pourcentage de variance selon les axes factoriels en saison sèche (Décembre 2019).

Variable	Fact.1	Fact.2	Fact.3	Fact.4	Fact.5	Fact.6
T°C	0,027	0,205	-0,623	-0,354	-0,032	0,322
Turb	0,057	-0,128	0,081	0,082	0,408	-0,695
CE	-0,653	0,645	-0,033	0,036	-0,153	-0,154
pH	-0,793	-0,195	0,470	-0,022	0,041	-0,003
Eh	0,854	0,226	-0,290	0,252	0,068	0,012
O ₂ dis	0,237	0,254	0,630	-0,120	0,156	0,190
Ca ²⁺	-0,820	0,386	-0,279	-0,080	0,019	0,091
Mg ²⁺	-0,264	0,524	0,445	0,342	0,243	0,272
Na ⁺	-0,422	0,594	-0,118	-0,204	0,468	-0,120
K ⁺	-0,066	0,050	0,383	0,653	0,173	0,090
Cl ⁻	0,529	0,683	0,092	-0,001	-0,433	-0,005
SO ₄ ²⁻	-0,479	-0,170	0,020	-0,160	-0,624	-0,001
HCO ₃ ⁻	-0,799	-0,054	0,044	-0,103	-0,334	0,068
NO ₃ ⁻	0,416	0,759	0,273	-0,312	-0,040	-0,046
NO ₂ ⁻	0,236	-0,373	0,142	-0,691	-0,003	-0,103
NH ₄ ⁺	-0,353	0,284	-0,489	-0,093	0,367	-0,453
PO ₄ ³⁻	0,065	-0,005	-0,174	-0,352	0,546	0,638
Cu ²⁺	0,254	-0,486	0,199	-0,242	0,101	-0,133
Fe ²⁺	0,276	0,132	-0,512	0,501	-0,256	-0,019
Al ³⁺	0,346	0,573	0,302	-0,423	-0,223	-0,254
Valeur propre	4,535	3,284	2,304	2,035	1,779	1,463
% de variance	22,677	16,421	11,518	10,175	8,893	7,315
% cumulé de variance	22,677	39,098	50,616	60,791	69,684	76,999

Tableau 3 : Coordonnées des variables et pourcentage de variance selon les axes factoriels en saison pluvieuse (Mars 2019).

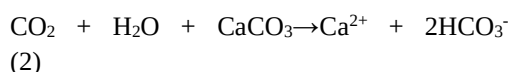
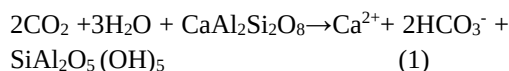
Variable	Fact.1	Fact.2	Fact.3	Fact.4	Fact.5	Fact.6
T°C	0,145	0,564	0,170	-0,404	0,201	0,228
Turb	-0,058	-0,004	-0,035	0,188	0,357	0,620
CE	-0,249	0,862	-0,138	-0,044	-0,181	-0,169
pH	-0,915	0,046	0,013	0,055	0,001	-0,132
Eh	0,920	-0,085	0,013	-0,100	0,006	0,114
O ₂ dis	0,113	0,018	0,856	0,042	0,044	0,160
Ca ²⁺	-0,119	-0,351	0,514	-0,635	0,114	-0,133
Mg ²⁺	-0,234	-0,480	-0,303	-0,160	0,135	0,105
Na ⁺	0,119	0,113	0,667	0,141	-0,376	-0,369
K ⁺	0,743	0,046	0,164	0,211	0,085	0,038
Cl ⁻	0,442	0,289	-0,287	-0,594	-0,373	-0,075
SO ₄ ²⁻	-0,369	0,138	-0,245	-0,343	-0,374	0,300
HCO ₃ ⁻	-0,604	0,662	0,063	0,181	-0,130	0,076
NO ₃ ⁻	0,250	-0,332	-0,202	0,359	-0,601	-0,251
NO ₂ ⁻	-0,558	-0,499	-0,014	-0,573	0,101	-0,147
NH ₄ ⁺	-0,112	-0,040	-0,479	0,113	0,435	-0,555
PO ₄ ³⁻	-0,325	-0,188	0,663	-0,131	-0,252	-0,014
Cu ²⁺	-0,117	-0,548	-0,250	0,113	-0,563	0,361
Fe ²⁺	0,252	-0,174	0,160	0,104	0,248	-0,217
Al ³⁺	0,594	0,155	-0,266	-0,501	-0,073	-0,099
Valeur propre	4,037	2,731	2,624	1,974	1,686	1,368
% de variance	20,185	13,655	13,120	9,872	8,431	6,842
% cumulée de variance	20,185	33,840	46,960	56,832	65,263	72,105

DISCUSSION

Les analyses des eaux souterraines du département de Man ont montré que les eaux sont acides au cours des deux saisons. En effet, l'acidité des eaux a été observée dans plusieurs régions du pays. Il s'agit entre autres des régions de Tiassalé (Oga et al., 2009), de San-Pedro (Lasm et al., 2011), du bassin versant du Haut Bandama (Soro, 2014), de la région Centre de la Côte d'Ivoire (Ehoussou et al., 2019 ; Soro et al., 2019). Cette acidité des eaux en zone tropicale humide est selon Matini et al. (2009), Ehoussou et al. (2019) principalement liée à la décomposition de la matière organique végétale, avec la production de CO_2 dans les premières couches du sol. Aussi, la présence dans l'eau de CO_2 provenant des sols facilite l'hydrolyse des minéraux silicatés et la formation des ions HCO_3^- , qui constituent les ions les plus importants dans la zone d'étude. Les eaux de la zone d'étude ont une conductivité électrique moyenne de 219,511 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en saison sèche et 206,500 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en saison pluvieuse. Ces eaux souterraines sont dans l'ensemble peu minéralisées, ce qui est conforme à un trait chimique bien reconnu dans le pays. En saison pluvieuse, la valeur moyenne du potentiel redox (Eh) est de 42,995 mV tandis qu'en saison sèche, elle est de 13,074 mV. Ces valeurs moyennes d'Eh sont inférieures à celle obtenue par Soro (2014) dans le bassin versant du Haut Bandama qui est de 147,7 mV. Les valeurs positives obtenues signifient que les eaux sont bien oxygénées et qu'elles appartiennent à un système ouvert à l'atmosphère (Soro, 2014). Les valeurs très élevées du potentiel d'oxydo-réduction sont le signe d'une pollution anthropique (Lallahem, 2002). Les nitrates des eaux souterraines de la région proviennent en grande partie des pesticides et des engrais utilisés dans les activités agricoles. Les travaux de Gibrilla et al. (2010) menés dans le bassin de la rivière Densu au Ghana s'accordent avec cette origine et soulignent que les nitrates peuvent provenir également de la nitrification des plantes

légumineuses et des excréments des animaux. Les teneurs en éléments traces métalliques observées dans les eaux de la zone sont faibles, à l'exception du fer qui a une moyenne de 0,417 mg/L en saison sèche supérieure à la valeur guide de l'OMS ($< 0,3 \text{ mg/L}$). L'origine de ce métal dans les eaux étudiées pourrait être associée à la nature géologique des formations aquifères et du substratum rocheux qui les abritent comme l'ont signalé Mangoua et al. (2010) dans le bassin versant de la Baya. En effet, le département de Man constitue la zone où l'on rencontre les plus grands gisements métalliques de la Côte d'Ivoire. La géologie de la zone se caractérise par la présence des roches mafiques et ultramafiques riches en minéraux ferromagnésiens. De nombreux gisements abritant des métaux précieux ont été mis en évidence et certains font actuellement l'objet d'une exploration : c'est le cas du gisement de fer du Mont Klahoyo (Ahoussi et al., 2017). D'autre part, l'origine du fer peut être liée aux phénomènes d'oxydo-réduction comme l'ont signalé Oga et al. (2009) dans la région de Tiassalé. Tous les points d'eau analysés ont des teneurs de nitrates largement en-dessous de la norme OMS qui est de 50 mg/L en saison sèche et en saison pluvieuse. L'utilisation des techniques d'analyse statistique multivariée en particulier l'ACP pour l'étude du chimisme des eaux souterraines a révélé trois phénomènes responsables de la minéralisation des eaux dans les aquifères de fissures de la zone. Les principaux phénomènes sont la minéralisation-temps de séjour, l'apport superficiel et la dégradation anthropique de la qualité des eaux et la pollution organique. L'acquisition des ions se fait de façon rapide par l'hydrolyse acide des silicates et les interactions eaux-roches qui constituent les mécanismes importants dans la minéralisation des eaux. Les granites, les gneiss et les schistes sont riches en feldspaths alcalins et en plagioclases acides. Ces roches dominent la géologie du département comme dans plusieurs régions du socle cristallophyllien ivoirien. L'hydrolyse de telles roches explique les teneurs en Ca^{2+} , Mg^{2+}

dominantes pour les cations dans les eaux souterraines (Souley et al., 2018). En effet, selon Montcoudiol et al. (2015), la dissolution de l'anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) ou de la calcite (CaCO_3) est donnée par les équations 1 et 2 suivantes :



L'acidité des eaux et l'abondance des précipitations provoquent une altération très intense et complète des minéraux primaires de la roche mère par hydrolyse (Eblin et al., 2014). Cette hydrolyse est donc importante en saison pluvieuse qu'en saison sèche. La présence du NO_2^- , NO_3^- et PO_4^{3-} et de métaux lourds indiquerait une pollution liée aux activités anthropiques dans le processus de la minéralisation des eaux. Ceci se justifierait par l'utilisation de fertilisants au cours des activités agricoles comme le soulignent El Amrani-Paaza et al. (2007) de même que Ben Moussa et al. (2019) dans la basse vallée de Medjerda en Tunisie Nord-Orientale. Hailé et al. (2020) confirment la même origine pour ces ions et ajoutent d'autres origines telles que les puits perdus domestiques, les effluents industriels et la dissolution de $(\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{OH})$.

Conclusion

Cette étude avait pour but de comprendre le fonctionnement hydrochimique des eaux souterraines du département de Man dans l'Ouest de la Côte d'Ivoire. Les analyses physico-chimiques montrent que les eaux souterraines du département de Man sont acides au cours des deux saisons. Les eaux sont peu minéralisées dans l'ensemble avec des moyennes de conductivités qui oscillent entre 206,50 $\mu\text{S}/\text{cm}$ et 219,51 $\mu\text{S}/\text{cm}$ observées respectivement pendant la saison pluvieuse et la saison sèche. Les eaux souterraines de la zone étaient globalement de bonne qualité car les teneurs des différents paramètres physico-chimiques respectaient pour la plupart la norme de potabilité de l'OMS. Le fer avait une valeur

moyenne de 0,42 mg/L en saison sèche au-dessus de la valeur guide de l'OMS (0,3 mg/L). Ces eaux présentaient un faciès bicarbonaté calcique et magnésien majoritaire à 84,21% et un faciès chloruré calcique et magnésien minoritaire qui représentait 15,79% en saison sèche. En saison pluvieuse, ces eaux présentaient un faciès bicarbonaté calcique et magnésien majoritaire à 84,21%, un faciès chloruré calcique et magnésien minoritaire (10,53%) et un faciès bicarbonaté sodique et potassique (5,26%). Les différents phénomènes responsables de l'acquisition du chimisme des eaux souterraines de la zone d'étude étaient : la minéralisation-temps de séjour, l'apport superficiel et la dégradation anthropique de la qualité des eaux et la pollution organique.

CONFLIT D'INTERÊTS

Les auteurs déclarent qu'il n'existe aucun conflit d'intérêt lié à cet article.

CONTRIBUTIONS DES AUTEURS

Ce travail est le fruit d'une collaboration entre les auteurs. AT a initié les missions d'échantillonnage auxquelles il a participé et financé les analyses. LJAY a traité les données et a fait le montage du projet d'article. TDS a lu le projet et apporté des corrections. BD a initié ce projet de recherche et l'a supervisé.

REMERCIEMENTS

Les auteurs remercient les communautés villageoises pour leur accueil lors des missions d'échantillonnage et plus particulièrement les chefs de villages.

REFERENCES

- Adjiri OA, Koné B, Aka N, Djabakaté I, Dibi B. 2019. Caractérisation physico-chimique et source de la minéralisation des eaux souterraines des départements de Daloa et Zoukougbeu, Côte d'Ivoire. *International Journal of Biological and*

- Chemical Sciences*, **13**(4): 2388-2401. DOI: 10.4314/ijbcs.v13i4.40
- Ahoussi KE, Koffi YB, Kouassi AM, Soro G, Soro N, Biémi J. 2012. Étude des caractéristiques chimiques et microbiologiques des ressources en eau du bassin versant du N'zi : cas de la commune de N'zianouan (Sud de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, **6**(4): 1854-1873. DOI:10.4314/ijbcs.v6i4.40
- Ahoussi KE, Koffi YB, Kouassi AM, Soro G, Biémi J. 2013. Étude hydrochimique et microbiologique des eaux de source de l'Ouest montagneux de la Côte d'Ivoire : Cas du village de Mangouin-Yrongouin (sous-préfecture de Biankouman). *Journal of Applied Biosciences*, **63**: 4703-4719. DOI: 10.4314/jab.v63i1.87245
- Ahoussi KE, Keumean KN, Kouassi AM, Koffi YB. 2017. Etude des caractéristiques hydrogéochimiques et microbiologiques des eaux de consommation de la zone périurbaine de la ville de Man: cas du village de Kpangouin (Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, **11**(6): 3018-3033. DOI:10.4314/ijbcs.v11i6.37
- Akatumbila L, Mabiala M, Lubini A, Pwema K, Musibono EA. 2016. Contribution à l'évaluation de la qualité physico-chimique de l'eau : cas de la rivière urbaine Gombe de Kinshasa/République Démocratique du Congo. *Larhyss Journal*, **26**: 7-29.
- Ben Moussa A, Mzali H, Elmejri H, Bel Haj Salem S. 2019. Apport des outils hydrogéochimiques à l'évaluation de la qualité et de l'aptitude des eaux souterraines à l'irrigation : cas de la nappe phréatique de la basse vallée de Medjerda, Tunisie Nord-Orientale. *La Houille Blanche*, **5-6**: 35-44. DOI: 10.1051/lhb/2019053
- Camil J. 1984. Pétrographie et chronologie des ensembles granulites archéens et formations associées de la région de Man (Côte d'Ivoire). Implications pour l'histoire géologique du craton Ouest africain. Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Université d'Abidjan, Côte d'Ivoire, 306 p.
- De Marsily G, Besbes M. 2017. Les eaux souterraines. *Responsabilité et Environnement*, **2**(86): 25-30.
- Djro SC. 1998. Evolutions tectono-métamorphiques des gneiss granulitiques archéens du secteur de Biankouma-Touba (Nord-Ouest Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat en Sciences Naturelles, Université de Cocody, Côte d'Ivoire, 121 p.
- Eblin SG, Soro GM, Sombo AP, Aka N, Kambiré O, Soro N. 2014. Hydrochimie des eaux souterraines de la région d'Adiaké (Sud-Est côtier de la Côte d'Ivoire). *Larhyss Journal*, **17**: 193-214.
- Ehoussou KM, Kouassi AM, Kamagaté B. 2019. Caractérisation hydrogéochimique des aquifères fissurés de la région du béliér, Centre de la Côte d'Ivoire. *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologie*, **33**:137 - 160
- El Amrani-Paaza N, Larocque M, Banton O, Benavente J. 2007. Simulation de la contamination des eaux souterraines du delta du rio Adra et eutrophisation des albuferas (Almérie, Espagne). *Revue des Sciences de l'Eau*, **20**(1):15-25. DOI: <https://doi.org/10.7207/014904ar>
- Gibrilla A, Osae S, Akiti TT, Adomako D, Ganyaglo SY, Bame PK, Hadisu A. 2010. Hydrogeochemical and groundwater quality studies in the Northern part of the Densu river basin of Ghana. *Journal of Water Resource and Protection*, **2**(12): 1071-1081. DOI: 10.4236/jwarp.2010.212126
- Goné DL. 2001. Contribution des paramètres physico-chimiques des eaux souterraines à l'étude du fonctionnement des systèmes hydrauliques en milieu fissuré de la région semi-montagneuse de Man (Ouest

- de la Côte d'Ivoire). Thèse de Doctorat 3^e cycle, Université d'Abobo-Adjamé, Côte d'Ivoire, 182 p.
- Hussein MT. 2004. Hydrochemical evaluation of groundwater in the Blue Nile basin, eastern Sudan, using conventional and multivariate techniques. *Hydrogeology Journal*, **12**(2): 144-158. DOI: <https://doi.org/10.1007/s12403-011-0044-9>
- Haile AS, Douglas RT, Kevin MB, Damien TM, Michael JR, Luke J, Tesfamichael GT, Asmelash TA. 2020. Development of an improved hydrogeological and hydro-geochemical conceptualization of a complex aquifer system in Ethiopia. *Hydrogeology Journal*, **28**(8): 2727–2746. DOI: 10.1007/s10040-020-02229-4
- INS. 2014. Recensement Général de la Population et de l'Habitat 2014 : Répertoire des localités du Tonkpi. Rapport de l'INS, Côte d'Ivoire, 56 p.
- Kouamé KF. 2011. Influences de la variabilité climatique et de la dégradation environnementale sur le fonctionnement de l'hydrosystème du N'zo dans la région guinéenne humide et semi-montagneuse de la Côte d'Ivoire. Thèse de Doctorat d'Etat es Sciences Naturelles, Université de Cocody, Côte d'Ivoire, 374 p.
- Kouamelan AN. 1996. Géochronologie et géochimie des formations archéennes et Protérozoïques de la dorsale de Man en Côte d'Ivoire. Implications pour la transition archéen-protérozoïque. Thèse de Doctorat, Université de Rennes 1, France, 277 p.
- Lallahen S. 2002. Structure et modélisation hydrodynamique des eaux souterraines : Application à l'aquifère crayeux de la bordure nord du bassin de Paris. Thèse de Doctorat, Université des Sciences et Technologies de Lille, France, 242 p.
- Lasm T, De Lasme O, Oga YMS, Youan Ta M, Baka D, Kouamé F, Yao KT. 2011. Caractérisation hydrochimique des aquifères fissurés de la région de San-Pedro (Sud-Ouest de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, **5**(2): 642-662. DOI: 10.4314/ijbcs.v5i2.72129
- Matini L, Moutou JM, Kongo-Mantono MS. 2009. Evaluation hydro-chimique des eaux souterraines en milieu urbain au Sud-Ouest de Brazzaville, Congo. *Afrique Science*, **5**(1):82-98. DOI: 10.4314/afsci.v5i1.61709
- Mangoua OMJ, Touré S, Goula BTA, Yao KB, Savané I, Biémi J. 2010. Évaluation des caractéristiques des aquifères fissurés du bassin versant de la Baya ou Bâ (Est de la Côte d'Ivoire). *Revue Ivoirienne des Sciences et Technologie*, **16**: 243- 259.
- Mangoua OMJ, Konan KS, Kouamé KI, Zougrou NN, Kouassi KL, Savané I, Biémi J. 2018. Evaluation de la vulnérabilité à la pollution des eaux souterraines du département de Tiassalé (Sud de la Côte d'Ivoire). *Environmental and Water Science, Public Health & Territorial Intelligence Journal*, **2**(2): 46-54.
- Montcoudiol N, Molson J, Lemieux JM. 2015. Groundwater geochemistry of the Outaouais Region (Québec, Canada): a regional-scale study. *Hydrogeology Journal*, **23**(2): 377-396. DOI : 10.1007/s10040-014-1190-5
- Oga YMS, Lasm T, Yao KT, Soro N, Saley MB, Kouassi D, Gnamba F. 2009. Caractérisation chimique des eaux des aquifères de fracture: Cas de la région de Tiassalé en Côte d'Ivoire. *European Journal of Scientific Research*, **31**(1): 72-87.
- OMS. 2011. *Directives de Qualité pour l'Eau de Boisson*. OMS : Genève-Suisse.
- Ouattara A, Méité A, Dally T, Ouattara H, Coulibaly KS. 2016. Étude de la qualité des eaux de consommation dans la localité de N'Zianouan s/p de Tiassalé et des quartiers précaires de trois communes du District d'Abidjan (Koumassi,

- Treichville, Attécoubé). *Journal of Applied Biosciences*, **102**: 9708-9715.
- Sarallier C. 2003. Eau et développement. Bibliographique Thématique, 27 p.
- Soro G, Soro TD, Fossou NMR, Adjiri OA, Soro N. 2019. Application des méthodes statistiques multivariées à l'étude hydrochimique des eaux souterraines de la région des lacs (Centre de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Biological and Chemical Sciences*, **13**(3): 1870-1889. DOI: <https://dx.doi.org/10.4314/ijbcs.v13i3.54>
- Soro TD. 2014. Evolution des ressources en eau du bassin versant du Haut Bandama à Tortiya (Nord de la Côte d'Ivoire) dans un contexte de variabilité et de changement climatiques : impacts hydrologiques, hydrogéologiques et hydrochimiques. Thèse de Doctorat, Université Félix Houphouët-Boigny, Côte d'Ivoire, 243 p.
- Souley MR, Malam AMM, Mahaman SL, Natatou I, Issa H. 2018. Caractérisation physico-chimique des eaux souterraines du socle de la région de Zinder (Niger) pendant la saison des pluies et la saison sèche. *European Scientific Journal*, **14**(27): 317-345. DOI: [10.19044/esj.2018.v14n27p317](https://doi.org/10.19044/esj.2018.v14n27p317)
- Traoré A, Ahoussi KE, Aka N, Traoré A, Soro N. 2015. Niveau de contamination par les pesticides des eaux des lagunes Aghien et Potou (Sud-Est de la Côte d'Ivoire). *International Journal of Pure & Applied Bioscience*, **3**(4): 312-322.
- UNICEF/OMS. 2019. Progrès en matière d'eau, d'assainissement et d'hygiène des ménages 2000-2017 : gros plan sur les inégalités. UNICEF/OMS, Suisse, 140 p.
- Yidana SM, Ophori D, Banoeng-Yakubo B. 2007. Hydrogeological and hydrochemical characterization of the Voltaian Basin: the Afram Plains area, Ghana. *Environmental Geology*, **54**(9): 1751-1762. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00254-007-0710-1>.

Résumé

La croissance démographique du Département de Man couplée aux effets de la variabilité climatique exerce une forte pression sur les eaux souterraines, entraînant ainsi sa diminution et sa dégradation. L'objectif général de cette étude est de comprendre le fonctionnement hydrodynamique et hydrogéochimique des aquifères fracturés de ce Département dans un contexte de changement climatique. La fluctuation du climat et les infiltrations efficaces ont été estimées en utilisant respectivement les méthodes du test de Nicholson et du bilan hydrologique de Thornthwaite. L'analyse temporelle des niveaux d'eau a été réalisée à l'aide du test de student. L'Analyse en Composantes Principales Normées (ACPN) a été utilisée pour l'étude de la minéralisation des eaux souterraines et la logique floue a été employée pour déterminer l'indice de qualité de ces eaux. La détermination des propriétés hydrodynamiques a été faite par l'interprétation des essais de pompage et le modèle d'écoulement pour la simulation du milieu souterrain a été élaboré à partir du logiciel feflow. Les résultats montrent que les stations climatiques de Man, Danané, Gbonné et Biankouma dans leur ensemble, enregistrent une alternance de périodes humides, sèches et normales de 1961 à 2023. Les infiltrations efficaces estimées sont plus élevées en périodes humides qu'en périodes sèches. Les années 2018, 2019 et 2020 ont enregistré respectivement des infiltrations de 280,5 mm, 194,9 mm et 293,3 mm. Ainsi, l'analyse temporelle des niveaux d'eau dans ce Département affiche une diminution des niveaux d'eau à l'échelle saisonnière (de 0,37 à 1,08 m). L'ACPN a mis en évidence l'origine de la minéralisation des eaux. Cette minéralisation est contrôlée par les phénomènes tels que l'hydrolyse acide des roches, l'oxydo-réduction et l'apport lié aux activités anthropiques. Les indices de la qualité de ces eaux de 2019 à 2023 ont indiqué une dégradation de leur qualité mise en relation avec la précipitation et l'état de surface. Les paramètres hydrodynamiques estimés varient en fonction des formations géologiques et des différentes couches. Le modèle d'écoulement souterrain de la nappe du sous-bassin versant du Kô à Man a permis de caler les perméabilités des couches d'altérites (de $2,6 \cdot 10^{-7}$ à $9,9 \cdot 10^{-4}$ m/s) et des aquifères de fissures (de $2,6 \cdot 10^{-5}$ à $1,8 \cdot 10^{-4}$ m/s) puis la recharge en 2019 (184 mm/an). Ce modèle validé en régime transitoire a permis de faire des simulations prédictives. Les deux (2) scénarios de gestion élaborés ne prévoient pas de baisse significative de la nappe des eaux souterraines de ce sous-bassin versant. Selon ces scénarios, cette nappe dispose donc d'une réserve d'eau pour être utilisée par la population malgré la variabilité climatique.

Mots Clés : variabilité climatique, bassin versant du Kô, Département de Man, Feflow, infiltration efficace, simulation numérique, socle fracturé.

Abstract

Demographic growth in the Department of Man, coupled with the effects of climate variability, is placing heavy pressure on groundwater, leading to its depletion and degradation. The overall objective of this study is to understand the hydrodynamic and hydrogeochemical functioning of the Department's fractured aquifers in a context of climate change. Climate fluctuation and effective infiltration were estimated using the Nicholson test and Thornthwaite water balance methods respectively. Temporal analysis of water levels was performed using the Student's t test. Normalized Principal Component Analysis (NPCA) was used to study groundwater mineralization, and fuzzy logic was employed to determine the groundwater quality index. Hydrodynamic properties were determined by interpreting pumping tests, and the flow model for simulating the underground environment was developed using feflow software. The results show that the Man, Danané, Gbonné and Biankouma climate stations as a whole record alternating wet, dry and normal periods from 1961 to 2023. Estimated effective infiltration is higher in wet periods than in dry periods. The years 2018, 2019 and 2020 recorded infiltrations of 280.5 mm, 194.9 mm and 293.3 mm respectively. The temporal analysis of water levels in this department shows a seasonal decrease in water levels (from 0.37 to 1.08 m). NPCA has highlighted the origin of water mineralization. This mineralization is controlled by phenomena such as acid rock hydrolysis, redox and anthropogenic inputs. Water quality indices from 2019 to 2023 showed a deterioration in water quality, linked to precipitation and surface conditions. Estimated hydrodynamic parameters vary according to geological formations and layers. The groundwater flow model for the Kô sub-catchment in Man was used to calculate the permeabilities of the weathering layers (from $2,6 \cdot 10^{-7}$ to $9,9 \cdot 10^{-4}$ m/s) and fissure aquifers (from $2,6 \cdot 10^{-5}$ to $1,8 \cdot 10^{-4}$ m/s), followed by recharge in 2019 (184 mm/year). This model, validated under transient conditions, was used for predictive simulations. The two (2) management scenarios developed do not forecast a significant drop in the groundwater table in this sub-watershed. According to these scenarios, the groundwater table therefore has a water reserve that can be used by the population despite climatic variability.

Keywords : climate variability, Kô watershed, Department of Man, effective infiltration, numerical simulation, fractured basement.